

# Einfluss der windinduzierten Rauigkeit an der Ozeanoberfläche auf die Fernerkundung des Chlorophyllgehaltes

Diplomarbeit  
von  
Elke M. I. Meyer

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE FAKULTÄT DER  
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL  
ERSTELLT AM INSTITUT FÜR MEERESKUNDE  
Forschungsbereich 1  
- Maritime Meteorologie -



Kiel, 26. April 2002



# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>I</b>
<b>Abstract</b>	<b>III</b>
<b>Symbole</b>	<b>V</b>
<b>Abkürzungen</b>	<b>VII</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Marines Phytoplankton</b>	<b>5</b>
<b>3 Theorie</b>	<b>13</b>
3.1 Definition von Strahlungsgrößen . . . . .	14
3.2 Strahlungstransportgleichung . . . . .	17
3.3 Brechung und Reflexion . . . . .	20
3.3.1 Snelliussches Brechungsgesetz . . . . .	21
3.3.2 Fresnel – Reflexion . . . . .	22
3.3.3 Totalreflexion . . . . .	22
3.4 Die statistische Beschreibung der rauen Wasseroberfläche . . . . .	23
<b>4 Modell</b>	<b>25</b>
4.1 Winkelgeometrie . . . . .	26
4.2 Modellierte Fresnel – Reflexion an der Wasseroberfläche . . . . .	27
4.3 Eingabeparameter . . . . .	30
4.4 Modelllauf . . . . .	30
4.5 Abschattung . . . . .	31
4.6 Boden . . . . .	31
4.7 Bildung von Schaum an der Wasseroberfläche . . . . .	32
<b>5 Ergebnisse</b>	<b>33</b>
5.1 Parameter . . . . .	33
5.2 Algorithmus für Chlorophyllgehalt nach O’Reilly . . . . .	35
5.3 Modelllauf mit Chlorophyllgehalt = 0.1 mg m <sup>-3</sup> . . . . .	35
5.4 Modelllauf mit Chlorophyllgehalt = 1.0 mg m <sup>-3</sup> . . . . .	39

5.5	Vergleich von SeaWiFS – Daten und Modelldaten . . . . .	44
5.6	Resümee . . . . .	48
<b>6</b>	<b>Schlussbetrachtung</b>	<b>49</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>51</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>53</b>

# Zusammenfassung

In dieser Arbeit ist der Einfluss von Sonnenzenitwinkel und Windgeschwindigkeit auf die Strahldichte an der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean untersucht worden. Ein Windmodul ist in einem Strahlungstransportmodell implementiert worden. Es sind für verschiedene Sonnenzenitwinkel und Windgeschwindigkeiten Modellrechnungen durchgeführt worden. Die Ergebnisse des Modells sind mit SeaWiFS Daten von 1998 verglichen worden.

Ein Monte Carlo Strahlungstransportmodell für inhomogene Bewölkung (Macke et al., 1999) ist für den Ozean modifiziert worden (Mehrtens und Martin, 2002). Es berechnet die normierten aufwärts gerichteten Strahldichten ( $I_{wn}$ ) für die Wellenlängen 490 nm und 555 nm. Die Strahldichten werden für die Sonnenzenitwinkel  $\theta = 0^\circ, 30^\circ, 50^\circ$  und einem Windgeschwindigkeitsbereich von 0 bis 15 m/s berechnet. Die vertikalen Profile der optischen Dicke und der Einfachstreueralbedo werden aus den Chlorophyllgehalten  $0.1$  und  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$  berechnet.

Die raue Wasseroberfläche wird durch ein Aneinanderlegen von vielen Facetten simuliert. Die Neigung der einzelnen Facetten beruht auf der Theorie von Cox und Munk (1954), die eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für Wellenneigungen in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit hergeleitet haben.

Die Modellrechnungen ergeben, dass die Strahldichten bei  $\theta = 30^\circ$  und  $50^\circ$  sensitiv auf die Zunahme der Windgeschwindigkeit reagieren. Bei einem Zenitwinkel von  $\theta = 0^\circ$  reagiert die Strahldichte wenig sensitiv. Bei beiden großen Zenitwinkeln nimmt die Strahldichte signifikant bei hohen Windgeschwindigkeiten ab.

Das Einsetzen der Strahldichten in den OC2 (Ocean Chlorophyll 2-band) Algorithmus von O'Reilly et al. (1998) zeigt eine Überschätzung des Chlorophyllgehaltes bei  $\theta = 30^\circ$  und  $50^\circ$ . Die größte Sensivität findet man im Windgeschwindigkeitsintervall zwischen 0 und 5 m/s. Mit etwa 20 % wird der Chlorophyllgehalt bei den größeren Zenitwinkeln ab einer Windgeschwindigkeit von 5 m/s überschätzt. Bei einem Zenitwinkel von  $\theta = 0^\circ$  sind keine signifikanten Ergebnisse festgestellt worden.

Der Vergleich mit den SeaWiFS Daten von 1998 für die Punkte ( $30^\circ$  Nord,  $30^\circ$  West sowie  $50^\circ$  Nord,  $30^\circ$  West) zeigt, dass vor allem die gemessenen Strahldichten bei der Wellenlänge von 490 nm die Tendenz des Modells bestätigen. Bei der Wellenlänge 555 nm zeigen die Messungen keine einheitliche Tendenz.



# Abstract

The impact of sun angle and wind speed on water leaving radiance was studied using a radiative transfer model. A wind module has been implemented and was applied for different sun angles and wind speeds. The results of the model were compared to SeaWiFS Data from 1998.

A Monte Carlo model to simulate the radiation through inhomogeneous clouds was modified for oceanic applications. The model calculated the normalized water leaving radiance (lwn) at wavelengths of 490 nm (lwn 490) and 555 nm (lwn 555). The following input parameters were used: sun angle, wind speed, number of photons and vertical profiles of optical depth and single scattering albedo, which were calculated from chlorophyll concentrations (CHL in  $\text{mg m}^{-3}$ ).

The model surface could numerically be simulated by many facets, whose slope components were expressed according to a Gaussian distribution with respect to surface wind as introduced by Cox and Munk (1954)

The model showed that the water leaving radiance at  $\theta = 30^\circ$  and  $\theta = 50^\circ$  is sensitive responsive to the rising wind speed and was reduced at high wind speed. It indicated to be less sensitive at the zenith angle  $\theta = 0^\circ$ .

Using the OC2 (Ocean Chlorophyll 2-band) algorithm on the calculated water leaving radiance, the model showed an overestimation at the zenith angles  $\theta = 30^\circ$  and  $50^\circ$ . The highest sensitivity was found between 0 – 5 m/s wind speed. According to this the chlorophyll content was overestimated about 20 % from wind speed greater 5 m/s at high zenith angles. No significant difference was found in chlorophyll content at zenith angle  $\theta = 0^\circ$ .

These results were compared to 1998 SeaWiFS (Sea-Viewing Wide-Field-of-View Sensor) data from two stations located at (30 N, 30 W) and (50 N, 30 W). While the data and the model showed the same trend at 490 nm, the radiance at 555 nm were indifferent.



# Symbole

Symbol	SI-Einheit	Bezeichnung
A	$m^2$	Fläche
a	$m^{-1}$	Absorptionskoeffizient
b	$m^{-1}$	Streukoeffizient
E	$W m^{-2} nm^{-1}$	Bestrahlungsstärke
I	$W sr^{-1} nm^{-1}$	Strahlstärke
K	$m^{-1}$	Attenuationskoeffizient
L	$W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$	Strahldichte
lat	deg	geographische Breite
lon	deg	geographische Länge
$m_r$	-	Realteil des Brechungsindex
$n_1$	-	Brechungsindex für die Atmosphäre
$n_2$	-	Brechungsindex für den Ozean
P; p	-	Verteilungsfunktion
Q	$W s nm^{-1}$	Strahlungsenergie
r	m	Abstand
R	-	Farbverhältnis
s	m	Strecke
t	s	Zeit
$u_{10}$	$m s^{-1}$	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe
V	$m^3$	Volumen
z	m	Vertikalkomponente
$\Omega$	sr	Raumwinkel
$\Phi$	W	Strahlungsfluss
$\Phi_a$	$W nm^{-1}$	absorbierter Strahlungsfluss
$\Phi_i$	$W nm^{-1}$	einfallender Strahlungsfluss
$\Phi_t$	$W nm^{-1}$	transmittierter Strahlungsfluss
$\beta$	$m^{-1} sr^{-1} nm^{-1}$	Volumenstreuungsfunktion
$\beta'$	$sr^{-1} nm^{-1}$	Phasenfunktion
$\zeta_c$	deg	Facettenneigung quer zur Windrichtung
$\zeta_u$	deg	Facettenneigung parallel zur Windrichtung
$\theta$	deg	Winkel

$\theta_c$	deg	kritischer Einfallswinkel für Totalreflexion
$\theta_{\text{facet}}$	deg	Facettenneigung
$\theta_{\text{in}}$	deg	Einfallswinkel
$\theta_n$	deg	Normale
$\theta_{\text{normal}}$	deg	Normale
$\theta_r$	deg	Reflexionswinkel
$\theta_{\text{sun}}$	deg	Sonnenzenitwinkel
$\theta_t$	deg	Transmissionswinkel
$\theta_{\text{trans}}$	deg	Transmissionswinkel
$\theta_{\text{trans}}^*$	deg	Transmissionswinkel
$\lambda$	nm	Wellenlänge
$\mu_n$	-	Kosinus der Normalen
$\sigma$	-	Varianz
$\sigma_u$	-	Varianz in paralleler Windrichtung
$\sigma_c$	-	Varianz in senkrechter Windrichtung
$\tau$	-	optische Dicke
$\phi$	deg	Azitmuthwinkel
$\psi$	deg	Winkel
$\omega_0$	-	Einfachstreueralbedo

# Abkürzungen

ADEOS	Advanced Earth Observating Satellite
AOP	Apparent Optical Properties
CHL	Chlorophyll
CZCS	Coastal Zone Color Scanner
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e. V.
ENVISAT	Environment Satellite
IOCCG	International Ocean Colour Coordinating Group
IOP	Inherent Optical Properties
IPCC	Intergovernmental Panel of Climate Change
JGOFS	Joint Global Ocean Flux Study
lwn	Normalized water leaving radiance
MERIS	Medium Resolution Imaging Spectrometer
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOS	Modular Optoelectronic Scanner
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASDA	National Space Development Agency of Japan
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environment Prediction
OC2	Ocean Chlorophyll 2-band algorithmen
OCM	Ocean Color Monitor
OCTS	Ocean Color Temperature Scanner
OSMI	Ocean Scanning Multispectral Imager
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances
SeaBAM	SeaWiFS Bio-optical Algorithmen Mini-Workshop
SeaWiFS	Sea-Viewing Wide-Field-of -View Sensor



# 1. Einleitung

Ozeane bedecken etwa 71 % der Erdoberfläche und sind damit eine wichtige Komponente im Klimasystem der Erde. Der Ozean ist bekannt für seine enorme Wärmespeicherkapazität und spielt eine nennenswerte Rolle im Kohlenstoffkreislauf. Der Ozean ist eine Senke im Kohlenstoffkreislauf Atmosphäre/Ozean. Durch den direkten Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean nimmt bei Erhöhung der atmosphärischen Kohlendioxidkonzentration unmittelbar der Kohlendioxidgehalt in der ozeanischen Deckschicht zu. Der Abbau des Kohlendioxidgehalts in der Deckschicht erfolgt z. B. durch photosynthetische Prozesse des Phytoplanktons. Außerdem erfolgt zirka die Hälfte des jährlichen globalen Kohlenstoffumsatzes im Ozean. Schließlich lagern etwa 93 % des globalen Kohlenstoffvorkommens in Sedimenten im Ozean (Feely et al., 2001).

Um den Kohlenstoffkreislauf besser zu verstehen, gilt es herauszufinden, wieviel Kohlenstoff durch die Photosynthese von Phytoplankton der Atmosphäre entzogen, bzw. wieviel Sauerstoff ihr zugeführt wird. Genauere Angaben darüber werden beispielsweise für die Klimamodellierung gebraucht, um die Temperaturentwicklung in den nächsten Jahrzehnten vernünftig zu schätzen (IPCC (2001)).

Marines Phytoplankton sind Einzeller, die frei schwebend im Wasser leben. Sie haben keine oder nur eine sehr geringe Eigenbewegung und werden mit den Strömungen transportiert. Phytoplankton ist das unterste Glied der marinen Nahrungskette, die sich weiter über Zooplankton und Fischen bis zu den Menschen fortsetzt.

Phytoplankton wächst in der euphotischen Zone. Das ist die Zone, in der die Strahlungsenergie von 100 % direkt unterhalb der Wasseroberfläche auf 1 % abnimmt. Sie kann bis zu 150 m tief sein (Apel, 1988). Zum Wachsen braucht Phytoplankton Wasser, Nährstoffe, Licht und Kohlendioxid. Näheres zum Wachstum und zur Ausbreitung von Phytoplankton im Nordatlantik wird in Kapitel 2 beschrieben.

Zur Messung von Phytoplanktonvorkommen werden beispielsweise optische Chlorophyll-Sensoren verwendet. Chlorophyll ist ein Farbpigment des Phytoplanktons und lässt sich in sichtbaren Wellenlängenbereichen von 300 bis 1000 nm messen. Im offenen Meer des Nordatlantiks liegen typische Werte von Chlorophyll zwischen  $0.01 \text{ mg m}^{-3}$  und  $3.0 \text{ mg m}^{-3}$  (Yoder et al., 1993).

Die optischen Eigenschaften von reinem Meerwasser sind nahezu konstant. Sie sind abhängig von Salzgehalt, Temperatur und Tiefe (Apel, 1988). Die Albedo der Ozeanoberfläche ist unabhängig von der Atmosphäre, aber stark abhängig vom Sonnenzenitwinkel und von der Windgeschwindigkeit (Preisendorfer und Mobley (1986)).

Ist allerdings marines Phytoplankton im Meerwasser vorhanden, dann bestimmt es die optischen Eigenschaften sowie die Ozeanalbedo bzw. die Vertikalverteilung der ozeanischen Erwärmungsraten (Kirk, 1988).

Eine räumliche und zeitliche hochaufgelöste Messung von Phytoplankton ist nur durch Satelliten möglich. Der erste Satellit, der speziell für die Fernerkundung von Wasserinhalstoffen konzipiert wurde, war der Coastal Zone Color Scanner (CZCS) der US – amerikanischen Weltraumbehörde (NASA) (Hovis et al., 1980). Von diesem Satelliten liegen Daten von 1979 bis 1986 vor. Erst wieder im Jahre 1996 wurden drei Radiometer zur Beobachtung der ozeanischen Biosphäre eingesetzt. Der Modular Optoelectronic Scanner (MOS) des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt [e.V.] (DLR) ist auf einem indischen geostationären Satelliten installiert (Zimmermann et al., 1993). Der Ocean Color Temperature Scanner (OCTS) der japanischen Weltraumbehörde (NASDA) (Saitoh, 1995) sowie der französische Sensor (POLDER) Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances waren bis 1997 auf dem Advanced Earth Observing Satellite (ADEOS) im Einsatz. Die NASA setzt seit September 1997 den (SeaWiFS) Sea – viewing Wide Field – of – view – Sensor ein. Im Jahre 1999 sind fünf weitere Sensoren in den Weltraum geschickt worden. Da sind der taiwanesischen Ocean Color Imager (OCI), der indische Ocean Color Monitor (OCM), das amerikanische Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) und Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR) sowie der koreanische Ocean Scanning Multispectral Imager (OSMI). Am 1. März 2002 ist das europäische Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) auf dem Environment Satellite (ENVISAT) installiert in den Weltraum transportiert worden. In den nächsten Jahren werden weitere Satelliten folgen. Diese und weitere Informationen sind auf der Internetseite der International Ocean Colour Coordinating Group (IOCCG): <http://www.ioccg.org/index.html> zu finden.

Satellitengetragene Radiometer messen spektrale Strahldichten, die von der Ozeanoberfläche und Atmosphäre stammen. Um die zu messende Größe, hier der Chlorophyllgehalt, abzuleiten, müssen zuvor die Atmosphärenbeiträge herausgerechnet werden, die mit über 90 % (McClain et al., 2000) einen erheblichen Teil des Satellitensignals ausmachen. Weltweit werden Algorithmen zur Bestimmung des Chlorophyllgehaltes entwickelt, wobei zwischen empirischen, semi-empirischen und analytischen Methoden unterschieden wird.

Bei dem empirischen Ansatz wird aus in situ gemessenen Daten ein Algorithmus entwickelt, der die Verhältnisse der bei verschiedenen Wellenlängen gemessenen Reflektivitäten an der Wasseroberfläche mit den Chlorophyllgehalt korreliert (O'Reilly et al., 1998). Ein Schwachpunkt dieser Methode ist, dass man sich auf die Genauigkeit der gemess-

senen lokalen Daten verlässt und deren Ergebnisse in den Algorithmus für die globale Bestimmung des Chlorophyllgehaltes einsetzt. Die lokal gemessenen Daten haben eine Auflösung in der Größenordnung von  $1\text{ m} \times 1\text{ m}$ . Satellitendaten aber haben eine Auflösung vom ungefähr  $1000\text{ m} \times 1000\text{ m}$  und somit eine 1 Millionen Mal geringere räumliche Auflösung. Als weiterer Schwachpunkt kann die jahreszeitliche Variabilität mit den vorhandenen in situ Daten nicht ausreichend berücksichtigt werden, da die in situ Messungen global und saisonal nicht gleichmäßig verteilt sind, (Morel und J.-F. Berthon (1989); Banse und English (1994)). Die Variabilität der Absolutwerte der Satellitendaten wird nicht nur durch Chlorophyll beeinflusst, sondern auch durch andere Schwebstoffe, z B. Gelbstoffe und Detritus.

Mit dem semi-analytischen Ansatz kann man die Variation der Schwebstoffe parametrisieren. Dabei wird die Abhängigkeit des Satellitensignals von Rückstreuung und Absorption und deren nichtlineare Abhängigkeit von der Pigmentkonzentration ausgenutzt (Gordon et al., 1988). Durch Iteration wird eine Invertierung der Satellitendaten vorgenommen (Morel und Gentili, 1996). In den letzten Jahren sind die Parameterisierungen für die einzelnen Komponenten, wie z. B. die Phasenfunktion sowie die Absorptions- und Streukoeffizienten für die jeweiligen Fragestellungen verbessert worden (Mobley et al. (2002); Morel und Maritorena (2001); Reynolds et al. (2001); Sathyendranath et al. (2001) und Mobley et al. (1993)).

Beim empirischen wie auch beim semi-analytischen Verfahren wird das Vertikalprofil von Phytoplankton jedoch nicht berücksichtigt. Mit einem analytischen Modell kann ein entsprechendes Vertikalprofil berücksichtigt werden. Die Vertikalverteilung von Phytoplankton wurde von Gordon (1992) und André (1992) untersucht, die dabei bei oberflächennahen Maxima eine starke Sensivität des Strahlungsfeldes feststellten.

Einen Ansatz zur Lösung dieses Problems ist durch die Entwicklung eines Strahlungstransportmodells gemacht worden. Das Monte - Carlo - Strahlungstransportmodell für inhomogene Bewölkung von Macke et al. (1999) ist von Mehrtens und Martin (2002) für den Ozean modifiziert worden. Durch analytische Ansätze können die Sensivitäten der einzelnen Parameter wie z. B. Wind unter Berücksichtigung der vertikalen Struktur untersucht werden.

Besonders der Effekt des Windstresses auf die Wasseroberfläche wird in vielen Strahlungsmodellen nicht berücksichtigt. Mobley (1989) und Zaneveld (Zaneveld und Boss (2001) und Zaneveld et al. (2001)) haben in ihren Arbeiten gezeigt, wie sich der Windeinfluss auf die Strahlung auswirkt.

In dieser Arbeit wird die fehlende raue Wasseroberfläche (Cox und Munk, 1954) in das Modell von Macke, Mehrtens und Martin implementiert. Für verschiedene Windszenarien werden Modellrechnungen durchgeführt, um die Sensivität der Strahldichte mit zunehmender Windgeschwindigkeit zu untersuchen. Des Weiteren wird der Einfluss der windinduzierten Rauigkeit auf die Messgenauigkeit für den Chlorophyllgehalt mit optischen Messmethoden, in diesem Fall Satellitendaten des SeaWiFS - Sensors untersucht.

In Kapitel 2 werden das Vorkommen und die Verteilung von Phytoplankton erläutert.

Danach folgen in Kapitel 3 die theoretischen Grundlagen für das Strahlungstransportmodell und die Wellenverteilung nach Cox und Munk (1954). Die Beschreibung des Strahlungstransportmodells befindet sich in Kapitel 4. Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudien und der Vergleich mit Satellitendaten sind in Kapitel 5 dokumentiert.

## 2. Marines Phytoplankton

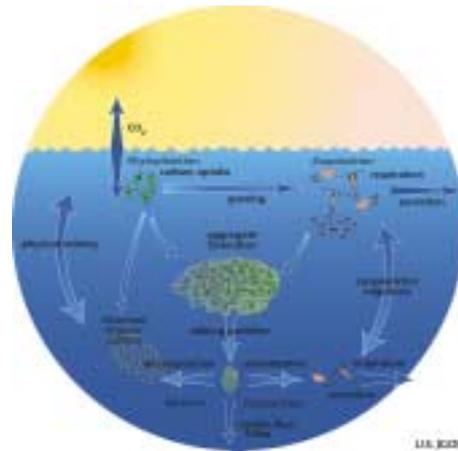
Mit marinem Phytoplankton bezeichnet man die Gesamtheit der passiv mit geringer Eigenbewegung im Wasser schwebenden pflanzlichen Kleinlebewesen. Es zeichnet sich durch seine Vielfalt in Art, Größe, Form und Konzentration aus. Die Größe der Einzeller schwankt von 1  $\mu\text{m}$  bis 200  $\mu\text{m}$ . Strahlung wird von Chlorophyll (Farbpigment des Phytoplanktons) in blauen und grünen spektralen Bereichen reflektiert. Phytoplankton bestimmt die optischen Eigenschaften von Wasser. Bei hohen Phytoplanktongehalt (ab 1  $\text{mg m}^{-3}$ ) erscheint das Wasser eher grün, bei niedrigen blau (Mobley, 1994). Phytoplankton besiedelt riesige Flächen der Ozeane (Gesamtfläche etwa  $3.6 \times 10^{14} \text{ m}^2$ ) und die Primärproduktion von Phytoplankton findet in einer vertikalen Ausbreitung bis zu 150 m statt.

Die Wassermassen werden im Winter gut durchmischt, dadurch werden die Nährstoffe aus der Tiefe in die Deckschicht an die Oberfläche gebracht. Die Deckschicht ist ein Maß für die vertikale Durchmischung im oberen Bereich des Ozeans und nimmt im Bereich des Nordatlantiks von etwa 100 m im Februar auf etwa 50 m im Mai/Juni ab. Sie wird durch Stürme und Strömungen beeinflusst. Durch das Nachlassen der Windgeschwindigkeit und die Erhöhung der Temperatur im Frühjahr stabilisiert sich die ozeanische Deckschicht. Es bildet sich eine Schicht aus erwärmtem Oberflächenwasser. Unterhalb der Deckschicht liegt die sogenannte Sprungschicht. In ihr nimmt der Temperaturgradient stark zu.

In den gemäßigten Breiten hat das Phytoplankton zwei Blüten, eine im Frühjahr und eine im Herbst.

Durch die Zunahme der Sonneneinstrahlung im Frühjahr und die zunächst ausreichend vorhandenen Nährstoffe, die im Winter aus dem tiefen Ozean nach oben in die Deckschicht gemischt worden sind, nimmt das Wachstum des Phytoplanktons in dieser Zeit explosionsartig zu. Es wächst so lange, bis die Nährstoffe im Wasser verbraucht sind. Die Abnahme von Phytoplankton erfolgt durch Absterben (durch Licht- und Nährstoffmangel) und durch pflanzenfressendes Zooplankton. Das abgestorbene Phytoplankton verklebt sich mit dem Kot von Fischen und sinkt als so genannter 'Meeresschnee' in die Tiefe. Der größte Teil des Partikelregens wird von Bakterien abgebaut und wieder in Kohlendioxid umgewandelt, aber 0,1 Prozent des an der Oberfläche produzierten

organischen Materials lagert sich am Meeresboden ab und ist damit langfristig dem Kohlenstoffkreislauf entzogen (Feely et al., 2001). Dieser Prozess wird als sogenannte 'biologische Kohlenstoffpumpe' bezeichnet, während bei der 'physikalischen Kohlenstoffpumpe' durch Konvektion schweres salzhaltiges und kohlenstoffreiches Wasser in die Tiefe absinkt. Die Abbildung (2.1) zeigt die physikalischen, biologischen und chemischen Prozesse von Phytoplankton in der Deckschicht.



**Abbildung 2.1:** *Abbildung der physikalischen, biologischen und chemischen Prozesse von Phytoplankton in der Deckschicht (aus dem US JGOFS Programm)*

Im Sommer, wenn die Nährstoffe fast vollständig verbraucht sind, kann sich nur noch eine kleine Phytoplanktonpopulation von den Stoffwechselprodukten des Zooplanktons sowie von Nährstoffen, die aus den abgestorbenen Resten von Algen und Tieren freigesetzt werden, ernähren. Im Spätsommer, wenn die Sonnenstrahlung noch ausreichend intensiv ist und durch erste einsetzende Stürme Nährstoffe in das nährstoffarme Oberflächenwasser gelangen, findet eine zweite Blüte des Phytoplanktons statt. Im Spätherbst und Winter ist die Sonneneinstrahlung für das Phytoplanktonwachstum dann nicht mehr ausreichend.

Der Ozean nimmt jährlich etwa 90 Milliarden Tonnen Kohlenstoff auf und gibt etwa 88 Milliarden Tonnen wieder ab. Die restlichen etwa 2 Milliarden Tonnen werden vom Ozean 'verschluckt' (IPCC, 2001). Der Ozean speichert mit etwa 38 Billionen Tonnen Kohlenstoff ungefähr fünfzigmal mehr Kohlenstoff als die Atmosphäre mit nur 730 Milliarden Tonnen (IPCC, 2001). Exakte Messungen sind schwierig, da die durch menschliche Aktivitäten jährlich verursachten Störungen mit 7 Milliarden Tonnen Kohlenstoff, von denen 3 Milliarden Tonnen in der Atmosphäre bleiben und die restlichen 4 Milliarden Tonnen Kohlenstoff von der terrestrischen Biosphäre bzw. vom Ozean aufgenommen werden (Feely et al., 2001), im Vergleich zu den etwa 38 Billionen Tonnen Kohlenstoff, die im Ozean gespeichert sind, relativ klein sind. Weitere Informationen zum Kohlendioxidaus-

tausch stehen im 3. Kapitel des IPCC (2001).

Durch Messkampagnen mit Schiffen, Verankerungen, Flugzeugen und Satelliten bzw. durch Modelle wird versucht, den Gehalt und die Verteilung von Chlorophyll im Ozean zu ermitteln. So hat sich beispielsweise das Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) Programm die Untersuchung der Stoffflüsse in den Ozeanen zur Aufgabe gemacht, siehe auch auf die JGOFS Homepage: <http://ads.smr.uib.no/jgofs/jgofs.htm> .

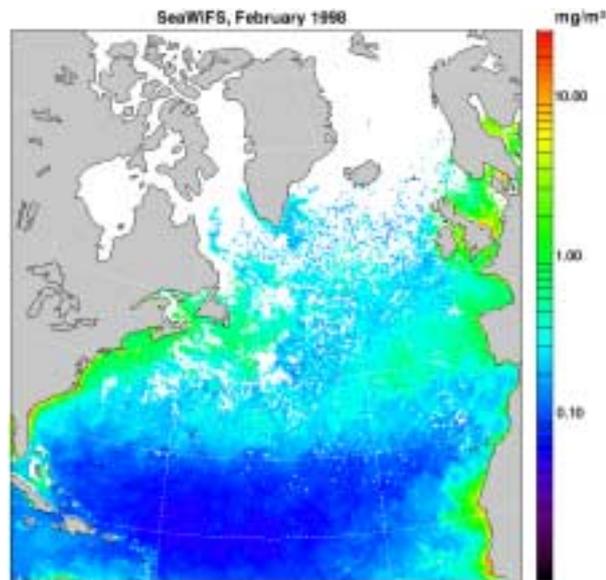
Eine flächendeckende Messung der biologischen Aktivitäten des Ozeans ist allerdings nur mit Satelliten möglich. Die NASA setzt seit September 1997 den SeaWiFS 'Sea - viewing Wide Field - of - view - Sensor' ein. Der Sensor misst Strahldichten in acht spektralen Bändern ( 412 nm / 443 nm / 490 nm / 510 nm / 555 nm / 670 nm / 765 nm / 865 nm) und tastet die Erdoberfläche mit einer Spannweite von 2801 km bei einer räumlichen Auflösung von 4.5 km ab (McClain et al., 1998). Der Satellit fliegt auf einer polarumlaufenden und sonnensynchronen Bahn. Mit den ersten sechs Bändern werden die physikalischen Eigenschaften des Ozeans gemessen die beiden letzten dienen zur Atmosphärenkorrektur. Die Genauigkeit für die Messung der Strahldichte liegt bei  $\pm 5\%$  im offenen Ozean (McClain et al., 2000). Der Chlorophyllgehalt wird aus einem Algorithmus (O'Reilly et al., 1998), der das Verhältnis von Strahldichten beinhaltet, berechnet. Die Genauigkeit des Chlorophyllgehaltes wird mit  $\pm 35\%$  (McClain et al., 2000) angegeben. Mehr Informationen zu SeaWiFS findet man auf der Homepage der NASA: <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.html> .

In den Abbildungen (2.2 – 2.5) ist exemplarisch ein Jahresgang der Phytoplanktonverteilung anhand des Chlorophyllgehalts im Bereich des Nordatlantiks dargestellt.

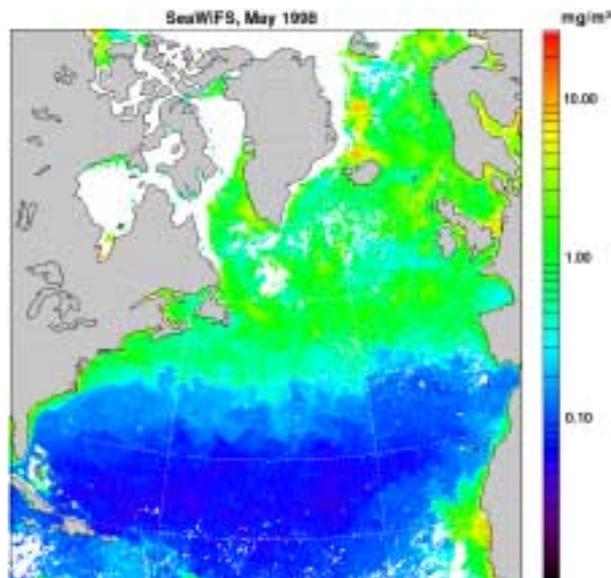
Die Abbildung (2.2) zeigt den Chlorophyllgehalt des Nordatlantiks für Februar 1998. Bereiche, für die keine Daten vorhanden sind, sind weiß dargestellt. Die Ableitung des Chlorophyllgehaltes aus Satellitendaten ist bei zu geringer Intensität der Sonneneinstrahlung in einigen Gebieten oder bei vorhandener Bewölkung nicht möglich. Im südlichen Bereich des Nordatlantiks (Subtropen) ist ein großes Gebiet mit geringem Chlorophyllgehalt zu erkennen. Im Bereich des Subtropenwirbels führt die antizyklonale Bewegung zu einer großräumigen Absinkbewegung. Nährstoffe gelangen hier nur sehr begrenzt nach oben. Entlang der Ostküste Nordamerikas transportieren die Wirbel des Golfstroms Nährstoffe vom tiefen Ozean in die Deckschicht. Dieser Bereich ist in den Satellitendaten durch den hohen Chlorophyllgehalt gut sichtbar. An der Westküste Afrikas sorgen die Auftriebsgebiete für kaltes und nährstoffreiches Wasser in der ozeanischen Deckschicht. Weitere hohe Nährstoffeinträge erfolgen durch Flussmündungen mit hohen Nitratgehalten.

Im Frühjahr (Abbildung (2.3)) hat die Phytoplanktonblüte im Nordatlantik bereits eingesetzt. Der Golfstrom tritt durch seine hohen Chlorophyllwerte deutlicher hervor und in den hohen Breiten zeichnen sich die Eiskanten ab. Im nördlichen Atlantik ist der Chlorophyllgehalt fast überall größer als  $1 \text{ mg m}^{-3}$ . Im südlichen Bereich des Nordatlantiks hat

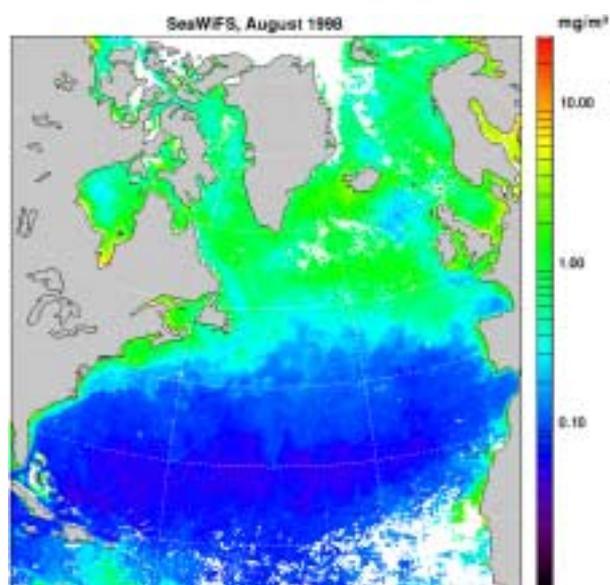
sich im Vergleich zur Situation im Februar der Chlorophyllgehalt nicht erhöht.



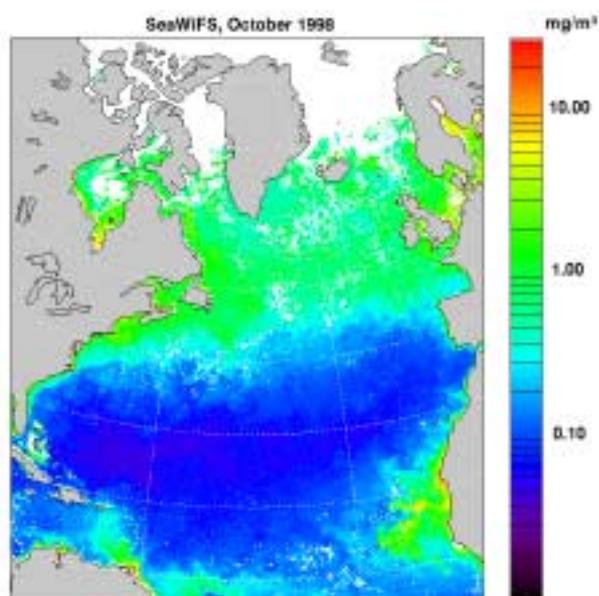
**Abbildung 2.2:** Mittlerer Chlorophyllgehalt aus SeaWiFS – Daten für Februar 1998, im Nordatlantik, weiß: keine Daten



**Abbildung 2.3:** Mittlerer Chlorophyllgehalt aus SeaWiFS – Daten für Mai 1998, im Nordatlantik, Höhepunkt der Phytoplanktonblüte



**Abbildung 2.4:** Mittlerer Chlorophyllgehalt aus SeaWiFS – Daten für August 1998, im Nordatlantik



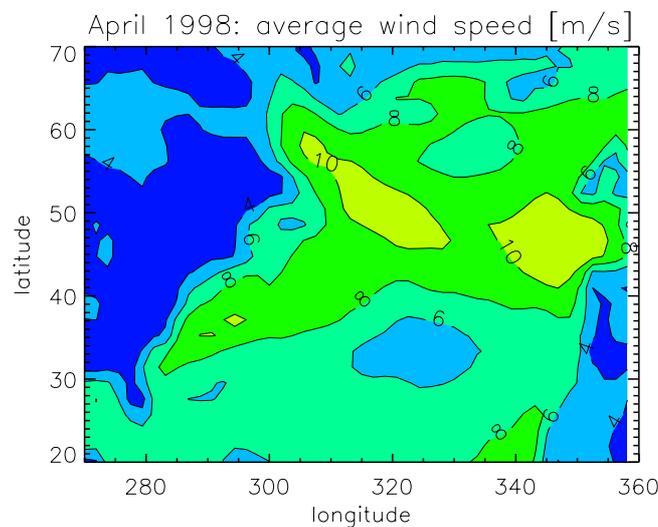
**Abbildung 2.5:** Mittlerer Chlorophyllgehalt aus SeaWiFS – Daten für Oktober 1998, im Nordatlantik, Zwischenwachstum des Phytoplankton

Im Sommer (Abbildung (2.4)) nimmt der Chlorophyllgehalt im Bereich des nördlichen Atlantiks wieder ab, da das Phytoplankton bei stabiler Schichtung kaum Nachschub an Nährstoffen erhält. Nur in der Hudsonbai und der Baffinbai ist der Chlorophyllgehalt

weiter angestiegen.

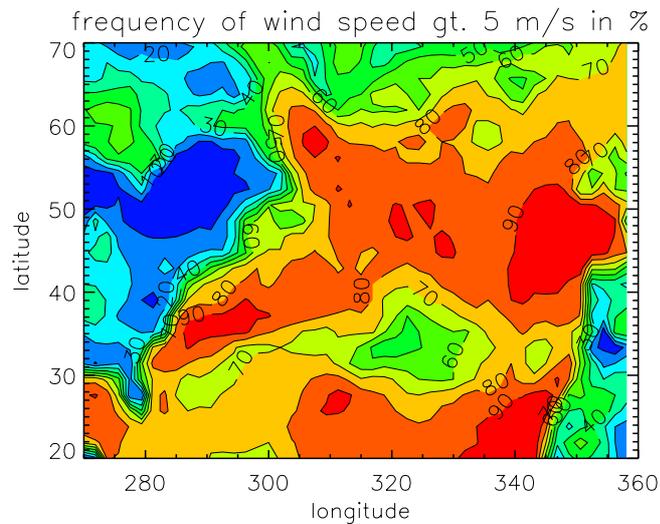
Erst wenn die ersten Herbststürme einsetzen, kommt es zu einer stärkeren Durchmischung der obersten Schichten des Ozeans. Die Folge ist ein Zwischenwachstum (Abbildung (2.5)). So ist der Chlorophyllgehalt um Neufundland wieder angestiegen.

Mit dem Nachlassen der Windgeschwindigkeit und der Erhöhung der Sonnenintensität stabilisiert sich die Deckschicht. Bereits im April ist in vielen Gebieten die Sonnenintensität schon so groß, dass die Blüte des Phytoplanktons beginnen kann. Durch den Windstress ist eine intensive Durchmischung der Wasserschichten möglich. Die Zufuhr von Nährstoffen ist in dieser Zeit noch ausreichend gewährleistet. Die Abbildungen (2.6) – (2.8) zeigen Beispiele für die Windverteilungen im April und September 1998. Sie zeigen mit welchen Windgeschwindigkeiten im Nordatlantik gerechnet werden muss. Die Abbildung (2.6) zeigt die Windgeschwindigkeit über dem Nordatlantik für den Monat April 1998 gemittelt aus 6 stündigen NCEP (National Center for Environment Prediction) – NCAR (National Center for Atmospheric Research) Reanalysedaten (Kalnay et al. (1996); Kistler et al. (2001)). In den ausgedehnten Gebieten über dem offenen Ozean ist die mittlere Windgeschwindigkeit größer als 6 m/s.



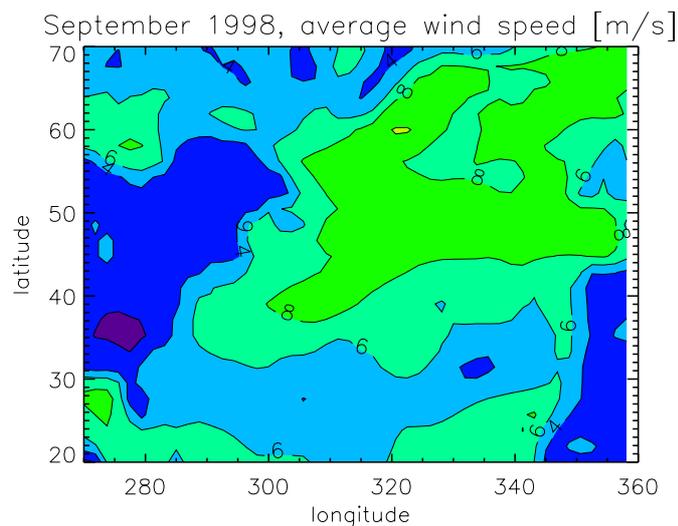
**Abbildung 2.6:** *Mittlere Windgeschwindigkeiten im Nordatlantik für April 1998*

Besonders die häufig auftretenden Fälle mit Windgeschwindigkeiten über 5 m/s im Nordatlantik (Abbildung (2.7)) sorgen für Perioden mit tiefreichender Durchmischung.



**Abbildung 2.7:** Prozentuale Häufigkeit der Tage mit Windgeschwindigkeiten größer als 5 m/s im April 1998

Im Sommer ist die Windgeschwindigkeit im Nordatlantik geringer als im Frühjahr und im Herbst. Die Abbildung (2.8) zeigt die gemittelten Windgeschwindigkeiten für September 1998. Am Ende des Sommers sorgt der zunehmende Windstress für eine erneute Durchmischung der Deckschicht im gesamten Nordatlantik. Abgestorbenes Phytoplankton wird in die Tiefe gemischt und Nährstoffe gelangen in die Deckschicht. Somit kann eine erneute Blüte einsetzen. Die Windgeschwindigkeiten sind etwas niedriger als im April.



**Abbildung 2.8:** Mittlere Windgeschwindigkeiten im Nordatlantik für September 1998



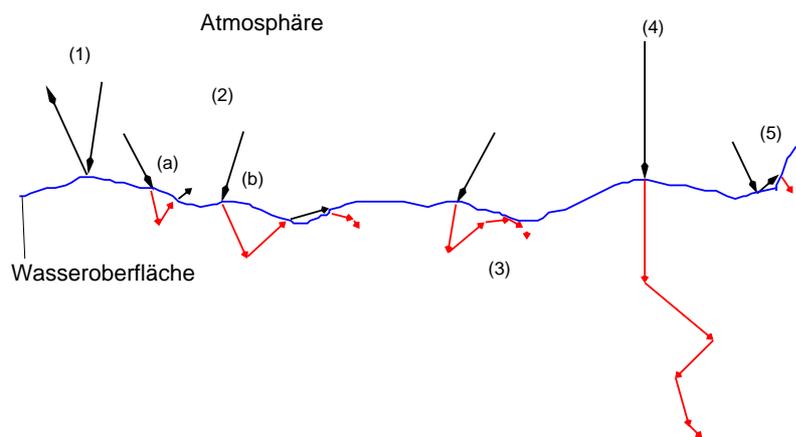
### 3. Theorie

Das folgende Kapitel gibt einen kurzen Überblick über die verwendeten Formalismen zur Strahlungstransportgleichung. Die räumliche und zeitliche Ausbreitung von Licht ist Strahlung, und deren Änderung wird durch die Strahlungstransportgleichung beschrieben. Dabei wird das Photonenkonzept verwendet und die Wechselwirkung an der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean betrachtet.

Der Weg eines Photons durch ein optisch aktives Medium wird durch Absorption und Streuung beeinflusst. Diese Wechselwirkungen finden in der Atmosphäre wie auch im Ozean statt. Absorption heißt, dass ein Photon seine gesamte Energie auf das Medium abgibt, mit dem es wechselwirkt. Streuung bedeutet, dass die Energie beibehalten wird, aber die Ausbreitungsrichtung sich ändert. Ein Photon kann mehrfach gestreut werden. Im Ozean wird das Photon im langwelligen Bereich in den ersten Metern vollständig absorbiert. Im kurzwelligen Bereich kann ein Teil der Strahlungsprozesse bei klarem Wasser bis in 150 m Tiefe einfallen (Apel (1988)). Wenn sich sehr viele Schwebstoffe im Wasser befinden, wird die Strahlungsenergie bedeutend schneller mit der Tiefe reduziert. Dadurch ist zum Beispiel die Sicht im Wasser mit vielen Schwebstoffen für Taucher bzw. Tauchroboter so schlecht, dass sie schon bei Tiefen um die 5 m zusätzlich mit Lampen arbeiten müssen, um ausreichend sehen zu können.

In dieser Arbeit werden die Strahlungsprozesse Reflexion und Transmission an der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean in Abhängigkeit mit der Windgeschwindigkeit und deren Auswirkung auf die Strahldichte behandelt.

Prinzipiell gibt es unendlich viele verschiedene Möglichkeiten der Photonen ausbreitung. Die Abbildung (3.1) zeigt Beispiele für die relevanten Strahlungsprozesse von Photonen an der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean.



**Abbildung 3.1:** Beispiel für mögliche Wege von Photonen

- (1.) Ein Photon kann an der Wasseroberfläche zurück in die Atmosphäre reflektiert werden. Es dringt nicht in den Ozean ein.
- (2.) Dringt es im Wasser ein, kann ein Photon so gestreut werden, dass es wieder durch die Ozeanoberfläche in die Atmosphäre zurück geht. Es kann sich (a) weiter nach oben bewegen oder (b) mit der nächsten Welle wechselwirken.
- (3.) An der Ozeanoberfläche kann ein Photon wieder zurück in den Ozean gestreut werden.
- (4.) Es kann im Ozean nach einigen Streuprozessen vollständig absorbiert werden.
- (5.) Es kann aber auch in Richtung der nächsten Welle reflektiert werden und dort seinen weiteren Verlauf nehmen.

In dieser Arbeit werden die Prozesse für die Fälle (1), (2a), (3) und (4) betrachtet. Da es numerisch sehr aufwändig ist die Fälle (2b) und (5) zu berechnen, werden sie hier nicht berücksichtigt. Mit einem Monte – Carlo – Strahlungstransportmodell werden die Strahlungsprozesse simuliert und am Ende des Modelllaufs die Photonen aus dem Fall (2a) gezählt, siehe Kapitel 4.

### 3.1 Definition von Strahlungsgrößen

Die Grundlage für die Formulierung der Strahlungsprozesse ist die Energie der Strahlung  $Q$  [Ws]. Der spektrale Strahlungsfluss  $d\Phi$  bzw. die Strahlungsleistung sind definiert als die Änderung der Strahlungsenergie  $dQ$  pro Zeiteinheit  $dt$  und Wellenlänge  $d\lambda$ .

$$d\Phi(\lambda) = \frac{dQ}{dt d\lambda} \quad [W \text{ nm}^{-1}] \quad (3.1)$$

Trifft ein Photon mit der Strahlungsenergie  $Q$  [Ws] auf ein optisch aktives Medium, dann lässt es sich in emittierte, absorbierte und transmittierte Strahlungsanteile aufteilen.

Die Abbildung (3.2) zeigt die Geometrie der optischen Eigenschaften von Photonen beim Durchlaufen eines Volumens  $V$ . Der einfallende Strahlungsfluss  $\Phi_i(\lambda)$  kann in absorbierten Strahlungsfluss  $\Phi_a(\lambda)$ , gestreuten Strahlungsfluss  $\Phi_s(\lambda)$  und transmittierten Strahlungsfluss  $\Phi_t(\lambda)$  aufgespalten werden.

$$\Phi_i(\lambda) = \Phi_a(\lambda) + \Phi_s(\lambda) + \Phi_t(\lambda) \quad (3.2)$$

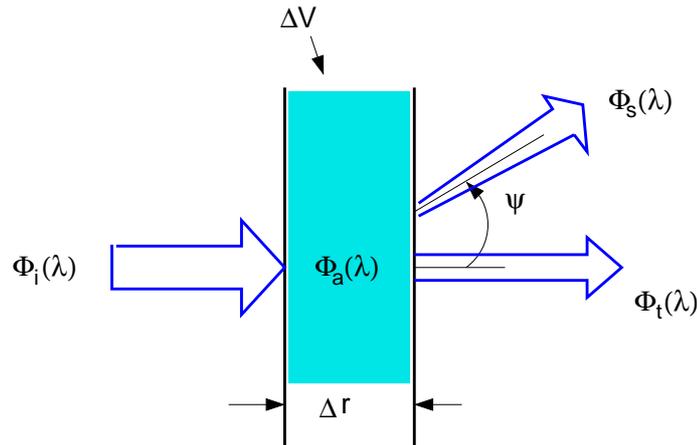


Abbildung 3.2: Geometrie von optischen Eigenschaften nach Mobley (1994)

Die Strahlstärke  $I$  ist die Energie, die von einer punktförmigen Strahlungsquelle in den Raumwinkel  $d\Omega$  emittiert wird.

$$dI_\lambda = \frac{d\Phi}{d\Omega d\lambda} \quad [W \text{ sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}] \quad (3.3)$$

Der Raumwinkel ist wie folgt definiert

$$d\Omega = \sin\theta d\theta d\phi \quad [\text{sr}] \quad (3.4)$$

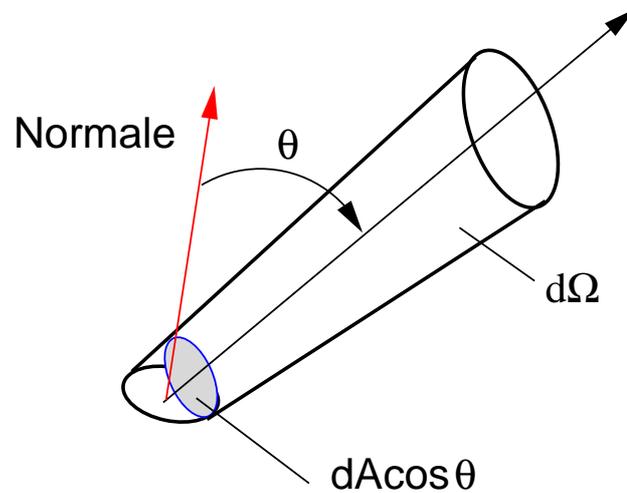
;  $\theta$  : Zenitwinkel  
 $\phi$  : Azimutwinkel

Die Strahldichte  $L$  ist definiert als eine Strahlungsleistung je Raumrichtung und Strahlerfläche sowie Wellenlänge,

$$L_\lambda(z, \theta, \Phi) = \frac{d^4Q}{dt dA \cos\theta d\Omega d\lambda} \quad [J s^{-1} m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}], \quad (3.5)$$

wobei die emittierte Strahlungsenergie  $dQ$  diejenige ist, die pro Zeit  $dt$ , pro Wellenlängenintervall  $d\lambda$  und pro Fläche  $dA$  in den Raumwinkel  $d\Omega$  abgestrahlt wird.

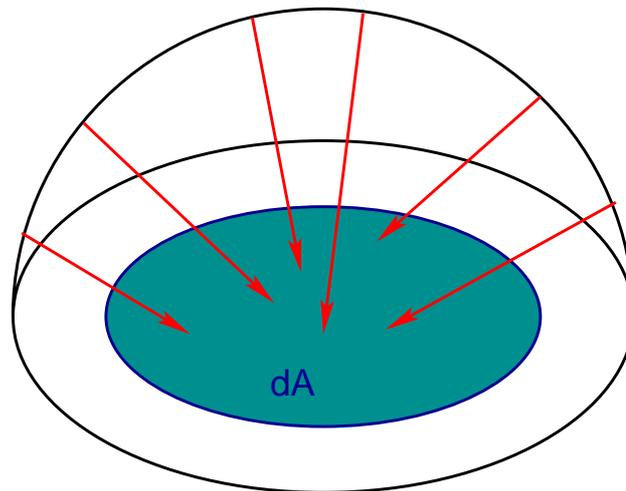
Die Fläche  $dA \cos \theta$ , von der die Strahlung emittiert wird, ist eine Projektion von der Normalen in Richtung  $\theta$ , siehe Abb. (3.3):



**Abbildung 3.3:** Definition von Strahlung als Strahlungsleistung pro Fläche und Steradian

Eine weitere Strahlungsgröße ist die Bestrahlungsstärke. Sie beschreibt den Strahlungsfluss  $d\Phi$ , der aus beliebigen Richtungen aus der Halbkugel auf eine darunter liegende Strahlerfläche  $dA$  fällt, siehe Abbildung (3.4).

$$E_{\lambda}(z) = \frac{d\Phi(\lambda)}{dA} \quad [\text{W}/\text{m}^2] \quad (3.6)$$



**Abbildung 3.4:** Bestrahlungsstärke

Die Änderung der Strahlung lässt sich durch die Strahlungstransportgleichung beschreiben.

## 3.2 Strahlungstransportgleichung

Die Strahlungstransportgleichung beschreibt die Änderung der Strahlung in Abhängigkeit ihrer Quellen und Senken.

Die Abschwächung von Strahlung längs ihres Ausbreitungsweges erfolgt durch Absorption und Streuung (Senke). Die Strahlung kann sich durch Emission und Streuung verstärken, das letztere bedeutet, Photonen können aus einer anderen Richtung in den betrachteten Weg gestreut werden (Quelle). Dieser Sachverhalt ist in Abbildung (3.5) dargestellt. Sie zeigt Beispiele für parallele Photonenströme, in denen Photonen absorbiert (Pfeile enden) oder in die Flüsse hineingestreut bzw. weggestreut werden (gekrümmte Pfeile).

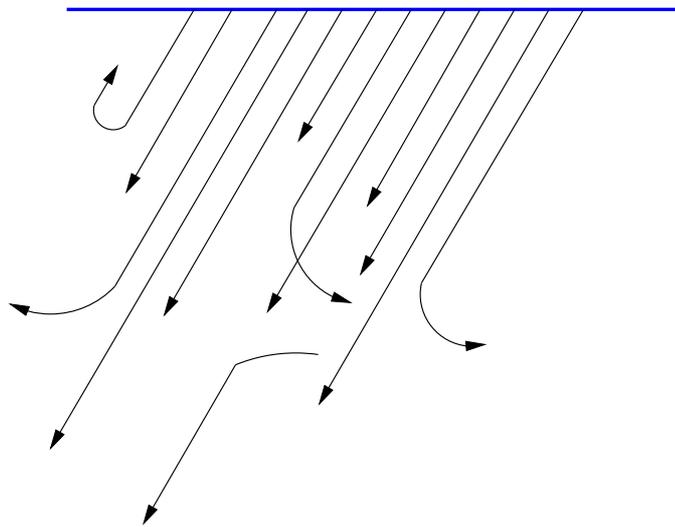


Abbildung 3.5: Beispiel für Änderung eines parallelen Photonenstrahls nach Apel (1988)

Es wird nur von elastischer Streuung ausgegangen, d.h. Photonen behalten während der Wechselwirkungen ihre Energie.

Fasst man alle Prozesse zusammen, so folgt hieraus die Strahlungstransportgleichung in allgemeiner Form:

$$\cos \theta \frac{1}{c} \frac{dL}{dz} = -L + J, \quad (3.7)$$

wobei  $c$  der Extinktionskoeffizient,  $L$  die Strahldichte und  $J$  der Quellterm ist. In den nächsten Abschnitten werden die Terme für die Anwendung mit dem Strahlungstransportmodell modifiziert, (siehe auch Abbildung (3.7)).

Die Phasenfunktion  $\beta'(\psi, \lambda)$  gibt die Wahrscheinlichkeit an, mit der ein Photon in eine bestimmte Richtung gestreut wird. Sie setzt sich aus dem Verhältnis von Volumenstreuungsfunktion  $\beta(\psi, \lambda)$  zu Volumenstreckoeffizient  $b(\lambda)$  zusammen.

$$\beta'(\psi, \lambda) = \frac{\beta(\psi, \lambda)}{b(\lambda)} \quad [\text{sr}^{-1}] \quad (3.8)$$

Die Volumenstreuungsfunktion  $\beta(\psi, \lambda)$  ist der Quotient aus der Strahlintensität  $I(\psi, \lambda)$  aus der Richtung  $(\psi)$  und der einfallenden Bestrahlungstärke  $E(\lambda)$  aus einer anderen Richtung  $(\psi')$ .

$$\beta(\psi, \lambda) = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{dI(\psi, \lambda)}{E(\lambda) \Delta V} \quad [\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}] \quad (3.9)$$

Die Volumenstreuungsfunktion  $\beta(\psi, \lambda)$  integriert über alle Streurichtungen ergibt den Volumenstreuoeffizient  $b(\lambda)$

$$b(\lambda) = \int_{\Omega'} \beta(\psi, \lambda) d\Omega \quad [\text{m}^{-1}] \quad (3.10)$$

Wenn die Summe über alle Wahrscheinlichkeiten der Phasenfunktion  $\beta'$  gebildet wird, ergibt sie 1.

Wenn Strahlung von einem Punkt zum einem anderen gelangt, wie z. B. das Licht einer Taschenlampe, werden die Lichtstrahlen absorbiert bzw. gestreut. Das Licht wird mit zunehmender Entfernung schwächer. Eine Taschenlampe ist natürlich kein punktförmiger Strahler. Sie strahlt in einem Raumwinkel und die Energie wird pro Fläche, aber auch durch Absorption und Streuung geringer. Diesen Prozess nennt man Extinktion. Um diese Änderung berechnen zu können, braucht man den Extinktionskoeffizienten  $c_\lambda$ , der sich aus dem Absorptionskoeffizienten  $a_\lambda$  und dem Streukoeffizienten  $b_\lambda$  zusammensetzt.

$$c_\lambda = a_\lambda + b_\lambda \quad (3.11)$$

Der Absorptionskoeffizient  $a_\lambda$  ist definiert mit:

$$a_\lambda = - \left( \frac{1}{\Phi(\lambda)} \frac{d\Phi(\lambda)}{ds} \right)_a \quad [\text{m}^{-1}] \quad (3.12)$$

Er beschreibt die Abnahme des Strahlungsflusses  $\Phi(\lambda)$  auf dem Weg  $ds$  durch Absorption.

Analog dazu ist der Streukoeffizient  $b_\lambda$  definiert mit:

$$b_\lambda = - \left( \frac{1}{\Phi(\lambda)} \frac{d\Phi(\lambda)}{ds} \right)_b \quad [\text{m}^{-1}] \quad (3.13)$$

Der Absorptionskoeffizient  $a_\lambda$  für Wasser ist wesentlich größer als der Streukoeffizient  $b_\lambda$ . Mit dem Extinktionskoeffizienten  $c_\lambda$  und dem Streukoeffizienten  $b_\lambda$  kann die Einfachstreueralbedo  $\omega_o(\lambda)$  berechnet werden. Sie gibt den Anteil der Extinktion an, der gestreut und nicht absorbiert wird

$$\omega_o(\lambda) = \frac{b_\lambda}{c_\lambda} \quad (3.14)$$

Mit dem Extinktionskoeffizient  $c_\lambda$  wird auch die optische Dicke  $\tau_\lambda$  berechnet. Sie ist das Produkt aus Extinktionskoeffizient und geometrischer Ausdehnung des Mediums.

$$\tau_\lambda = \int_{z=z_1}^{z=z_2} c_\lambda dz \quad (3.15)$$

mit

$$dz = ds \cos \theta \quad (3.16)$$

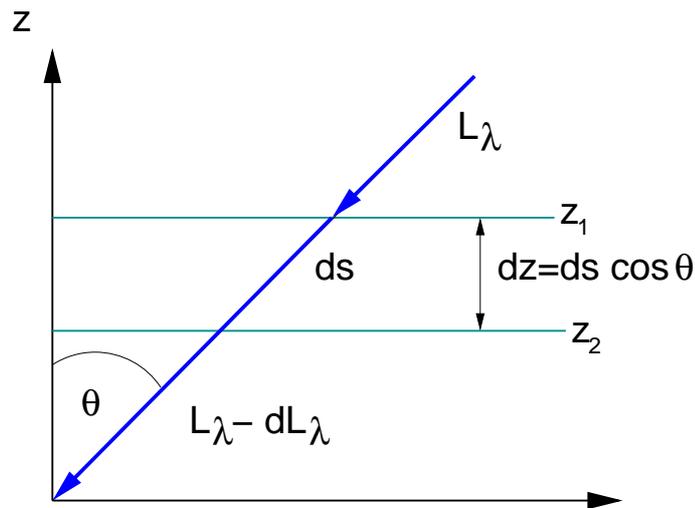


Abbildung 3.6: Strahlungstransport durch ein Medium

Je optisch dichter ein Medium ist, umso stärker nimmt die Strahldichte pro Wegeinheit ab.

In der marinen Optik wird zwischen 'inherent optical properties' (IOP) und 'apparent optical properties' (AOP) unterschieden. IOP beschreiben Streu- und Absorptionseigenschaften der Partikel, d. h., die optischen Eigenschaften von Partikeln sind unabhängig von der Lichtquelle. Sie hängen nur vom Medium bzw. von den Substanzen in ihm ab. Die Volumenstreuungsfunktion  $\beta(\psi, \lambda)$  ist ein Beispiel für IOP. Mit AOP sind die optischen

Eigenschaften im ganzen Strahlungsprozess gemeint. Eine AOP ist z. B. die Abschwächung der Strahlung, siehe Gleichung (3.17), die sowohl von den IOP als auch von der Geometrie des Strahlungsfeldes abhängt.

$$K(\theta, \Phi) = -\frac{1}{L(\theta, \Phi)} \frac{dL(\theta, \Phi)}{dz} \quad (3.17)$$

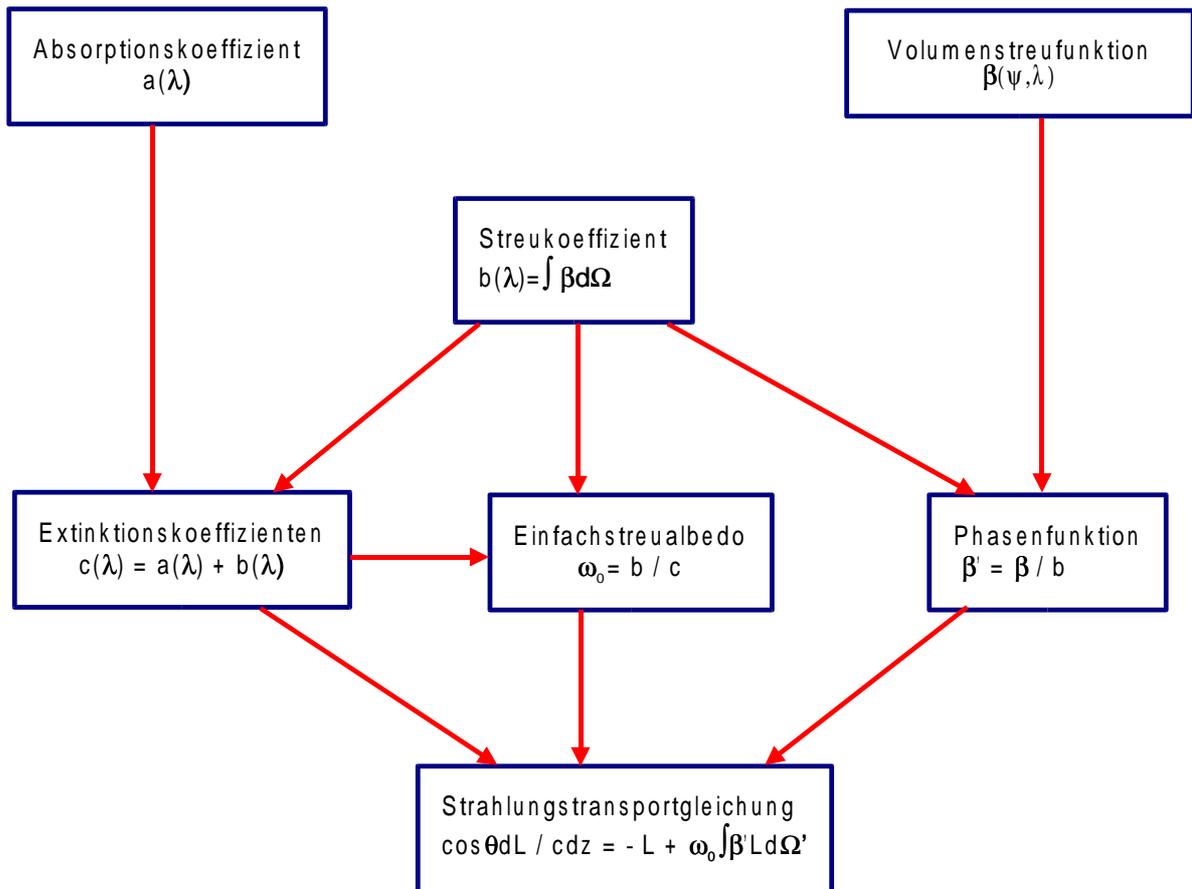


Abbildung 3.7: Der Weg zur Strahlungstransportgleichung nach der Idee von Mobley (1994)

Die Abbildung (3.7) zeigt den Zusammenhang der Gleichungen für die Strahlungstransportgleichung.

### 3.3 Brechung und Reflexion

Die Ozeanoberfläche ist in der Regel nicht planparallel. Daher muss für das Modell eine raue Wasseroberfläche mit einer Reihe von mathematischen Funktionen beschrieben werden. So lässt sich eine Oberflächenwelle durch Zusammensetzen von vielen Facetten mit

unterschiedlicher Orientierung in der einfachsten Form beschreiben. Die Beschreibung des Strahlungstransportes durch die einzelnen Facetten kann anhand des Snelliusschen Brechungsgesetzes und der Fresnelschen Formel sehr einfach formuliert werden.

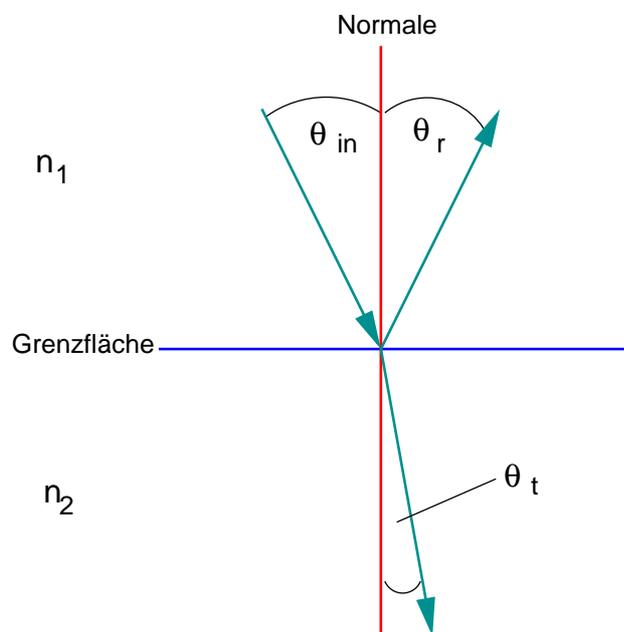
### 3.3.1 Snelliussches Brechungsgesetz

Das Snelliussche Brechungsgesetz beschreibt den Prozess beim Übergang eines Photons von einem optisch aktiven Medium zum anderen. Es gilt wie in Gleichung (3.18) und Abbildung (3.8) zeigt:

$$n_1 \sin \theta_{in} = n_2 \sin \theta_t. \quad (3.18)$$

Hierbei ist  $n$  der Brechungsindex des jeweiligen Mediums,  $\theta_{in}$  der Einfallswinkel,  $\theta_r$  der Reflexionswinkel und  $\theta_t$  der Transmissionswinkel.

Das Photon dringt von einem optisch dünneren Medium (Atmosphäre  $n=1$ ) in ein dichteres Medium (Ozean  $n = 1,333$ ) ein. Dabei wird es zur Normalen der Wasseroberfläche (Facette) hin gebrochen. Der Transmissionswinkel  $\theta_t$  ist kleiner als der Einfallswinkel  $\theta_{in}$ . Der Einfallswinkel wird zur Normalen gebildet. Der Sonnenzenitwinkel beträgt  $0^\circ$ , wenn die Sonne im Zenit steht und  $90^\circ$ , wenn sie parallel zur Wasseroberfläche scheint. Ist die Oberfläche planparallel, so sind Einfallswinkel  $\theta_{in}$  und Sonnenzenitwinkel  $\theta_{sun}$  identisch. Wenn der Einfallswinkel und die Normale der Facette gleich sind, dann behält das Photon seine Richtung.



**Abbildung 3.8:** Brechung an einer Grenzfläche  $n_2 > n_1$ ; Brechzahl =  $n$ , Einfallswinkel =  $\theta_{in}$ , Reflexionswinkel =  $\theta_r$ , Transmissionswinkel =  $\theta_t$

### 3.3.2 Fresnel – Reflexion

Die Fresnelsche Formel beschreibt die Reflexion und die Transmission an der Grenzfläche eines Mediums in Abhängigkeit des Einfallswinkels  $\theta_{in}$  und des Transmissionswinkels  $\theta_t$ . Die Reflektivität kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Bei kleinem Einfallswinkel wird sie 0 und bei großen wird sie 1, d.h., dass alles vollständig reflektiert wird, für den Reflexionskoeffizienten gilt:

$$r_{\text{Fresnel}} = \frac{1}{2} \left[ \left( \frac{\cos \theta_{in} - m_r \cos \theta_t}{\cos \theta_{in} + m_r \cos \theta_t} \right)^2 + \left( \frac{\cos \theta_t - m_r \cos \theta_{in}}{\cos \theta_t + m_r \cos \theta_{in}} \right)^2 \right] \quad (3.19)$$

mit

$$m_r = \frac{n_2}{n_1}.$$

Die raue Wasseroberfläche ändert durch die Lage der einzelnen Facetten den mittleren Einfallswinkel der Photonen und damit auch die Reflektivität der Ozeanoberfläche. Bei großen Sonnenzenitwinkeln ist der Einfluss der rauen Oberflächen auf die Reflektivität erheblich (Preisendorfer und Mobley, 1986).

Die Transmissivität berechnet sich aus  $1 - r_{\text{Fresnel}}$ .

### 3.3.3 Totalreflexion

Geht ein Photon von einem optisch dünneren zu einem dichteren Medium über, wird es in Richtung zu der Normalen der Grenzoberfläche gebrochen. Im umgekehrten Fall wird ein Photon von der Normalen weg gebrochen. Bei der Brechung an der Ozeanoberfläche wird die Normale durch die Ausrichtung der Facette definiert. Desweiteren muss man beachten, dass ein Photon, das sich in Richtung des optisch dünneren Mediums ausbreitet, ab einem vom Verhältnis der Brechungsindizes abhängigen Winkel vollständig reflektiert wird. Dieser sogenannte kritische Winkel ist gegeben durch:

$$\theta_c = \arcsin \frac{n_1}{n_2} \quad (3.20)$$

Für die Brechungsindizes von Luft ( $n_1 \approx 1$ ) und Wasser ( $n_2 \approx 1,333$ ) ergibt sich ein kritischer Winkel von  $\theta_c \approx 48,6^\circ$ . Photonen, die unter einem größeren als dem kritischen Einfallswinkel auf die Grenzfläche mit einem optisch dünnen Medium treffen, werden vollständig reflektiert:

$$r(\theta_{in} > \theta_c) = 1$$

In diesem Fall bedeutet es, dass die Photonen, die aus dem Ozean herausgestreut werden unter einem größeren Winkel als  $\theta_c \approx 48,6^\circ$  auf die Facettenoberfläche treffen, in den Ozean vollständig zurückreflektiert werden.

### 3.4 Die statistische Beschreibung der rauen Wasseroberfläche

Die Form einer Welle im offenen Ozean hängt von der Windgeschwindigkeit ab. Mit der Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung von Cox und Munk (1954) kann man die einzelnen Orientierungen der Facetten, die zusammengesetzt einen Wellenzug beschreiben, in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit berechnen.

Die Formulierung von Cox und Munk (1954) basiert auf einer statistischen Auswertung der Oberflächenwellenverteilung anhand von Luftbildaufnahmen. In ihrer Untersuchung sind Cox und Munk zu dem Ergebnis gekommen, dass man Wellen in guter Näherung als unabhängige, normalverteilte Variablen auffassen kann, deren Varianz mit der Windgeschwindigkeit linear zunimmt.

Im Jahre 1951 haben sie hierfür mit einem Flugzeug Luftaufnahmen und gleichzeitig mit einem Schiff meteorologische Messungen durchgeführt. Ihre Messungen erstrecken sich über einen Bereich von Windgeschwindigkeiten von 0 bis 14 m/s. Auf den Luftbildern ist das Glitzern der Sonnenstrahlen, die von den Wellen reflektiert werden zu sehen. Hieraus haben Cox und Munk auf die Neigungen der Wellen geschlossen. Aus diesen Resultaten und den Winddaten haben sie eine zweidimensionale Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung der Oberflächenorientierungen der Facetten abgeleitet. :

$$p(\zeta_u, \zeta_c) = \frac{1}{2\pi\sigma_u\sigma_c} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[ \left( \frac{\zeta_u}{\sigma_u} \right)^2 + \left( \frac{\zeta_c}{\sigma_c} \right)^2 \right] \right\}, \quad (3.21)$$

Die Oberflächenneigungen  $\zeta_u, \zeta_c$  sind für die Fälle der parallelen und senkrechten Neigungen zur Windrichtung angegeben, wobei die Indizes u (upwind) und c (crosswind) Größen parallel und senkrecht zur Windrichtung bezeichnen. Die Varianzen ( $\sigma_u^2, \sigma_c^2$ ) beziehen sich auf die Windgeschwindigkeiten  $u_{10}$  in 10 m Höhe und ergeben sich aus :

$$\sigma_u^2 = 3.16 \times 10^{-3} u_{10} \quad (3.22)$$

$$\sigma_c^2 = 0.003 + 1.92 \times 10^{-3} u_{10} \quad (3.23)$$

Die windrichtungsabhängige Unterscheidung in Zenit- und Azimutorientierung der Facetten ist mit hohem numerischen Aufwand verbunden (Mobley (1994)). In dieser Arbeit wird auf die Windrichtungsabhängigkeit verzichtet und die Facettenorientierungen als unabhängig davon betrachtet (Nakajima und Tanaka (1983); Takashima (1985); Masuda et al. (1988)).

Im nun angenommenen isotropen Fall ist die Verteilung der Facettenneigungen unabhängig von der Windrichtung. Die Verteilungsfunktion lautet dann:

$$P(z_x, z_y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp \left[ -\frac{z_x^2 + z_y^2}{\sigma^2} \right], \quad (3.24)$$

wobei  $z_x, z_y$  die Neigungen der Facetten in x- und y-Richtung der mittleren Meeresoberfläche sind. In Kugelkoordinaten lautet die Verteilungsfunktion

$$p(\mu_n, \phi_n) = \frac{1}{\pi \sigma^2 \mu_n^3} \exp \left[ -\frac{\tan^2 \theta_n}{\sigma^2} \right] \quad (3.25)$$

mit der Facettenneigung  $\mu_n = \cos \theta_n$ . Die Varianz der Windgeschwindigkeit ist durch :

$$\sigma^2 = 0.003 + 0.00512 u_{10} \quad (3.26)$$

gegeben.

## 4. Modell

Das Strahlungstransportmodell, das hier benutzt wird, ist ursprünglich ein Modell für die Simulation von Streu- und Absorptionsprozesse in Wolken. Es basiert auf der Monte – Carlo – Methode, mit der Strahlungsprozesse von einzelnen Photonen simuliert werden, um die Strahldichten in beliebige Raumwinkel zu bestimmen (Macke et al., 1999). Hierfür wird eine hinreichend hohe Anzahl von Photonen benötigt, damit die statistische Sicherheit gewährleistet ist.

Bei der Monte – Carlo – Methode wird jedes einzelne Photon durch die verschiedenen Schichten eines Mediums verfolgt und deren Streu- und Absorptionsprozesse simuliert. Die Richtung der gestreuten Photonen ergibt sich aus einem mit der aktuellen Streufunktion  $P(\theta, \phi, \theta_0)$  gewichteten Zufallsprozess (Marchuk et al., 1980). Um Strahldichten berechnen zu können, muss dem Photon ein Gewicht zugeordnet werden. Dieses verringert sich bei jedem Absorptionsprozess. Im Gegensatz zur Natur, wo ein Photon entweder vollständig absorbiert bzw. gestreut wird, gibt es im Modell bei der Absorption nur einen Teil des Gewichts ab. Von den Photonen, die wieder aus dem Medium austreten, wird das Gewicht und die Richtung gezählt. Sie geben Aufschluss über die Energie, die die Photonen nach dem Austritt aus dem Medium in einer bestimmten Richtung haben.

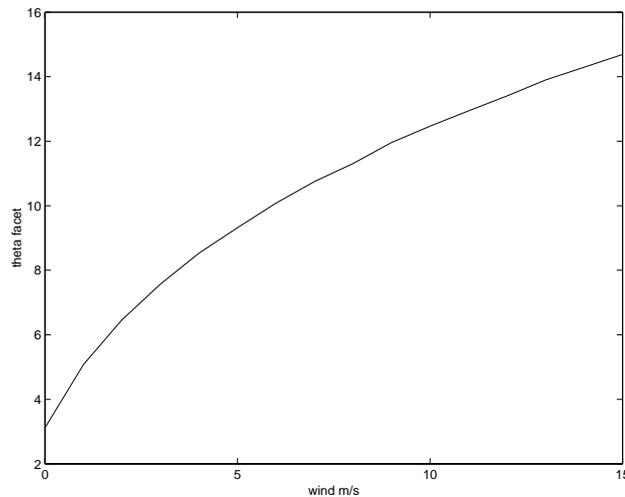
Modifiziert für den Ozean (Mehrtens und Martin, 2002) werden die optische Dicke, Einfachstreueralbedo und Phasenfunktion bei 490 nm und 555 nm aus vertikalen Chlorophyllprofilen berechnet. Der blaue spektrale Bereich wird durch 490 nm abgedeckt und der grüne Bereich durch 555 nm. Die beiden Wellenlängen liegen im sichtbaren Bereich und unterscheiden sich im Extinktionskoeffizienten, in der Streueigenschaft und der optischen Dicke. Die Wolke wird durch einen unendlich tiefen Ozean ersetzt.

In den ersten Simulationsrechnungen mit einer planparallelen Ozeanoberfläche liefert die Modellkonzeption plausible Ergebnisse, wobei jedoch der Einfluss des Windstresses auf die Ozeanoberfläche nicht berücksichtigt wurde.

In dieser Arbeit wird eine von der Windgeschwindigkeit abhängige Oberflächenrauigkeit angenommen, die der Beschreibung nach Cox und Munk (1954) und Masuda et al. (1988) für Oberflächenorientierungen folgt.

## 4.1 Winkelgeometrie

Facetten sind kleine Teilstücke, die aneinander gesetzt eine beliebige angeordnete Oberfläche ergeben. Im Modell wird die Facettenneigung durch eine Zufallszahl gewichtet mit der Windgeschwindigkeit berechnet. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit wird der Bereich der Facettenneigungen größer, bei niedrigen Windgeschwindigkeiten variieren die Facettenneigung in einem kleineren Bereich. Im Modell wird für jedes Photon in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit eine Facettenneigung berechnet. Die Abbildung (4.1) zeigt die mittleren Facettenneigungen in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit.



**Abbildung 4.1:** Mittlere Facettenneigung in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit

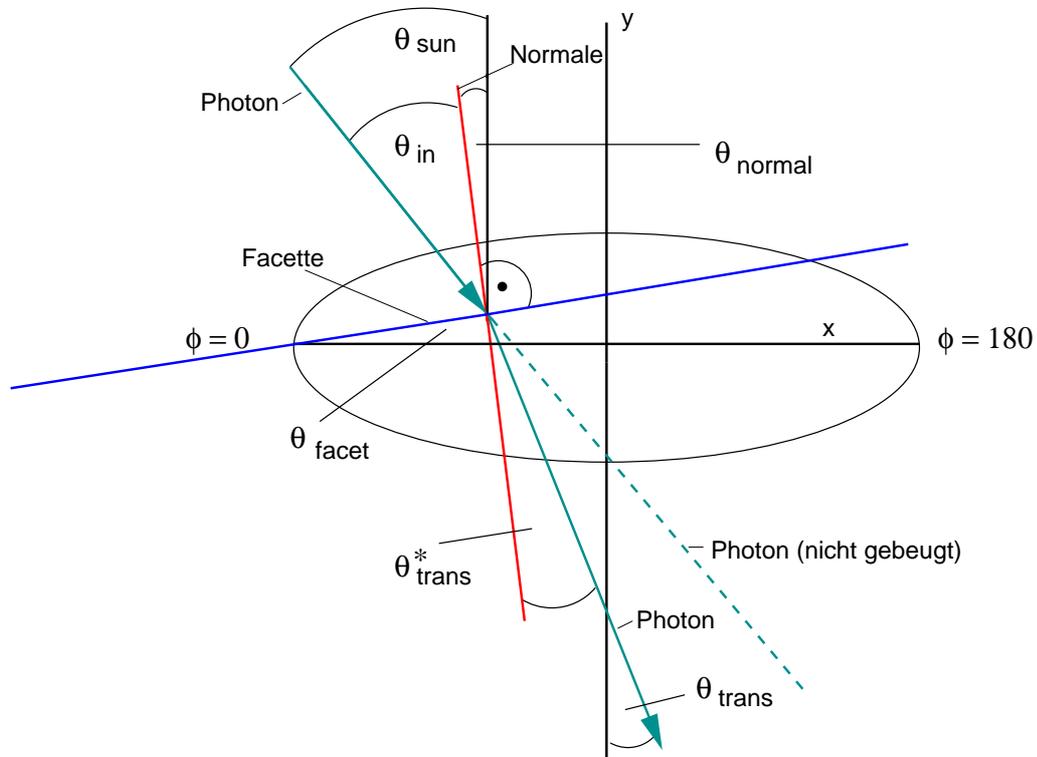
Des Weiteren ist in das Modell eine Azimuthabhängigkeit eingebaut. Eine Zufallszahl mit  $\pi$  multipliziert ergibt den Azimuth  $\phi$ . In diesem Fall betrachten wir einen Bereich zwischen  $0^\circ$  und  $180^\circ$ , d. h. man kann die Welle von vorne, von der Seite und von hinten anschauen.

Mit diesen beiden Winkeln und dem Zenitwinkel kann man den Einfallswinkel  $\theta_{in}$  berechnen. Der Einfallswinkel  $\theta_{in}$  ist folgendermaßen definiert:

$$\cos \theta_{in} = \cos \theta_{sun} \cos \theta_{normal} + \sin \theta_{sun} \sin \theta_{normal} \cos \phi, \quad (4.1)$$

Die Abbildung (4.2) zeigt ein Beispiel für die Anordnung der einzelnen Winkel. Es ist eine Facette mit einem Azimuthwinkel von  $\phi = 0^\circ$  aufgetragen. Die Normale steht senkrecht zur Facette. Der Weg des Photons ist durch die Pfeile gekennzeichnet. An der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean wird das Photon zur Normalen gebrochen. Die gestrichelte Linie zeigt die Richtung, die das Photon nehmen würde, wenn es nicht gebrochen wird. Des Weiteren sind der Einfallswinkel  $\theta_{in}$ , der Sonnenzenitwinkel  $\theta_{sun}$  und die Transmissionswinkel  $\theta_{trans}$  sowie  $\theta_{trans}^*$  eingezeichnet. Mit dem Transmissionswinkel  $\theta_{trans}$  wird

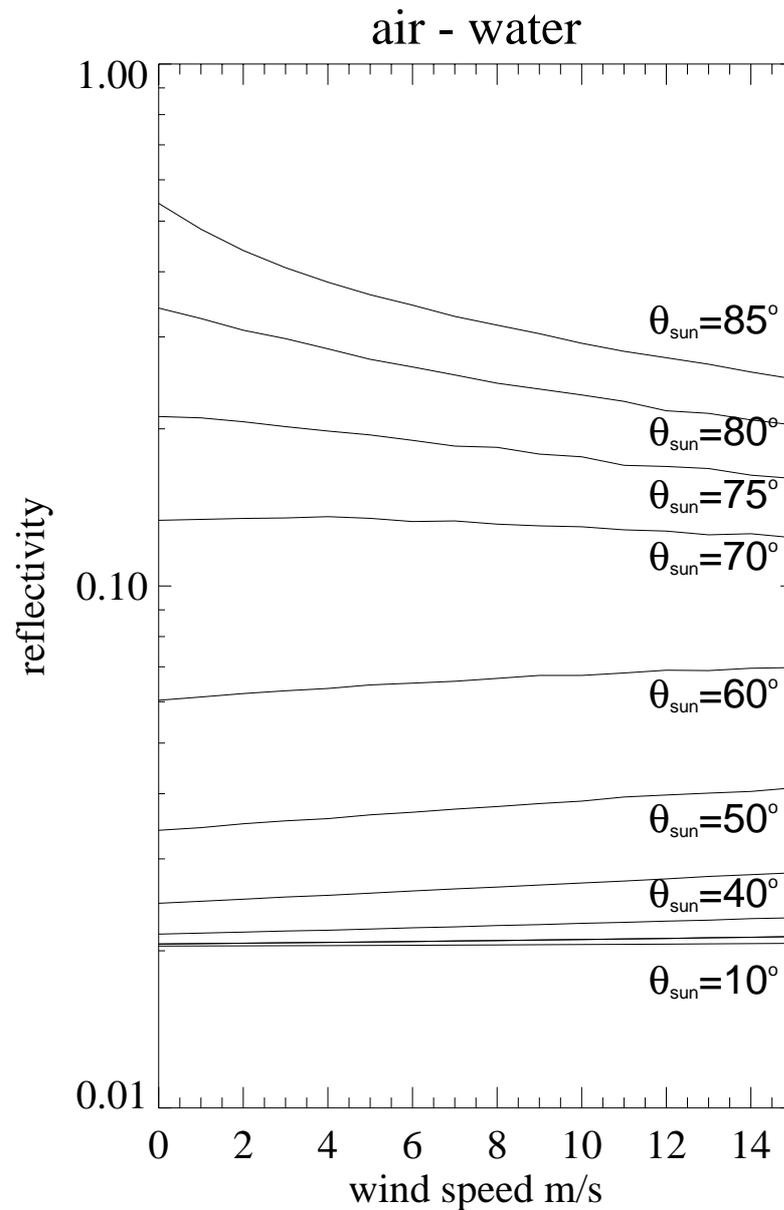
im Modell weiter gerechnet.



**Abbildung 4.2:** Beispiel für Anordnung von Einfallswinkel, Sonnenzenitwinkel, Transmissionswinkel, Facette und Normale

## 4.2 Modellierte Fresnel – Reflexion an der Wasseroberfläche

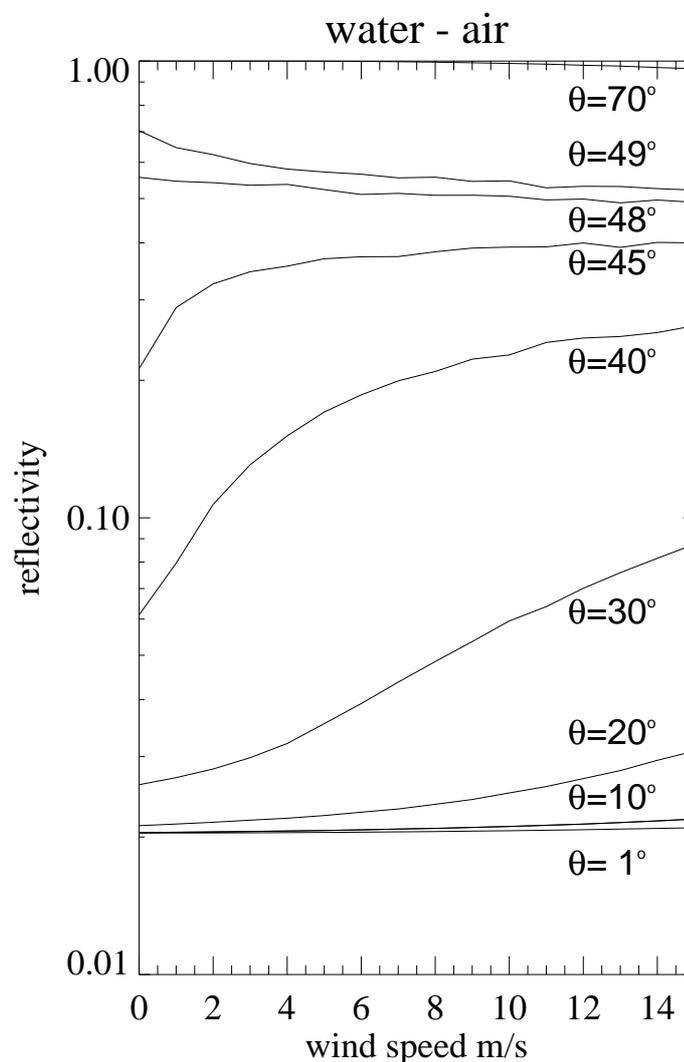
Die Fresnel – Reflexion ändert sich mit der Windgeschwindigkeit. Aufbauend auf der Arbeit von Cox und Munk (1954) untersuchten Preisendorfer und Mobley (1986) mit einem Monte – Carlo – Raytracing – Modell die Wechselwirkungen der Strahlung an einer rauen Ozeanoberfläche. Die Konzeption ihres Modells ist sehr komplex und eignet sich nicht für die Sensitivitätsstudien, wie sie in dieser Arbeit durchgeführt wurden. Für diese vorliegende Arbeit wurde auf die Formulierungen von Masuda und Takashima (1996) zurückgegriffen. Sie vernachlässigen im Gegensatz zu Preisendorfer und Mobley die Mehrfachreflexion zwischen den Wellenkämmen. Die Abhängigkeit der Reflektivität vom Sonnenzenitwinkel und von der Windgeschwindigkeit ist in Abbildung (4.3) dargestellt.



**Abbildung 4.3:** Reflektivität in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit für einen Übergang von der Atmosphäre zum Ozean (nach Masuda und Takashima (1996))

Die Abbildung zeigt den Einfluss des Sonnenzenitwinkels  $\theta_{\text{sun}}$  und der Windgeschwindigkeit auf die Reflexion. Mit größer werdenden Winkel nimmt auch die Reflexion zu. Die Windgeschwindigkeit sorgt bei kleinen Zenitwinkeln für einen leichten Anstieg der Reflexion. Bei großen Winkeln nimmt die Reflexion mit steigender Windgeschwindigkeit ab, da der Einfallswinkel durch die Wellenneigungen wieder kleiner wird. Es wird daher mit zunehmender Geschwindigkeit ein größerer Teil transmittiert als reflektiert.

Die Abbildung (4.4) zeigt den umgekehrten Fall. Hier wird die Fresnel Reflektivität der Welle unterhalb der Wasseroberfläche simuliert. Dabei ist der mittlere Einfallswinkel wieder entscheidend für die Reflexion. Die Reflektivität nimmt mit wachsendem Winkel zu. Bei einem Einfallswinkel zwischen  $20^\circ$  und  $48^\circ$  wird die Reflexion mit der Windgeschwindigkeit größer. Ab einem Winkel von  $49^\circ$  spielt die Totalreflexion eine Rolle, d. h., das Photon wird wieder in Richtung Meeresboden reflektiert. Durch die Wellenneigungen wird der Einfallswinkel größer oder kleiner und ist entweder größer oder kleiner als der kritische Winkel  $\theta_c$ , siehe Kapitel 3.3.3.



**Abbildung 4.4:** Reflektivität in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit für einen Übergang vom Ozean zur Atmosphäre (nach Masuda und Takashima (1996))

### 4.3 Eingabeparameter

Als Eingabeparameter für einen Modelllauf benötigt man die Windgeschwindigkeit, den Sonnenzenitwinkel und eine hinreichend große Anzahl von Photonen. Für die Schichten im Wasser braucht man zusätzlich den Chlorophyllgehalt. Aus dem Chlorophyllgehalt wird die Einfachstreueralbedo und die optische Dicke berechnet. Diese Parameter werden im Modell verwendet.

Die Abbildung (4.5) zeigt die benutzte Phasenfunktion für die Strahldichten 490 nm und 555 nm sowie für einen Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  und  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$ . Die Photonen werden deutlich stärker nach vorne gestreut als zur Seite oder nach hinten.

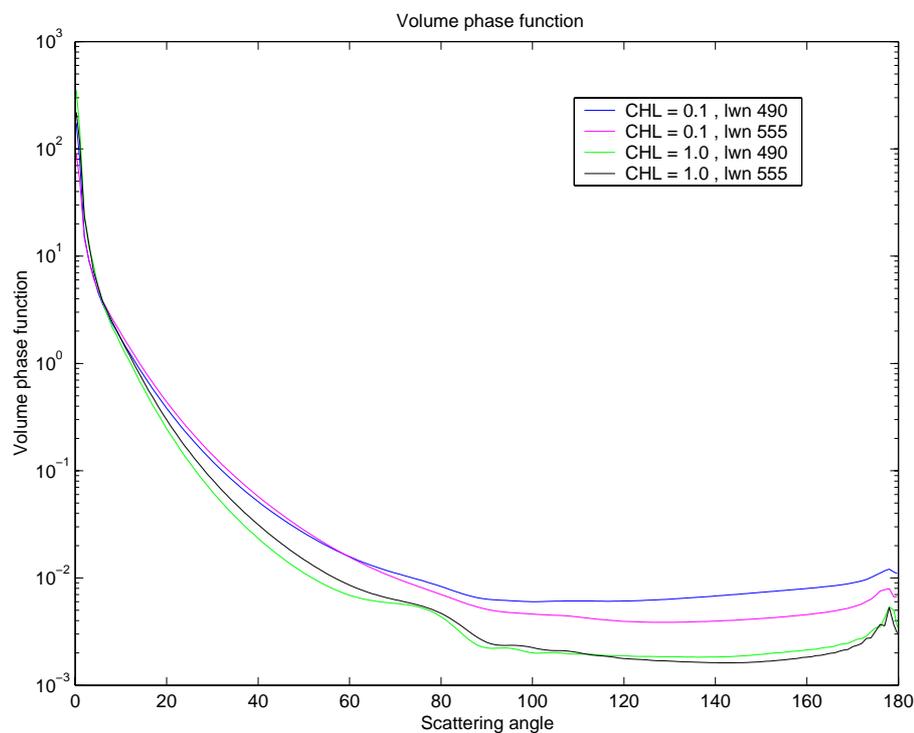


Abbildung 4.5: Phasenfkt.  $\beta'$  in Abhängigkeit des Streuwinkels  $\Psi$  und Volumenstreuftk.  $\beta$

Bei klarem Meerwasser wird gleich viel nach vorne und nach hinten gestreut und der Anteil, der zur Seite gestreut wird, ist geringer. Näheres zur Streufunktion, die im Modell benutzt wird, findet man bei Mehrstens und Martin (2002).

### 4.4 Modelllauf

Aus einem vorgegebenen Winkel (Sonnenzenitwinkel) treffen die Photonen mit einem Gewicht von eins auf die Wasseroberfläche. Die Oberflächenneigung wird in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in einem festgelegten Intervall zufällig bestimmt. Der

Einfallswinkel wird aus Zenitwinkel, Facettenneigung und Azimuth berechnet. Mit dem Einfallswinkel werden der Transmissionswinkel und die Fresnelreflektivität berechnet. Der Transmissionswinkel ist der Winkel, mit dem sich die Photonen weiterbewegen, bis sie mit einem Partikel wechselwirken. Die Fresnelreflektivität gibt den Anteil der Strahlung an, der wieder in die Atmosphäre reflektiert wird. Die Fresneltransmissivität gibt den Anteil an, der in den Ozean eindringt. Sie bestimmt das Gewicht, mit dem sich die Photonen unterhalb der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean weiter bewegen. Bei großen Einfallswinkeln ist das Gewicht kleiner als bei kleinen, da die Reflektivität eine Funktion des Einfallswinkels ist. Bei jeder Wechselwirkung der Photonen mit Partikeln verlieren sie durch Absorption einen Teil ihres Gewichtes und können in eine andere Richtung gestreut werden. Wie in Abbildung (4.5) zu sehen ist, werden die meisten Photonen nach vorne gestreut und irgendwann im Ozean vollständig absorbiert. Ein kleiner Teil der Photonen wird wieder zurück in Richtung der Atmosphäre gestreut. Trifft ein Photon von unten auf die Wasseroberfläche, so wird vor dem Eintritt in die Atmosphäre erneut der Transmissionswinkel und die Fresnelreflektivität an der Wasseroberfläche berechnet.

Um die Gesamtreflektivität Ozean/Atmosphäre zu berechnen, werden die Fresnelreflektivitäten aller Photonen mit der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für Wellenneigungen gewichtet.

Die Transmissionseigenschaften der Ozeanoberflächen beschreiben den Teil der Strahlung, der durch die Grenzfläche Atmosphäre/Ozean geht. Dieser multipliziert mit dem Gewicht der Photonen, in Abhängigkeit ihrer Richtung und der Strahldichte vor dem Eintreten in den Ozean ergibt die Strahldichte, mit der der Ozean in Abhängigkeit von der Chlorophyllverteilung in Richtung der Atmosphäre strahlt. Vor dem Eintreten in die Atmosphäre wird wieder der Anteil der Fresneltransmission mit dem Gewicht des Photons multipliziert. Im Modell erfolgt die Aufsummierung der Gewichte der Photonen nur in Richtung des Zenits.

## 4.5 Abschattung

Abschattungseffekte bei der Einstrahlung treten auf, wenn bei hohem Sonnenzenitwinkel auch hohe Facettenneigungen vorhanden sind. Wenn die Photonen durch Streuprozesse in der Atmosphäre oder durch Reflexion an einer Welle auf die Rückseite (also großer Azimuthwinkel) von Wellen treffen, werden diese Effekte im Modell als Abschattung berücksichtigt.

## 4.6 Boden

Die Effekte, die vom Meeresboden ausgehen, können vernachlässigt werden, da sich das Modell auf Parameter aus dem offenen Ozean stützt. Die eingestrahlt Photonen wer-

den jedoch schon lange vor Erreichen größerer Tiefen vollständig absorbiert, so dass der Boden keinen Einfluss auf die Berechnungen hat.

#### **4.7 Bildung von Schaum an der Wasseroberfläche**

Schaum im Wasser kann sich schon bei Windgeschwindigkeiten von 5-7 m/s bilden (Mohan und O'Muircheartaigh (1986)). Dieser beeinflusst den Strahlungstransport und damit die Reflexion, die sich signifikant erhöht. Die Schaumbildung wird im Modell nicht berücksichtigt.

Im Modell werden Windgeschwindigkeiten zwischen 0 und 15 m/s eingesetzt. Größere Geschwindigkeiten sind nicht sinnvoll, da der Fehler durch Schaum- und Abschattungseffekte zu hoch wäre.

# 5. Ergebnisse

Das Ziel dieser Arbeit war, in ein Monte – Carlo – Strahlungstransportmodell eine windabhängige Parametrisierung der Ozeanoberfläche einzufügen.

Zunächst wird die Auswahl der Parameter (Abschnitt (5.1)) für das Strahlungstransportmodell erläutert. In Abschnitt (5.2) wird der Algorithmus von O'Reilly et al. (1998) vorgestellt. Anhand dieses Algorithmus kann aus Strahldichten auf den Chlorophyllgehalt im Meerwasser geschlossen werden. Danach werden in den Abschnitten (5.3) und (5.4) die mit dem Strahlungstransportmodell berechneten Strahldichten in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit dargestellt. Anschließend erfolgt ein Vergleich mit den SeaWiFS 'Sea – Viewing Wide – Field – of – View – Sensor' – Daten von 1998 und den Strahldichten der Modelldaten im Abschnitt (5.5). Am Ende dieses Kapitels folgt ein kurzes Resümee in Abschnitt (5.6).

## 5.1 Parameter

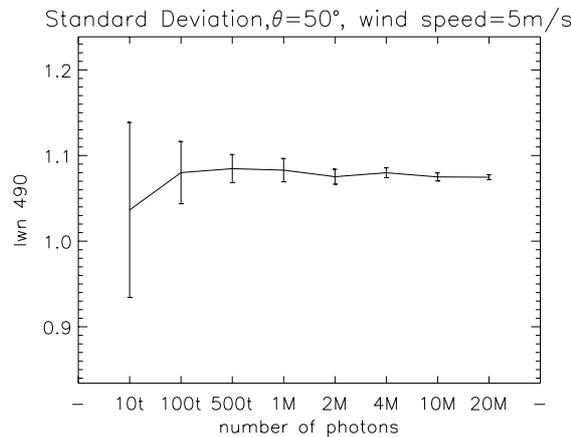
Die Parameter für das Modell sind Chlorophyllgehalt, Wellenlänge, Sonnenzenitwinkel, Windgeschwindigkeit und die Anzahl von Photonen.

Als Chlorophyllgehalt sind  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  und  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$  als typische Werte für geringen bzw. hohen Chlorophyllgehalt gewählt worden (O'Reilly et al., 2000). Als Wellenlängen sind 490 nm für den blauen und 555 nm für den grünen spektralen Bereich ausgesucht worden. Diese beiden Wellenlängen werden auch im SeaWiFS – Sensor verwendet. So ist ein Vergleich zwischen den gemessenen und modellierten Daten möglich.

In den Modellläufen werden  $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $50^\circ$  als Sonnenzenitwinkel angenommen. Bei einem Winkel von  $0^\circ$  steht die Sonne senkrecht. Dieses Ereignis kann nur in Gebieten zwischen den Wendekreisen vorkommen. Während die Sonne bei  $30^\circ$  Nord im März bzw. im September mit einem Winkel von etwa  $30^\circ$  zum Zenit steht, ist der Zenitwinkel vom November bis Januar größer als  $50^\circ$ . Bei  $50^\circ$  Nord steht die Sonne im Mai und Juli mit etwa  $30^\circ$  zum Zenit und im März bzw. September mit etwa  $50^\circ$ , siehe Abbildung (5.11). Im Modell deckt die Windgeschwindigkeit einen Bereich zwischen 0 und 15 m/s ab.

Wie schon in Kapitel 4 erwähnt, ist die statistische Sicherheit nur bei einer hinreichend großen Anzahl von Photonen vorhanden. Um die benötigte Anzahl von Photonen herauszufinden, mit der die statistische Sicherheit gewährleistet ist, sind jeweils 10 Wieder-

holungen pro Modelllauf für 10.000, 100.000, 500.000, 1 Million, 2 Millionen, 4 Millionen, 10 Millionen und 20 Millionen Photonen gemacht worden. Mit einer höheren Anzahl von Photonen lassen sich genauere Ergebnisse erzielen und die Standardabweichungen (Fehlerbalken), berechnet aus den 10 Wiederholungen, werden kleiner, wie auch in Abbildung (5.1) zu sehen ist.



**Abbildung 5.1:** Standardabweichung für verschiedene Photonenzahlen für  $\theta = 50^\circ$  und  $5 \text{ m/s}$  Windgeschwindigkeit für die normierte aufwärts gerichtete Strahlstärke für eine Wellenlänge von  $490 \text{ nm}$  ( $l_{\text{wn}} 490$ )

Bei einer Erhöhung der Photonenzahl wird gleichzeitig der Rechenaufwand größer. Aus diesem Grund ist ein Kompromiss bei 2 Millionen Photonen pro Modelllauf mit 10 Wiederholungen gemacht worden. Die Standardabweichung der Modellergebnisse für 2 Millionen Photonen ist mit etwa 3.1 % für die normierte aufwärts gerichtete Strahlstärke für eine Wellenlänge von  $490 \text{ nm}$  ( $l_{\text{wn}} 490$ ) niedriger als die mit 5 % angegebene Abweichung der mit Satelliten gemessenen Strahldichten (McClain et al., 1998).

Als Ergebnis liefert das Modell normierte aufwärts gerichtete spektrale Strahldichten [ $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$ ] in Richtung des Zenits, in der Literatur auch als 'normalized water leaving radiances' kurz ( $l_{\text{wn}}$ ) bezeichnet:

$$l_{\text{wn}}(\lambda) = \frac{L(\lambda, \theta_0)}{\cos(\theta_0)t(\lambda)}, \quad (5.1)$$

dabei ist

$$t(\lambda) = \exp \left[ \frac{-\tau(\lambda)}{\cos(\theta_0)} \right] \quad (5.2)$$

- ;  $\theta_0$  : Sonnenzenitwinkel
- $t(\lambda)$  : Transmission der Atmosphäre
- $\tau(\lambda)$  : optische Dicke.

## 5.2 Algorithmus für Chlorophyllgehalt nach O'Reilly

Typische Algorithmen zur Bestimmung des Chlorophyllgehaltes in Abhängigkeit der Strahldichte für SeaWiFS basieren auf dem Farbverhältnis  $R$  der normierten aufwärts gerichteten Strahldichte für eine Wellenlänge von 490 nm ( $l_{wn\ 490}$ ) zur normierten aufwärts gerichteten Strahldichte für eine Wellenlänge von 555 nm ( $l_{wn\ 555}$ ). Dieses Verhältnis geht in den OC2 'Ocean Chlorophyll 2-band' Algorithmus (Gleichung (5.3)) von O'Reilly et al. (1998) ein:

$$C_a = 10^{(0.341 - 3.0010 \times (\log R) + 2.8110 \times (\log R)^2 - 2.0410 \times (\log R)^3) - 0.04} \quad (5.3)$$

mit

$$R = \frac{l_{wn\ 490}}{l_{wn\ 555}}. \quad (5.4)$$

In Abbildung (5.2) ist die Abhängigkeit des Farbverhältnisses von Chlorophyllgehalt nach O'Reilly dargestellt. Bei großem  $R$  ist der Chlorophyllgehalt niedrig. Mit kleiner werdendem  $R$  wird die Steigung flacher und der Chlorophyllgehalt nimmt zu.

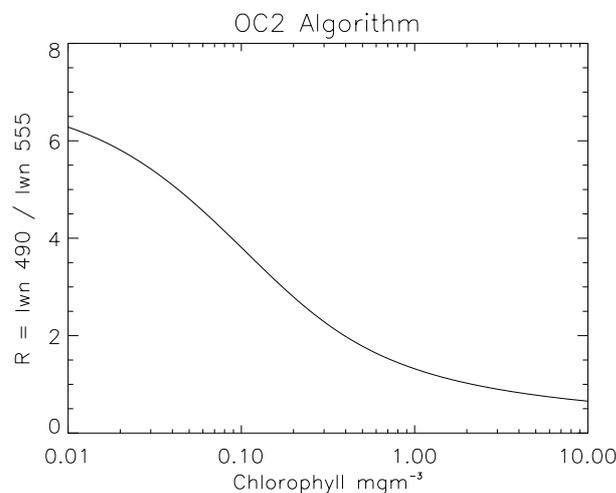


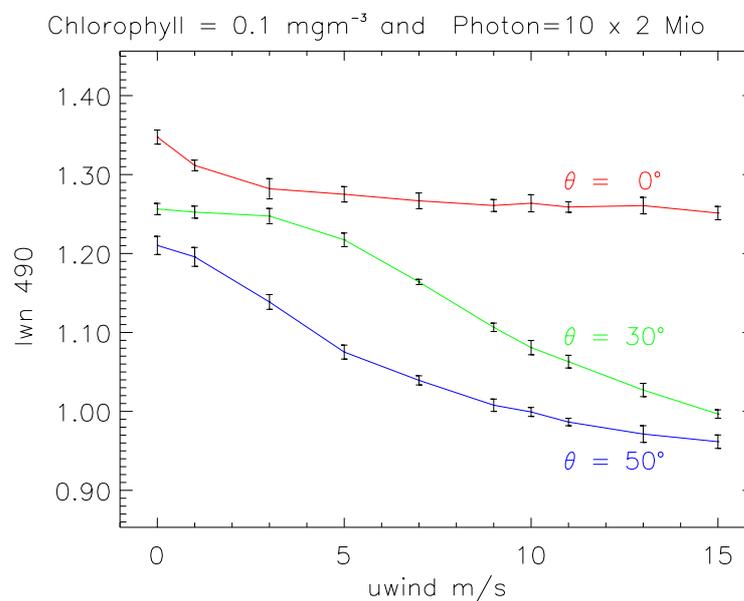
Abbildung 5.2: OC2 - Algorithmus von O'Reilly et al. (1998)

## 5.3 Modellauf mit Chlorophyllgehalt = $0.1\ mg\ m^{-3}$

Die Abbildungen (5.3) und (5.4) zeigen die gemittelte normierte aufwärts gerichtete Strahldichte für die Wellenlängen von 490 nm ( $l_{wn\ 490}$ ) und 555 nm ( $l_{wn\ 555}$ ), für einen

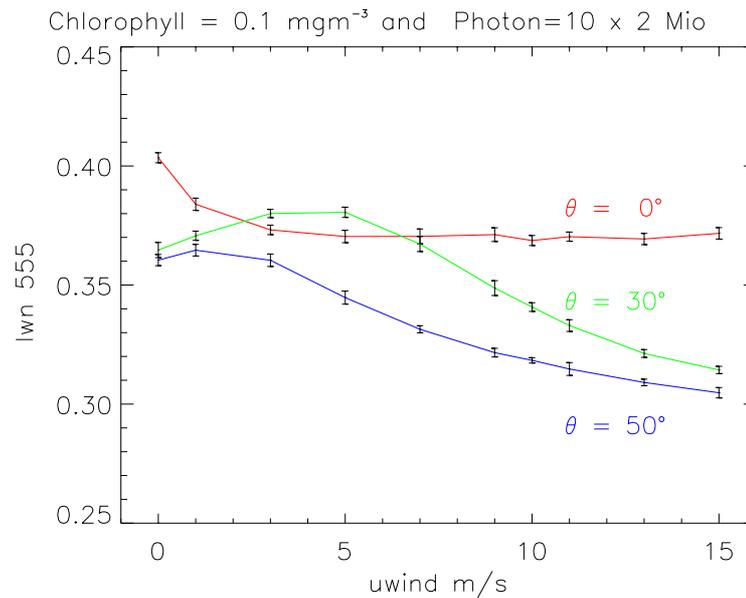
Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  als Funktion der Windgeschwindigkeit [m/s].

Die Abhängigkeit der Strahldichte vom Sonnenzenitwinkel wird deutlich wieder gegeben. In der Abbildung (5.3) ist die Sonnenzenitabhängigkeit gut sichtbar. Mit größer werdenden Zenitwinkeln, d. h. niedriger Sonnenstand, wird die normierte aufwärts gerichtete Strahldichte kleiner. Der Einfluss der Windgeschwindigkeit ist bei den größeren Zenitwinkeln gut zu erkennen, denn die Strahldichte nimmt mit zunehmender Windgeschwindigkeit ab. Auffällig ist, dass der Bereich der größten Sensivität in Bezug auf die Windgeschwindigkeit ebenfalls eine Funktion des Sonnenzenitwinkels ist. Die Fehlerbalken zeigen die jeweiligen Standardabweichungen für die einzelnen Modelldaten (Tabelle (5.1)). Die Standardabweichungen sind so klein, dass man daraus schließen kann, dass die Ergebnisse statistisch stabil sind. Die Standardabweichung für  $I_{\text{wn}} 490$  hat eine Größenordnung von nicht einmal 1.1 Prozent.



**Abbildung 5.3:** Die von der Ozeanoberfläche normierte aufwärts gerichtete Strahldichte bei 490 nm für die Sonnenzenitwinkel  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$ ; Fehlerbalken entsprechen  $\pm$  Standardabweichung, siehe Tabelle 5.1

Die Strahldichte für die Wellenlänge 555 nm (Abbildung (5.4)) ist erwartungsgemäß kleiner als bei 490 nm, da diese Wellenlänge im grünen spektralen Bereich liegt und der Chlorophyllgehalt relativ gering ist. Auch hier sieht man die Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel und der Windgeschwindigkeit. Die Standardabweichung für eine Strahldichte von 555 nm ist mit einer maximalen Abweichung von 0.9 Prozent (Tabelle (5.1)) im Vergleich zu der Strahldichte von 490 nm noch ein bisschen kleiner.



**Abbildung 5.4:** Die von der Ozeanoberfläche normierte aufwärts gerichtete Strahl-dichte bei 555 nm für die Sonnenzenitwinkel  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$ ; Fehlerbalken entsprechen  $\pm$  Standardabweichung, siehe Tabelle 5.1

**Standardabweichung Strahl-dichte [ $W m^{-2} sr^{-1}$ ]; Chl-Gehalt = 0.1 mg m<sup>-3</sup>:**

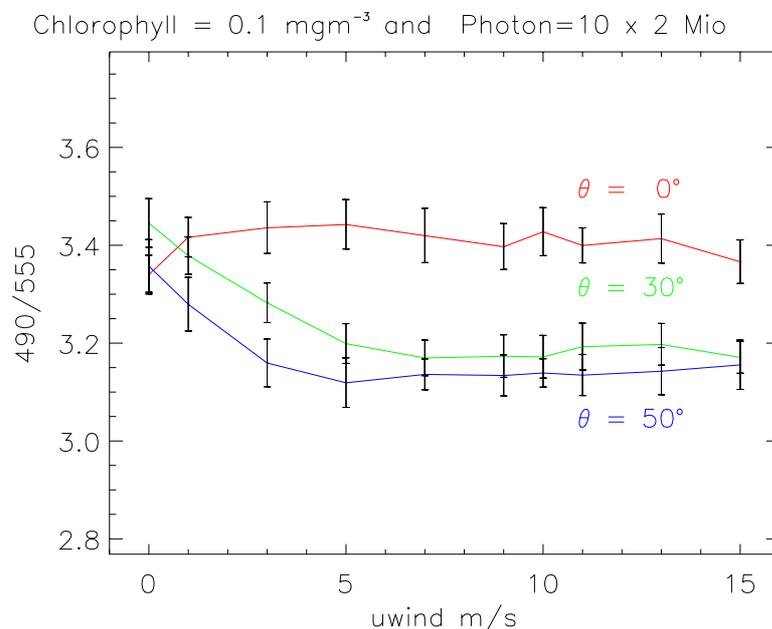
	Standardabweichung für lwn 490			Standardabweichung für lwn 555		
Windg.	Theta					
[m/s]	0°	30°	50°	0°	30°	50°
0	0.0089	0.0071	0.0115	0.0021	0.0032	0.0023
1	0.0067	0.0076	0.0112	0.0026	0.0019	0.0025
3	0.0128	0.0097	0.0094	0.0020	0.0017	0.0026
5	0.0097	0.0086	0.0089	0.0026	0.0021	0.0028
7	0.0099	0.0033	0.0058	0.0031	0.0032	0.0015
9	0.0076	0.0053	0.0078	0.0029	0.0031	0.0018
10	0.0108	0.0090	0.0057	0.0021	0.0018	0.0011
11	0.0067	0.0081	0.0047	0.0019	0.0025	0.0027
13	0.0104	0.0084	0.0106	0.0024	0.0016	0.0014
15	0.0084	0.0054	0.0085	0.0024	0.0015	0.0022

**Tabelle 5.1:** Standardabweichung der Modellergebnisse von den Strahl-dichten für die Wellenlängen 490 nm und 555 nm bei einem Chlorophyllgehalt von 0.1 mg m<sup>-3</sup>

Der Verlauf der Kurven erklärt sich aus der Überlagerung der unterschiedlichen Transmissivitäten (Luft/Wasser; Wasser/Luft) an der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean. Die

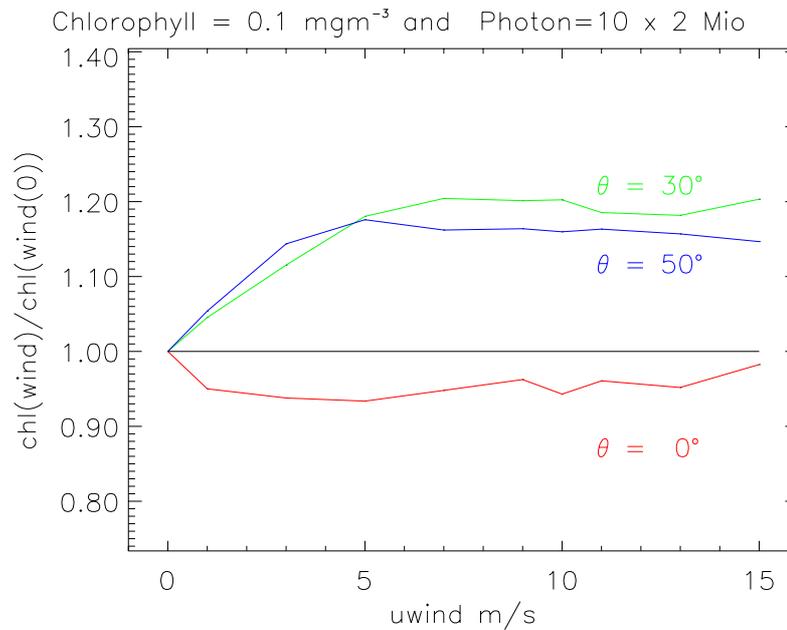
Transmissivität an der Grenzfläche Luft/Wasser nimmt monoton für  $\theta = 30^\circ$  und  $50^\circ$  mit zunehmender Windgeschwindigkeit ab. Dieser Effekt wird durch die Transmissivität Wasser/Luft überlagert. Bei hohen optischen Dicken ist die aufwärts gerichtete Strahlung in etwa isotrop, d. h. der mittlere Winkel unter Wasser beträgt in etwa  $48^\circ$ . Bei diesem Winkel nimmt die Transmissivität bei geringen Windgeschwindigkeiten zu und dadurch wird die Strahldichte erhöht. Bei größeren Windgeschwindigkeiten gelangen weniger Photonen in den Ozean, und deshalb können auch weniger Photonen in Richtung Atmosphäre gestreut werden. Dadurch wird die aufwärts gerichtete Strahldichte kleiner.

Abbildung (5.5) zeigt das Farbverhältnis  $R$  in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Aus den Farbverhältnissen wird der Chlorophyllgehalt berechnet. Das Farbverhältnis nimmt mit größer werdenden Zenitwinkeln ab. Die Windgeschwindigkeit hat wenig Einfluss beim Zenitwinkel von  $\theta = 0^\circ$ , aber er nimmt bei größeren Zenitwinkeln  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$  zu. Die Quotienten nehmen mit zunehmender Windgeschwindigkeit ab. Die größte Sensivität zeigt das Farbverhältnis im Intervall zwischen 0 und 5 m/s. In der Abbildung sind die Standardabweichungen für die jeweiligen Zenitwinkel eingetragen. Bei den Zenitwinkeln von  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$  überschneiden sich die Fehlerbalken ab einer Windgeschwindigkeit von 3 m/s nicht mehr. Dies zeigt eine signifikante Abweichung der Farbverhältnisse bei hohen Windgeschwindigkeiten von denen bei niedrigen Windgeschwindigkeiten.



**Abbildung 5.5:** Verhältnis  $R$  der gemittelten normierten Strahldichte 490 nm zu 555 nm für die Sonnenzenitwinkel  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$  für Chl - Gehalt =  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$ ; Fehlerbalken entsprechen  $\pm$  Standardabweichung von  $R$

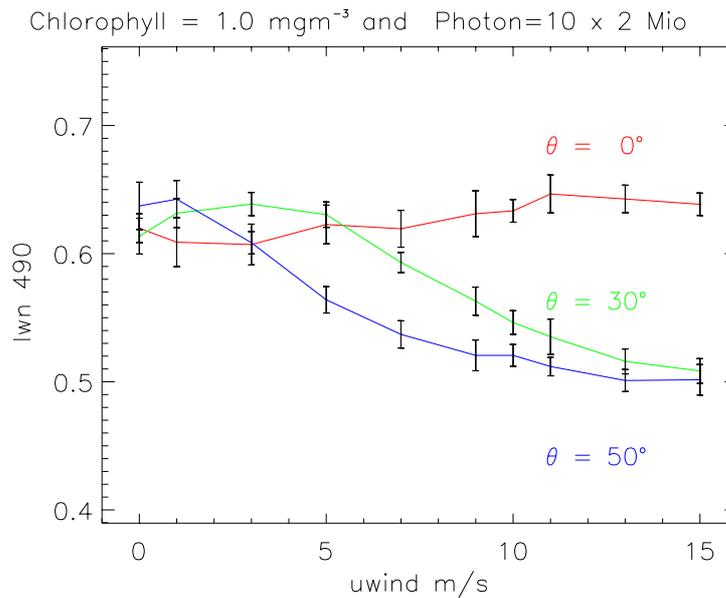
Der Chlorophyllgehalt wurde nach O'Reilly et al. (1998) für die verschiedenen Strahldichten und Windgeschwindigkeiten errechnet. Die relative Änderung des Chlorophyllgehalts mit und ohne Wind zeigt Abbildung (5.6). Der Chlorophyllgehalt bei großen Zenitwinkeln wird ab hohen Windgeschwindigkeiten um etwa 20 % überschätzt. Im Intervall 0 - 5 m/s reagiert der Chlorophyllgehalt sehr sensitiv. Bei  $\theta = 0^\circ$  ist die Abweichung nicht so signifikant.



**Abbildung 5.6:** Verhältnis Chl- Gehalt mit Wind zu Chl- Gehalt ohne Wind für Zenitwinkel  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$

#### 5.4 Modelllauf mit Chlorophyllgehalt = 1.0 mg m<sup>-3</sup>

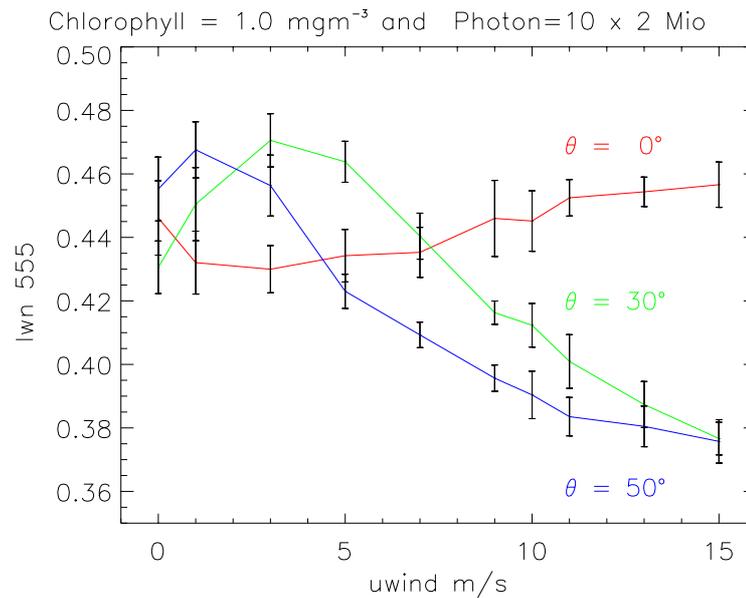
Die Abbildung (5.7) zeigt die gemittelte normierte aufwärts gerichtete Strahldichte für eine Wellenlänge von 490 nm ( $I_{wn\ 490}$ ) bei einem Chlorophyllgehalt von 1.0 mg m<sup>-3</sup>. Die Strahldichte ist wesentlich kleiner als in Abbildung (5.3), da bei erhöhter Chlorophyllkonzentration die Absorption im blauen Spektralbereich zugenommen hat. Die Abhängigkeit der Strahldichte von den Zenitwinkeln ist deutlich sichtbar. Bei  $\theta = 0^\circ$  zeigt die Strahldichte keine signifikante Änderung. Bei den Zenitwinkeln  $30^\circ$  und  $50^\circ$  ist ein kleiner Anstieg der Strahldichte bei niedrigen Windgeschwindigkeiten und anschließend ein Abfall zu erkennen, wenn die Windgeschwindigkeit weiter zunimmt. Die Standardabweichungen, siehe Tabelle (5.2), der einzelnen Modelldaten sind größer als in Abbildung (5.3), da eine größere Absorption und optische Dicke vorhanden sind und weniger Photonen die Atmosphäre erreichen. Die Standardabweichung der Strahldichten aus dem Modell hat eine maximale Größenordnung von etwa 3.1 %.



**Abbildung 5.7:** Die von der Ozeanoberfläche normierte aufwärts gerichtete Strahldichte bei 490 nm für die Sonnenzenitwinkel  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$ ; Fehlerbalken entsprechen  $\pm$  Standardabweichung, siehe Tabelle 5.2

Die Strahldichte in der Abbildung (5.8) ist etwas größer als bei Abbildung (5.4), da bei erhöhter Chlorophyllkonzentration die Streuung im grünen Spektralbereich zunimmt. Die Zenitwinkelabhängigkeit ist auch hier bei großen Windgeschwindigkeiten zu sehen. Bei einem Zenitwinkel von  $\theta = 0^\circ$  ändert sich die Strahldichte nicht signifikant. Die Strahldichte der anderen beiden Zenitwinkel steigt erst an und fällt dann erheblich ab. Die Fehlerbalken sind größer als in Abbildung (5.4). Die Standardabweichungen der Strahldichten aus dem Modell, siehe Tabelle (5.2), haben eine Größenordnung von etwa 2.7 %. Sie sind größer als bei einem Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  mit 0.9 %.

Im Modell nimmt bei beiden Wellenlängen die Strahldichten für  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$  bei kleinen Windgeschwindigkeiten zu und danach wieder ab. Dieses kann auf die zunehmende Reflektivität an der Wasseroberfläche (Abbildung (4.3)) bei größer werdender Windgeschwindigkeit zurückgeführt werden.



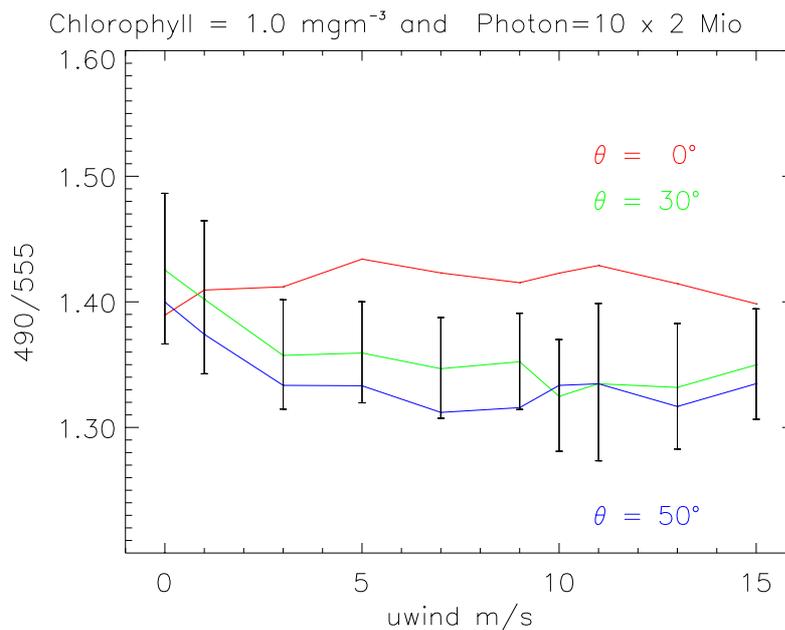
**Abbildung 5.8:** Die von der Ozeanoberfläche normierte aufwärts gerichtete Strahldichte bei 555 nm für die Sonnenzenitwinkel  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$ ; Fehlerbalken entsprechen  $\pm$  Standardabweichung, siehe Tabelle 5.2

**Standardabweichung Strahldichte [Wm<sup>-2</sup>sr<sup>-1</sup>]; Chl-Gehalt = 1.0 mgm<sup>-3</sup>:**

	Standardabweichung für lwn 490			Standardabweichung für lwn 555		
	Theta					
Windg.	0°	30°	50°	0°	30°	50°
0	0.0113	0.0140	0.0185	0.0117	0.0083	0.0100
1	0.0191	0.0113	0.0146	0.0099	0.0115	0.0088
3	0.0159	0.0091	0.0087	0.0074	0.0084	0.0096
5	0.0151	0.0099	0.0103	0.0083	0.0065	0.0054
7	0.0144	0.0079	0.0106	0.0079	0.0072	0.0040
9	0.0179	0.0110	0.0120	0.0112	0.0037	0.0041
10	0.0088	0.0092	0.0085	0.0095	0.0069	0.0075
11	0.0148	0.0138	0.0073	0.0057	0.0084	0.0060
13	0.0108	0.0097	0.0086	0.0046	0.0072	0.0064
15	0.0088	0.0096	0.0119	0.0071	0.0051	0.0068

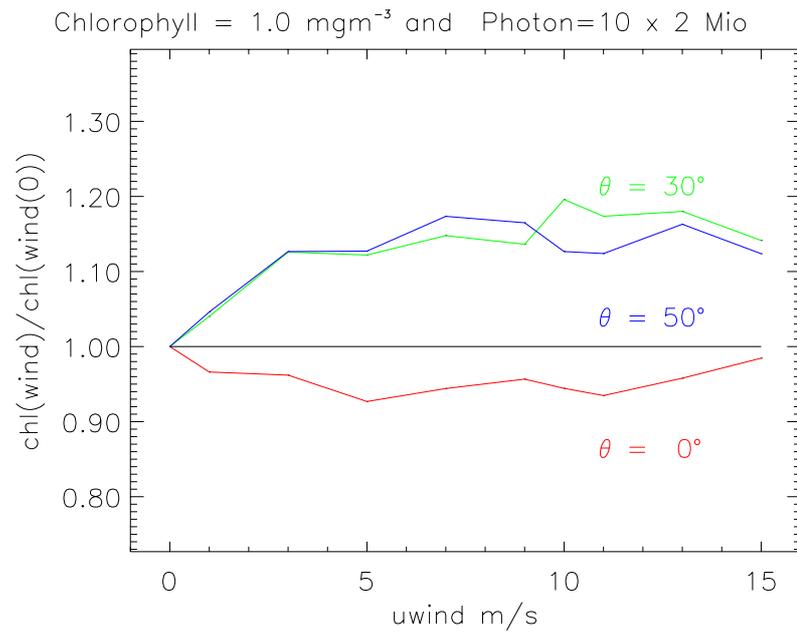
**Tabelle 5.2:** Standardabweichung der Modellergebnisse von den Strahldichten für die Wellenlängen 490 nm und 555 nm bei einem Chlorophyllgehalt von 1.0mgm<sup>-3</sup>

Das Farbverhältnis  $R$  für hohe Chlorophyllwerte, in Abbildung (5.9), ist niedriger als in Abbildung (5.5). Der grüne Anteil der Strahldichte hat sich leicht erhöht und der blaue ist deutlich reduziert. Offenbar ist für hohe Chlorophyllwerte die Windgeschwindigkeitsabhängigkeit nicht so deutlich erkennbar.



**Abbildung 5.9:** Verhältnis  $R$  der gemittelten normierten Strahldichte 490 nm zu 555 nm für die Sonnenzenitwinkel  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$  für Chl - Gehalt =  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$ ; Fehlerbalken für  $\theta = 30^\circ$  entspricht  $\pm$  Standardabweichung von  $R$

In der Abbildung (5.10) ist die relative Änderung des Chlorophyllgehalts mit und ohne Wind aufgetragen. Ab einer Windgeschwindigkeit von 5 m/s wird der Chlorophyllgehalt um etwa 20 % für hohe Zenitwinkel überschätzt. Die Überschätzung ist bei beiden Chlorophyllgehalten für die Zenitwinkel  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$  nahezu gleich. Dieses liegt am Algorithmus von O'Reilly, der für einen Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  eine größere Steigung als bei  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$  annimmt (Abbildung (5.2)).

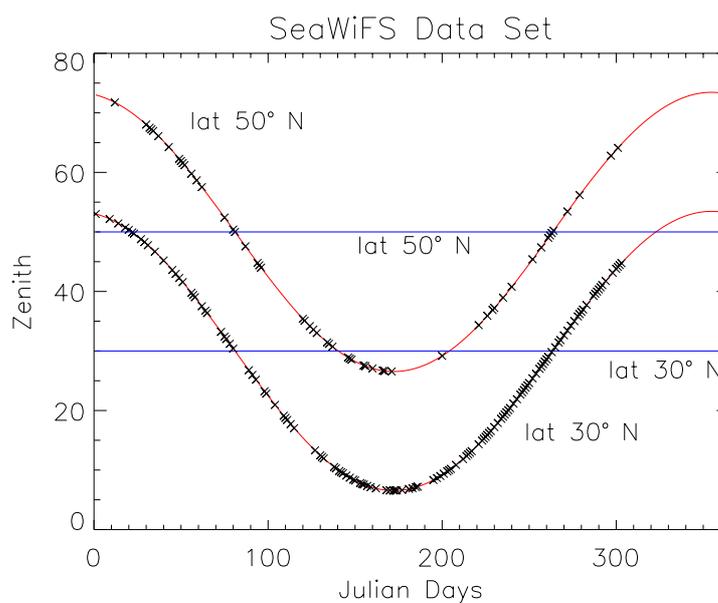


**Abbildung 5.10:** Verhältnis Chl- Gehalt mit Wind zu Chl- Gehalt ohne Wind für Zenitwinkel  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$

Die Ergebnisse aus dem Strahlungstransportmodell zeigen, dass bei einem Zenitwinkel von  $\theta = 0^\circ$  die Windgeschwindigkeit nahezu vernachlässigbar ist. Bei  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$  sind die Änderungen der Strahldichten mit zunehmender Windgeschwindigkeit erheblich. Besonders im Intervall von 0 – 5 m/s reagiert das Farbverhältnis sehr sensitiv. Ab 5 m/s wird der Chlorophyllgehalt um etwa 20 % überschätzt.

## 5.5 Vergleich von SeaWiFS – Daten und Modelldaten

In diesem Abschnitt wird ein Vergleich von Strahldichten aus den Modelldaten und den gemessenen SeaWiFS – Daten vorgenommen. Es soll untersucht werden, inwieweit die Modelldaten mit den SeaWiFS – Daten übereinstimmen und welche Aussagen dazu gemacht werden können. Die Daten des SeaWiFS – Sensor stammen aus dem Jahre 1998 für die Punkte  $30^\circ$  West und  $30^\circ$  Nord sowie  $50^\circ$  Nord. Zu den SeaWiFS – Daten wurden die jeweiligen Winddaten aus den NCEP (National Center for Environment Prediction) – NCAR (National Center for Atmospheric Research) Reanalysedaten (Kalnay et al. (1996); Kistler et al. (2001)) zugeordnet. Die NCEP – NCAR Reanalysedaten für die Windkomponenten liegen mit einer Auflösung von  $1.9^\circ \times 1.9^\circ$  auf einem Gauss-Gitter vor. Die Abbildung (5.11) zeigt die zeitliche Verteilung von verwendeten SeaWiFS – Daten von 1998 für  $30^\circ$  West und  $30^\circ$  Nord bzw.  $50^\circ$  Nord. Als Ordinate sind die Sonnenzenitwinkel  $\theta$  für die jeweiligen Breiten aufgetragen.



**Abbildung 5.11:** Zeitliche Verteilung der verwendeten SeaWiFS – Daten 1998 in Julianischen Tagen mit dazugehörigen Zenitwinkeln und den mittleren Zenitwinkeln

Man sieht deutlich die bessere Datengrundlage bei  $30^\circ$  Nord, mit großen Lücken im Frühjahr, während bei  $50^\circ$  Nord immer wieder durch das Jahr verteilt längere Zeiträume ohne Daten auftauchen. Die waagerechten Linien sind das mittlere  $\theta$  von  $\theta = 30^\circ$  für  $30^\circ$  Nord und  $\theta = 50^\circ$  für  $50^\circ$  Nord.

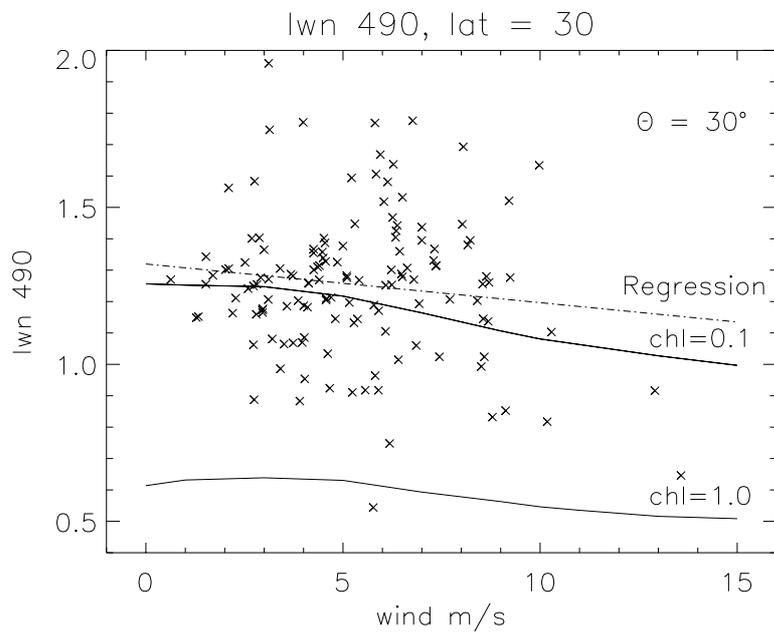
Die Abbildungen (5.12) und (5.13) zeigen einen Vergleich zwischen SeaWiFS – Daten (Kreuze) und den gemittelten Modelldaten (durchgezogene Linien) für die Strahldichten

490 nm und 555 nm bei unterschiedlichen Chlorophyllgehalten. Die Daten des SeaWiFS – Sensors stammen aus dem Jahre 1998 für den Punkt 30° West und 30° Nord. Dieser Punkt liegt in einem nährstoffarmen Gebiet und der Chlorophyllgehalt schwankt innerhalb eines Jahres nur sehr wenig. Für den Vergleich wurden die jeweiligen Mittagswerte der Windgeschwindigkeiten genommen. Die Daten decken den Zeitraum Januar bis Oktober ab, d. h., der Sonnenzenitwinkel schwankt zwischen 7° im Juni und 53° im Januar, siehe Abbildung (5.11).

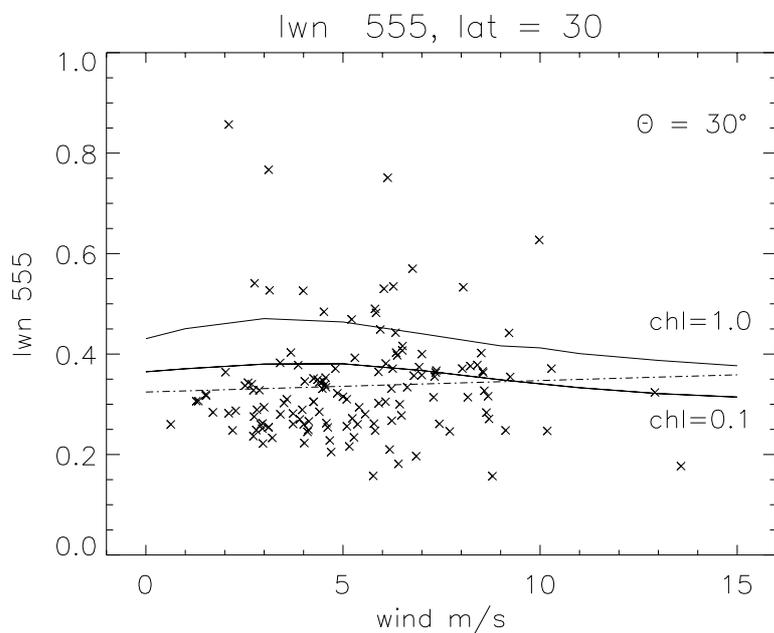
Die Modellergebnisse für Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  und  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$  für einen Sonnenzenitwinkel von  $\theta = 30^\circ$  entsprechen denen in den Abbildungen (5.3) bzw. (5.7). Die Kurve des Chlorophyllgehalts von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  liegt deutlich über der mit einem Chlorophyllgehalt von  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$ , d. h., dass die Strahldichte im blauen spektralen Bereich mit zunehmendem Chlorophyllgehalt abnimmt. Der mittlere Chlorophyllgehalt in den hier verwendeten SeaWiFS – Daten entspricht  $0.099 \text{ mg m}^{-3}$  mit einem Maximum bei  $0.41 \text{ mg m}^{-3}$  bzw. einem Minimum bei  $0.02 \text{ mg m}^{-3}$ . Der Datenumfang beträgt 136 Messwerte. In der Abbildung (5.12) liegen die Satellitendaten um die Kurve aus dem Modell mit einem Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  verteilt. Nimmt man an, dass die Satellitenmessungen nahezu normal um den Mittelwert verteilt sind, kann man davon ausgehen, dass bei höheren Windgeschwindigkeiten im Mittel geringere Strahldichten gemessen werden. Die Regressionsgerade unterstützt das Modellergebnis. Die Lage und Steigung der Regressionsgeraden zeigt, dass die Strahldichten der SeaWiFS – Daten mit zunehmender Geschwindigkeit eher abnehmen. Die Modelldaten zeigen genau die gleiche Tendenz.

Die Abbildung (5.13) dokumentiert den Vergleich der Daten für eine Strahldichte von 555 nm. Hier sind die Modelldaten für einen Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  und  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$  aus den Abbildungen (5.4) und (5.8) entnommen worden. Im Gegensatz zur Abbildung (5.12) liegt die Kurve mit einem Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  unterhalb der Kurve mit einem Gehalt von  $1.0 \text{ mg m}^{-3}$ . Dies bedeutet, dass die Strahldichte im grünen spektralen Bereich zunimmt. Die beiden Modellkurven liegen auch näher zusammen als in Abbildung (5.12). Die Datenpunkte der SeaWiFS – Daten zeigen eine geringe Streuung im Vergleich zur Strahldichte von 490 nm. Die Satellitendaten sind um die Kurve von Chlorophyllgehalt von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$  verteilt. Die Regressionsgerade liegt sehr dicht an den Modellergebnissen. Die Steigung der Geraden ist positiv. Bei kleinen Chlorophyllgehalten ist die  $I_{\text{wn}} 555$  nicht sehr sensitiv und daher verdeckt hier die Streuung der SeaWiFS – Daten die auch im Modell nur schwach ausgeprägte Windabhängigkeit.

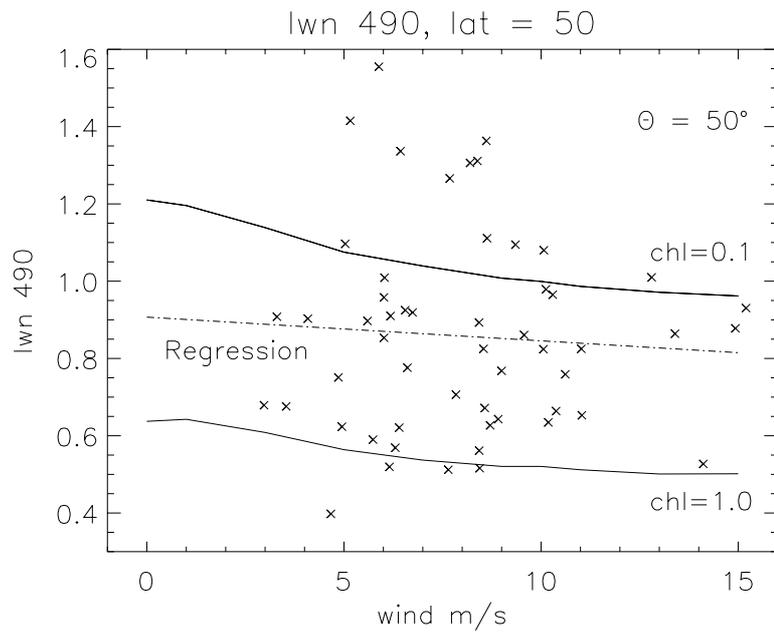
Die Abbildungen (5.14) und (5.15) zeigen den analogen Vergleich zwischen Modelldaten und SeaWiFS – Daten für 30° West und 50° Nord. Die beiden durchgezogenen Linien repräsentieren die Ergebnisse für  $\theta = 50^\circ$  aus den Abbildungen (5.4) bzw. (5.8). Die Kreuze zeigen die SeaWiFS – Daten von Januar bis Oktober 1998. Im Januar steht die Sonne mit etwa 73° zum Zenit und im Juni mit etwa 27°. Die Satellitendaten umfassen bedingt durch den höheren mittleren Bewölkungsgrad 55 Datenpunkte. Der durchschnittliche Chlorophyllgehalt für die hier verwendeten SeaWiFS – Daten liegt bei  $0.46 \text{ mg m}^{-3}$ . Der gemessene minimale Chlorophyllgehalt ist  $0.15 \text{ mg m}^{-3}$  bzw. der maximale  $0.90 \text{ mg m}^{-3}$ . Beide Regressionen haben eine geringe negative Steigung.



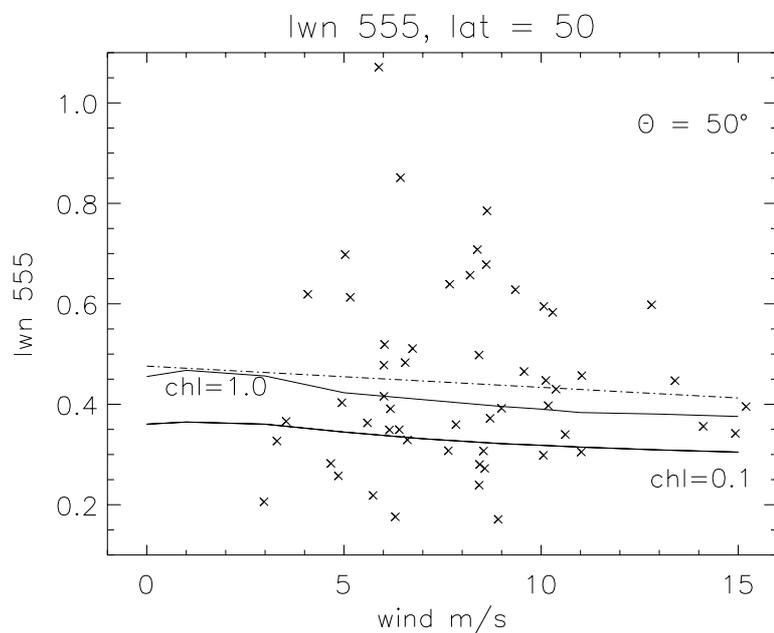
**Abbildung 5.12:** Vergleich von Modelldaten ( $lwn\ 490$ ,  $\theta = 30^\circ$ ) (durchgezogene Linien) mit SeaWiFS – Daten 1998 (Kreuze), gemittelter CHL–Gehalt =  $0.099\ mg\ m^{-3}$  für SeaWiFS – Daten



**Abbildung 5.13:** Vergleich von Modelldaten ( $lwn\ 555$ ,  $\theta = 30^\circ$ ) (durchgezogene Linien) mit SeaWiFS – Daten 1998 (Kreuze), gemittelter CHL–Gehalt =  $0.099\ mg\ m^{-3}$  für SeaWiFS – Daten



**Abbildung 5.14:** Vergleich von Modelldaten ( $lwn\ 490$ ,  $\theta = 50^\circ$ ) (durchgezogene Linien) mit SeaWiFS – Daten 1998 (Kreuze), gemittelter CHL–Gehalt =  $0.464\ mg\ m^{-3}$  für SeaWiFS – Daten



**Abbildung 5.15:** Vergleich von Modelldaten ( $lwn\ 555$ ,  $\theta = 50^\circ$ ) (durchgezogene Linien) mit SeaWiFS – Daten 1998 (Kreuze), gemittelter CHL–Gehalt =  $0.464\ mg\ m^{-3}$  für SeaWiFS – Daten

## 5.6 Resümee

Die Chlorophyllwerte, die mit dem Algorithmus von O'Reilly et al. (1998) aus den Strahl-dichten vom SeaWiFS – Sensor berechnet werden, sind mit einem Fehler von  $\pm 35\%$  (McClain et al., 1998) angegeben. Der Algorithmus ist aus Messungen der SeaBAM 'SeaWiFS Bio – optical Algorithm Mini –Workshop' Kampagne abgeleitet. Die Daten sind überwiegend bei ruhiger See, also niedrigen Windgeschwindigkeiten, gesammelt worden. Im Vergleich dazu ist die Ursache für die hohe Variabilität der Chlorophyllwer-te aus Satellitendaten in der Vernachlässigung der Windkomponente in dem Auswer-tealgorithmus zu finden. Wie in den Abbildungen (5.10) und (5.6) gezeigt, reagiert der Chlorophyllgehalt zwischen 0 bis 5 m/s sehr sensitiv auf die Rauigkeit der Wasserober-fläche. Die Steigung zeigt, dass kleine Windgeschwindigkeitsänderungen genügen, um den Chlorophyllgehalt mit bis zu 20 % zu überschätzen. Die Modellergebnisse zeigen, dass der OC2 – Algorithmus den Chlorophyllgehalt ab einer Windgeschwindigkeit von 5 m/s mit etwa 20 % überschätzt. Die Berechnungen liefern den deutlichen Hinweis, dass der Einfluss des Windes auf die Berechnung des Chlorophyllgehalts wichtig ist. Es ist daher zu vermuten, dass die Einbeziehung des Windes in die Berechnung des Chlo-rophyllgehaltes sicherlich die Genauigkeit der berechneten Chlorophyllwerte erhöhen wird.

## 6. Schlussbetrachtung

In dieser Arbeit wurde der Einfluss der Windgeschwindigkeit auf die Strahldichte des Chlorophyllgehaltes untersucht. In ein Monte – Carlo – Strahlungstransportmodell wurde eine raue Wasseroberfläche implementiert. Mit diesem Modell wurden die Strahlungseigenschaften von Photonen an der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean simuliert.

Bei der Untersuchung der normierten aufwärts gerichteten Strahldichte für die Wellenlängen 490 nm und 555 nm zeigt sich eine signifikante Abnahme der Strahldichte bei den Sonnenzenitwinkeln  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$  schon ab geringen Windgeschwindigkeiten. Bei einem Zenitwinkel von  $\theta = 0^\circ$  ändert sich die Strahldichte im Vergleich zu den anderen beiden Zenitwinkeln kaum. Setzt man die berechneten Strahldichten in den OC2 – Algorithmus von O'Reilly ein und bildet den Quotienten aus Chlorophyllgehalt in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit durch Chlorophyllgehalt ohne Wind, dann erhält man eine Überschätzung des Chlorophyllgehaltes bei den Sonnenzenitwinkeln  $\theta = 30^\circ$  und  $\theta = 50^\circ$ . Im Intervall von 0 – 5 m/s reagiert der Chlorophyllgehalt sehr sensitiv. Ab einer Windgeschwindigkeit von 5 m/s wird der Chlorophyllgehalt mit etwa 20 % überschätzt.

Die mit den Modellergebnissen gezeigten Effekte sollten auch in Satellitenmessungen nachweisbar sein. Hierbei ist zu beachten, dass man Satellitendaten nur mit wenigen unabhängigen Vergleichsdaten abgleichen kann. Daher ist eine Übertragung auf SeaWiFS – Daten sehr problematisch. Der Vergleich mit den SeaWiFS – Daten von 1998 bei  $30^\circ$  West und  $30^\circ$  sowie  $50^\circ$  Nord zeigt, dass vor allem bei der aufwärts gerichteten normierten Strahldichte mit einer Wellenlänge von 490 nm die Tendenz des Modells bestätigt wird. Bei einer Wellenlänge von 555 nm zeigen die Messungen keine einheitliche Tendenz. Für die Ableitung der Chlorophyllgehalte müssen verbesserte Algorithmen entwickelt werden, da es ein großes Interesse an genauen Daten über die räumliche Verbreitung von Phytoplankton gibt, um so zum Beispiel die Bilanzen des Kohlendioxidhaushalts zu bestimmen.

Eine Verbesserung der Algorithmen kann man z. B. durch eine größere Anzahl von in situ Messungen der Chlorophyllgehalte und deren Strahldichten in verschiedenen Gebieten erlangen. Da dies sehr aufwendig und teuer ist, versucht man mit Modellen den Chlorophyllgehalt zu simulieren.

Mit diesem Modell können verschiedene Untersuchungen durchgeführt werden, z. B.

kann ein vertikal gemessenes Chlorophyllprofil im Modell verwendet werden, um die dazugehörigen Strahldichten auszurechnen und mit den an der Oberfläche gemessenen Strahldichten zu vergleichen.

Aus einem physikalisch – biologischen Modell wie z. B. von Oschlies und Garcon (1999) kann man aus den simulierten Chlorophyllprofilen die Eingabeparameter für das Monte – Carlo – Modell vorgeben und dann die Strahldichten berechnen. Da dieses Modell bestimmte Zeiträume und Gebiete simuliert, können diese Ergebnisse mit den SeaWiFS – Daten verglichen werden. Die zu erwartenden Differenzen können zum Teil durch die zugehörigen Windgeschwindigkeiten erklärt werden.

Diese Arbeit zeigt, dass der Windeinfluss auf die Wasseroberfläche bei optischen Messverfahren nicht vernachlässigt werden darf. Beim Einsetzen der Modelldaten in den SeaWiFS – Algorithmus ist eine signifikante Überschätzung bei zunehmendem Sonnenzenitwinkel und Windgeschwindigkeit des Chlorophyllgehaltes festgestellt worden.

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Abbildung der physikalischen, biologischen und chemischen Prozesse von Phytoplankton in der Deckschicht (aus dem US JGOFS Programm) . . . . .	6
2.2	Mittlerer Chlorophyllgehalt aus SeaWiFS – Daten für Februar 1998, im Nordatlantik, weiß: keine Daten . . . . .	8
2.3	Mittlerer Chlorophyllgehalt aus SeaWiFS – Daten für Mai 1998, im Nordatlantik, Höhepunkt der Phytoplanktonblüte . . . . .	8
2.4	Mittlerer Chlorophyllgehalt aus SeaWiFS – Daten für August 1998, im Nordatlantik . . . . .	9
2.5	Mittlerer Chlorophyllgehalt aus SeaWiFS – Daten für Oktober 1998, im Nordatlantik, Zwischenwachstum des Phytoplankton . . . . .	9
2.6	Mittlere Windgeschwindigkeiten im Nordatlantik für April 1998 . . . . .	10
2.7	Prozentuale Häufigkeit der Tage mit Windgeschwindigkeiten größer als 5 m/s im April 1998 . . . . .	11
2.8	Mittlere Windgeschwindigkeiten im Nordatlantik für September 1998 . . . . .	11
3.1	Beispiel für mögliche Wege von Photonen . . . . .	14
3.2	Geometrie von optischen Eigenschaften nach Mobley (1994) . . . . .	15
3.3	Definition von Strahlung als Strahlungsleistung pro Fläche und Steradian . . . . .	16
3.4	Bestrahlungsstärke . . . . .	16
3.5	Beispiel für Änderung eines parallelen Photonenflusses nach Apel (1988) . . . . .	17
3.6	Strahlungstransport durch ein Medium . . . . .	19
3.7	Der Weg zur Strahlungstransportgleichung nach der Idee von Mobley (1994) . . . . .	20
3.8	Brechung an einer Grenzfläche $n_2 > n_1$ ; Brechzahl = $n$ , Einfallswinkel = $\theta_{in}$ , Reflexionswinkel = $\theta_r$ , Transmissionswinkel = $\theta_t$ . . . . .	21
4.1	Mittlere Facettenneigung in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit . . . . .	26
4.2	Beispiel für Anordnung von Einfallswinkel, Sonnenzenitwinkel, Transmissionswinkel, Facette und Normale . . . . .	27
4.3	Reflektivität in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit für einen Übergang von der Atmosphäre zum Ozean (nach Masuda und Takashima (1996)) . . . . .	28
4.4	Reflektivität in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit für einen Übergang vom Ozean zur Atmosphäre (nach Masuda und Takashima (1996)) . . . . .	29
4.5	Phasenfkt. $\beta'$ in Abhängigkeit des Streuwinkels $\Psi$ und Volumenstreuungsfkt. $\beta$ . . . . .	30

5.1	Standardabweichung für verschiedene Photonenzahlen für $\theta = 50^\circ$ und 5 m/s Windgeschwindigkeit für die normierte aufwärts gerichtete Strahldichte für eine Wellenlänge von 490 nm (lwn 490) . . . . .	34
5.2	OC2 – Algorithmus von O'Reilly et al. (1998) . . . . .	35
5.3	Die von der Ozeanoberfläche normierte aufwärts gerichtete Strahldichte bei 490 nm für die Sonnenzenitwinkel $\theta = 0^\circ$ , $\theta = 30^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ ; Fehlerbalken entsprechen $\pm$ Standardabweichung, siehe Tabelle 5.1 . . . .	36
5.4	Die von der Ozeanoberfläche normierte aufwärts gerichtete Strahldichte bei 555 nm für die Sonnenzenitwinkel $\theta = 0^\circ$ , $\theta = 30^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ ; Fehlerbalken entsprechen $\pm$ Standardabweichung, siehe Tabelle 5.1 . . . .	37
5.5	Verhältnis R der gemittelten normierten Strahldichte 490 nm zu 555 nm für die Sonnenzenitwinkel $\theta = 0^\circ$ , $\theta = 30^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ für Chl – Gehalt = $0.1 \text{ mg m}^{-3}$ ; Fehlerbalken entsprechen $\pm$ Standardabweichung von R . . .	38
5.6	Verhältnis Chl- Gehalt mit Wind zu Chl- Gehalt ohne Wind für Zenitwinkel $\theta = 0^\circ$ , $\theta = 30^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ . . . . .	39
5.7	Die von der Ozeanoberfläche normierte aufwärts gerichtete Strahldichte bei 490 nm für die Sonnenzenitwinkel $\theta = 0^\circ$ , $\theta = 30^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ ; Fehlerbalken entsprechen $\pm$ Standardabweichung, siehe Tabelle 5.2 . . .	40
5.8	Die von der Ozeanoberfläche normierte aufwärts gerichtete Strahldichte bei 555 nm für die Sonnenzenitwinkel $\theta = 0^\circ$ , $\theta = 30^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ ; Fehlerbalken entsprechen $\pm$ Standardabweichung, siehe Tabelle 5.2 . . . .	41
5.9	Verhältnis R der gemittelten normierten Strahldichte 490 nm zu 555 nm für die Sonnenzenitwinkel $\theta = 0^\circ$ , $\theta = 30^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ für Chl – Gehalt = $1.0 \text{ mg m}^{-3}$ ; Fehlerbalken für $\theta = 30^\circ$ entspricht $\pm$ Standardabweichung von R . . . . .	42
5.10	Verhältnis Chl- Gehalt mit Wind zu Chl- Gehalt ohne Wind für Zenitwinkel $\theta = 0^\circ$ , $\theta = 30^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ . . . . .	43
5.11	Zeitliche Verteilung der verwendeten SeaWiFS – Daten 1998 in Julianischen Tagen mit dazugehörigen Zenitwinkeln und den mittleren Zenitwinkeln . . . . .	44
5.12	Vergleich von Modelldaten (lwn 490, $\theta = 30^\circ$ ) (durchgezogene Linien) mit SeaWiFS – Daten 1998 (Kreuze), gemittelter CHL-Gehalt = $0.099 \text{ mg m}^{-3}$ für SeaWiFS – Daten . . . . .	46
5.13	Vergleich von Modelldaten (lwn 555, $\theta = 30^\circ$ ) (durchgezogene Linien) mit SeaWiFS – Daten 1998 (Kreuze), gemittelter CHL-Gehalt = $0.099 \text{ mg m}^{-3}$ für SeaWiFS – Daten . . . . .	46
5.14	Vergleich von Modelldaten (lwn 490, $\theta = 50^\circ$ ) (durchgezogene Linien) mit SeaWiFS – Daten 1998 (Kreuze), gemittelter CHL-Gehalt = $0.464 \text{ mg m}^{-3}$ für SeaWiFS – Daten . . . . .	47
5.15	Vergleich von Modelldaten (lwn 555, $\theta = 50^\circ$ ) (durchgezogene Linien) mit SeaWiFS – Daten 1998 (Kreuze), gemittelter CHL-Gehalt = $0.464 \text{ mg m}^{-3}$ für SeaWiFS – Daten . . . . .	47

# Literaturverzeichnis

- André, J. F., 1992. Ocean Color Remote – Sensing and the subsurface vertical structure of Phytoplankton pigments. *Deep – Sea Research*, 39, 763 – 779.
- Apel, J. R., 1988. *Principles of Ocean Physics*, Band 38. Academic Press, fünfte Auflage.
- Banse, K. und English, D. C., 1994. Seasonality of Coastal Zone Color Scanner Phytoplankton Pigment in the Offshore Pigment. *Journal of Geophysical Research*, 99(C4), 7323 – 7345.
- Cox, C. und Munk, W., 1954. Statistics of the sea surface derived from sun glitter. *Journal of Marine Research*, 13(2), 198–227.
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Takahashi, T., und Wanninkhof, R., 2001. Uptake and Storage of Carbon Dioxide in the Ocean: The Global CO<sub>2</sub> Survey. *Oceanography*, 14(4), 18–32.
- Gordon, H. R., 1992. Diffuse Reflectance of the ocean: Influence of Nonuniform Phytoplankton Pigment profile. *Applied Optics*, 31, 2116 – 2129.
- Gordon, H. R., Brown, O. B., Evans, R. H., Evans, J. W., Smith, R. C., Baker, K. S., und Clark, D. K., 1988. A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research*, 93(D9), 10 909 – 10 924.
- Hovis, W. A., Clark, D. K., Anderson, F., Austin, R. W., Wilson, W. H., Baker, E. T., Ball, D., Gordon, H. R., Mueller, J. L., Sayed, S. Y. E., Sturm, B., Wrigley, R. C., und Yentsch, C. S., 1980. Nimbus 7 Coastal Zone Color Scanner: System Description and Initial Imagery. *Science*, 210, 60–63.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., und Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.

- Kirk, J. T. O., 1988. Solar heating of water bodies as influenced by their inherent optical properties. *Journal of Geophysical Research*, 93(D9), 10 897–10 908.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Wollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., v.d Dool, H., Jenne, R., und Fiorino, M., 2001. The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 247–267.
- Macke, A., Mitchell, D. L., und von Bremen, L., 1999. Monte Carlo Radiative Transfer Calculations for Inhomogeneous Mixed Phase Clouds. *Phys. Chem. Earth(B)*, 24, 237–241.
- Marchuk, G., Mikhailov, G., Nazaraliev, M., Darbinjan, R., Kargin, B., und Elepov, B., 1980. *The Monte Carlo Methods in Atmospheric Optics.*, Band 12 von *Springer Series in Optical Sciences*. Springer–Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Masuda, K. und Takashima, T., 1996. The effect of solar zenith angle and surface wind speed on water surface reflectivity. *Remote Sensing of Environment*, 57, 58–62.
- Masuda, K., Takashima, T., und Takayama, Y., 1988. Emissivity of Pure and Sea Waters for the Model Sea Surface in the Infrared Window Regions. *Remote Sensing of Environment*, 24, 313–329.
- McClain, C. R., Ainsworth, E. J., Barnes, R. A., Eplee Jr., R. E., Patt, F. S., Wang, M., und Bailey, S. W., 2000. SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 1. Nasa technical memorandum, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- McClain, C. R., Cleave, M. L., Feldmann, G. C., Gregg, W. W., Hooker, S. B., und Kuring, N., 1998. Science Quality SeaWiFS Data for Global Biosphere Research. *Sea Technology*, Seiten 10–16.
- Mehrtens, H. und Martin, T., 2002. Remote Sensing of oligotrophic waters: model divergence at low chlorophyll concentrations. *Applied Optics* submitted.
- Mobley, C. D., 1989. A numerical model for the computation of radiance distributions in natural waters with wind–roughened surfaces. *Limnology and oceanography*, 34(8), 1473–1483.
- Mobley, C. D., 1994. *Light and Water, Radiative Transfer in Natural Waters*. Academic Press, Inc.
- Mobley, C. D., Gentili, B., Gordon, H. R., Jin, Z., Kattawar, G. W., Morel, A., Reinersman, P., Stamnes, K., und Stavn, R., 1993. Comparison of numerical models for computing underwater light fields. *Applied Optics*, 32(36), 7484–7503.
- Mobley, C. D., Sundman, L. K., und Boss, E., 2002. Phase function effects on oceanic light fields. *Applied Optics*, 41(6), 1035 – 1050.

- Moers, W., 2001. *Die 13 $\frac{1}{2}$  Leben des Käpt'n Blaubär*. Goldmann.
- Monahan, E. C. und O'Muircheartaigh, I. G., 1986. Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface. *International Journal of Remote Sensing*, 7(5), 627–642.
- Morel, A. und Gentili, B., 1996. Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implications of bidirectionality for the remote sensing problem. *Applied Optics*, 35, 4850–4862.
- Morel, A. und J.-F. Berthon, 1989. Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer: Relationships reinvestigated in view of remote-sensing applications. *Limnology and Oceanography*, 34(8), 1545–1562.
- Morel, A. und Maritorena, S., 2001. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. *Journ. Geophys. Res.*, 106(C4), 7163–7180.
- Nakajima, T. und Tanaka, M., 1983. Effect of wind-generated waves of solar radiation in the atmosphere-ocean system. *Journal of quantitative spectroscopy & radiative transfer*, 29(6), 521–537.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mitchel, B. G., Siegel, D. A., Carder, K. L., Garver, S. A., Kahru, M., und McClain, C., 1998. Ocean Color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research*, 103(C11), 24 937–24 953.
- O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Mueller, J. L., Mitchell, B. G., Kahru, M., Chavez, F. P., Strutton, P., Cota, G. F., Hooker, S. B., Carder, C. R. M. K. L., Müller-Karger, F., Harding, L., Magnuson, A., Phinney, D., Moore, G. F., Aiken, J., Arrigo, K. R., Letelier, R., und Culver, M., 2000. SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3. Nasa technical memorandum, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Oschlies, A. und Garçon, V., 1999. An eddy-permitting coupled physical-biological model of the NorthAtlantic. Part I: Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 135–160.
- Preisendorfer, R. W. und Mobley, C. D., 1986. Albedos and Glitter pattern of a wind-roughened Sea Surface. *Journ. Phys. Oceanogr.*, 16, 1293–1316.
- Reynolds, R. A., Stramski, D., und Mitchell, B. G., 2001. A chlorophyll-dependent semi-analytical reflectance model derived from field measurements of absorption and backscattering coefficients within the southern ocean. *Journal of Geophysical Research*, 106(C4), 7125–7138.
- Saitoh, S., 1995. OCTS and ADEOS. In *Oceanographic Applications of Remote Sensing*. M. Ikeda and F. W. Dobson, Boca Raton.
- Sathyendranath, S., Cota, G., Stuart, V., Maass, H., und Platt, T., 2001. Remote sensing of phytoplankton pigments: a comparison of empirical and theoretical approaches. *Int. J. Remote Sensing*, 22, 249–273.

- Takashima, T., 1985. Polarization effect on radiative transfer in planetary composite atmospheres with interacting interface. *Earth, Moon and Planets*, 33, 59–97.
- Yoder, J., Aiken, J., Swift, R., Hoge, F., und Stegmann, P., 1993. Spatial variability in the near-surface chlorophyll-a fluorescence measured by the airborne oceanographic lidar (aol). *Deep Research II*, 40(1/2), 37–53.
- Zaneveld, J. R. V. und Boss, E., 2001. The influence of coherent waves on the remotely sensed reflectance. *Optics Express* 260, 9(6).
- Zaneveld, J. R. V., Boss, E., und Barnard, A., 2001. Influence of surface waves on measured and modeled irradiance profiles. *Applied Optics*, 40(9), 1442–1449.
- Zimmermann, G., Neumann, A., Sümnick, K. H., und Schwarzer, H., 1993. MOS-PRIRODA — An Imaging VID-NIR Spectrometer for Ocean Remote Sensing. *SPIE Proc*, 1937.

## **Danksagung**

Frau Dr. Hela Mehrrens und Herrn Dr. Thomas Martin danke ich für die klasse Betreuung und den Hilfestellungen während der Entstehung der Diplomarbeit. Danke, dass Ihr meine vielen Fragen so geduldig beantwortet habt.

Herrn Prof. Dr. E. Ruprecht und Herrn PD Dr. A. Macke danke ich für Ihre Ratschläge und konstruktive Kritik nach Durchsicht der Arbeit.

Katja Ernst, Steffen Meyer und Ulf Schweckendiek danke ich für das Korrekturlesen dieser Arbeit und auch für die vielen kritischen Anmerkungen zur Verständlichkeit und zum Inhalt des Textes.

Zu guter Letzt möchte ich mich besonders bei meiner Familie und meinen Freunden für ihre stetige Unterstützung während des gesamten Studiums bedanken.

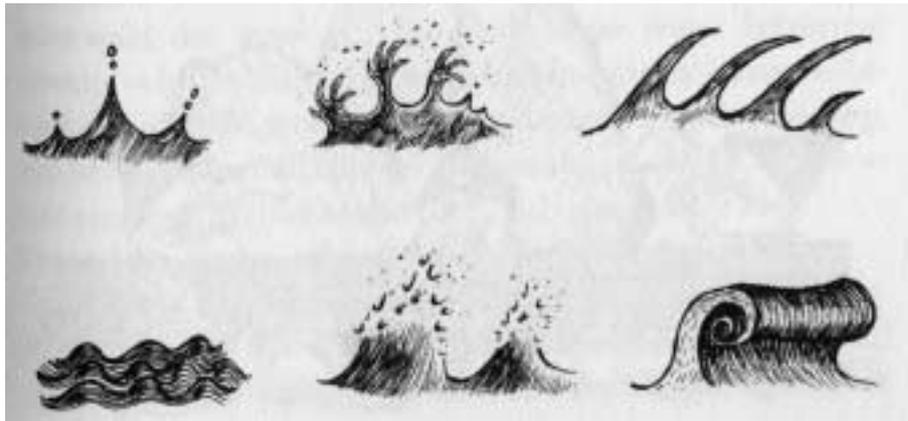
### **Erklärung**

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, 26. April 2002

(Elke M. I. Meyer)



*„... Wenn man Wellen lange genug beobachtet, erkennt man, daß sie alle unterschiedlich sind. Man sagt zwar, eine Welle sieht wie die andere aus, aber dem ist nicht so: Jede einzelne hat eine eigene Form der Rückenkrümmung, manche gehen steil und spitz, manche rund und flach, es gibt dicke und dünne, grüne und blaue, schwarze und braune, durchsichtige und trübe, große und kleine, breite und lange, kalte und warme, salzige und süße, laute und leise, schnelle und langsame, harmlose und lebensgefährliche.*

*Jede Welle hat sozusagen eine eigene Statur, ein eigenes Gesicht und schließlich eine eigene Frisur in Form von Gischt auf ihrem Kopf. Und man unterscheidet sie an ihrem Gang, dem sogenannten Wellengang. Wellen südlicher Gewässer bevorzugen einen lässigen, wiegenden Gang, die der Nordmeere eher einen strammen, zügigen, wegen der Kälte und der Gefahr, zur Eisscholle zu gefrieren. Hawaiianische Wogen scheinen sich im Takt von Rumbakugeln zu bewegen, schottische in langen Reihen zu unhörbarer Dudelsackmusik zu marschieren. Wenn man Wellen ausführlich studiert, weiß man, welche Sorte sich wo gerne aufhält. Kleine grüne mit lustiger Gischt zum Beispiel in tropischen Gewässern, dunkle schlammige in Küstennähe, besonders an Flußmündungen, hohe blaue auf kalter, tiefer See und so weiter. ... “*

Käpt'n Blaubär (Moers (2001))

