

Kapitel 2

Optische Eigenschaften der Küstengewässer

Die optischen Eigenschaften der Küstengewässer sind durch die optischen Eigenschaften des Wassers und seiner Inhaltsstoffe bestimmt. In Küstengewässern setzen sich die Wasserinhaltsstoffe aus einer Vielzahl von gelösten und partikulären, organischen und anorganischen Substanzen (wie beispielsweise mineralischen Stoffen) organischen Makromolekülen, lebenden Organismen (wie Phyto- und Zooplankton, Bakterien, Viren etc.) sowie deren Abbauprodukten und organischen Ausscheidungen zusammen. Als gelöst werden dabei alle Substanzen definiert, die in der Laboranalyse einen Filter mit $0,2 \mu\text{m}$ Porengröße zu passieren vermögen (Doerffer, 2002). Alle auf dem Filter verbleibenden Substanzen gelten als partikulär. Neben den optischen Eigenschaften des Wassers selbst, bestimmen die optischen Eigenschaften der einzelnen Inhaltsstoffe die Farbe des Gewässers, bzw. das spektrale Reflexionsvermögen, durch Streuung und Absorption der einfallenden Solar- und Himmelsstrahlung. Abhängig von regionalen Einflüssen, wie der Eintrag von Schwebstoffen über die Flüsse oder der Deposition von atmosphärischem Staub, kann die Zusammensetzung der Wasserinhaltsstoffe in den Küstengewässern regional stark variieren. Daher gibt es für diesen Gewässertyp, im Vergleich zum offenen Ozean, dessen optische Eigenschaften im wesentlichen durch das Phytoplankton und seinen Abbauprodukten gegeben sind, keine global gültigen Algorithmen zur Bestimmung der Wasserinhaltsstoffe. Darüber hinaus kann aus dem am Satelliten gemessenen spektralen Signal nur bedingt auf einzelne Inhaltsstoffe geschlossen werden, da es sich aus der teilweise nicht trennbaren spektralen Überlagerung einer Vielzahl von Inhaltsstoffen zusammensetzt und zudem durch das atmosphärische Signal überlagert ist. Folglich läßt sich eine derartige Vielzahl von Inhaltsstoffen, wie sie im Labor bestimmt werden kann, aus Spek-

tralmessungen von Satelliten nicht bestimmen. Für die Belange der Fernerkundung im Rahmen der Algorithmenentwicklung ist es somit sinnvoll, die Vielzahl der Substanzen anhand ihrer optischen Eigenschaften im sichtbaren und nahen infraroten Spektralbereich zu gruppieren. Nach *Prieur und Sathyendranath* (1981) lassen sich die Inhaltsstoffe in drei wesentliche Gruppen, das Phytoplankton, die nicht-chlorophyllhaltigen organischen und anorganischen Schwebstoffe sowie die Gelbstoffe unterteilen, deren optische Eigenschaften in diesem Kapitel näher erläutert werden. Die Komponente der organischen, nicht-chlorophyllhaltigen Schwebstoffe, wird auch als Detritus bezeichnet. Basierend auf den relativen Konzentrationsverhältnissen der genannten drei Wasserinhaltsstoffgruppen untereinander, wurde zunächst von *Morel und Prieur* (1977) und später von *Gordon und Morel* (1983) verfeinert ein Gewässerklassifikationsschema vorgeschlagen, welches die Gewässer in zwei Typen unterteilt. Die optischen Eigenschaften der sogenannten *Case-1*-Gewässer, die denen des offenen Ozeans entsprechen, sind allein durch das Phytoplankton und seinen Abbauprodukten Detritus und Gelbstoff bestimmt. Die *Case-1*-Gewässer können dabei in Abhängigkeit der Phytoplanktonkonzentration von sehr klaren, oligotrophen, bis hin zu sehr trüben, eutrophen Zuständen, variieren. In den *Case-2*-Gewässern, zu denen die Küstengewässer zählen, werden die optischen Eigenschaften, neben dem Phytoplankton und seinen Abbauprodukten, zusätzlich durch anorganische Schwebstoffe sowie Gelbstoff terrestrischen Ursprungs, der nicht mit dem Phytoplankton korreliert ist und zumeist über die Flüsse eingetragen wird, bestimmt. In den optisch sehr komplexen *Case-2*-Gewässern können zudem alle drei Inhaltsstoffgruppen gleichzeitig und unabhängig voneinander variieren. Es sei betont, daß die Begriffe *Case-1* und *Case-2*-Gewässer nicht als Synonyme für *offener Ozean* und *Küstengewässer* zu verstehen sind (*Mobley*, 1994).

Sind die Zusammenhänge zwischen inhärenten und scheinbaren optischen Eigenschaften, wie sie in den nächsten Abschnitten erläutert werden, sowie den Konzentrationen der Inhaltsstoffe bekannt, so kann das Reflexionsvermögen des Wasserkörpers in Abhängigkeit der Konzentration der Inhaltsstoffe, mit Hilfe von Strahlungstransportmodellen simuliert, und durch geeignete Verfahren aus gemessenen Daten durch eine Inversion bestimmt werden. Modelle, die den Zusammenhang zwischen den inhärenten optischen Eigenschaften als Eingabeparameter im Strahlungstransport und den Konzentrationen beschreiben, werden als bio-optische Modelle bezeichnet und aus umfangreichen *in situ* Messungen abgeleitet. Die Begriffe inhärente und scheinbare optische Eigenschaften wurden durch *Preisendorfer* (1961) geprägt und sind in der Terminologie der hydrologischen Optik gebräuchlich, obgleich sie auch zur Beschreibung der optischen Eigenschaften der Atmosphäre verwendet werden könnten.

2.1 Inhärente optische Eigenschaften

Als inhärente optische Eigenschaften werden diejenigen bezeichnet, die nur von der Art und Menge der Inhaltsstoffe des betrachteten Mediums selbst abhängen und somit unabhängig von der Intensität und der Geometrie des einfallenden Strahlungsfeldes sind. Zu diesen reinen Materialeigenschaften zählen die Streu- und Absorptionseigenschaften des Mediums, die sich durch die Streu- und Absorptionskoeffizienten $b(\lambda)$ und $a(\lambda)$ sowie durch die Volumenstreuungsfunktion $\beta(\theta, \lambda)$ beschreiben lassen. Der Streukoeffizient b beschreibt die durch Streuung innerhalb einer Schicht der Dicke dr verursachte Strahlungsflußänderung $d\Phi_b$ im Verhältnis zum einfallenden Strahlungsfluß Φ_i .

$$b(\lambda) = \frac{d\Phi_b(\lambda)}{\Phi_i(\lambda) dr} \quad [\text{m}^{-1}] \quad (2.1)$$

Entsprechend gibt der Absorptionskoeffizient a die durch Absorption bewirkte Strahlungsflußänderung $d\Phi_a$ bezogen, auf den einfallenden Strahlungsfluß Φ_i , innerhalb einer Schicht dr an.

$$a(\lambda) = \frac{d\Phi_a(\lambda)}{\Phi_i(\lambda) dr} \quad [\text{m}^{-1}] \quad (2.2)$$

Zur vollständigen Beschreibung der Streuung innerhalb einer Schicht der Stärke dr wird neben dem Streukoeffizienten zusätzlich die Winkelverteilung der gestreuten Strahlung durch die Volumenstreuungsfunktion $\beta(\theta, \lambda)$ angegeben. Sie beschreibt, wieviel des einfallenden Strahlungsflusses in einen Raumöffnungswinkel $d\Omega$ relativ zur Einfallsrichtung in Richtung θ abgelenkt wird.

$$\beta(\theta, \lambda) = \frac{d\Phi(\theta, \lambda)}{\Phi_0(\lambda)} \frac{1}{d\Omega dr} \quad [\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}] \quad (2.3)$$

Zum besseren Vergleich der Winkelverteilung der gestreuten Strahlung in verschiedenen Medien, unabhängig vom absoluten Betrag der Streuung, kann die normierte Volumenstreuungsfunktion $\tilde{\beta}$ oder auch Phasenfunktion herangezogen werden. Sie ist definiert durch das Verhältnis von Volumenstreuungsfunktion und Streukoeffizienten.

$$\tilde{\beta}(\theta, \lambda) \equiv \frac{\beta(\theta, \lambda)}{b} \quad [\text{sr}^{-1}] \quad (2.4)$$

Die Summe aus Streuung und Absorption wird als Extinktion oder Attenuation bezeichnet und durch den Attenuationskoeffizienten c ausgedrückt. Weitere inhärente Eigenschaften, wie der Rückstreukoeffizient b_b oder die Einzelstreueralbedo ω_0 , lassen sich aus den bereits genannten inhärenten Eigenschaften ableiten. Der Rückstreukoeffizient ergibt sich durch

Integration der Volumenstreuungsfunktion über alle »rückwärtigen« Richtungen ($90^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$).

$$b_b(\lambda) \equiv 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\theta, \lambda) \sin \theta \, d\theta \quad [\text{m}^{-1}] \quad (2.5)$$

In der Fernerkundung ist der Rückstreuoeffizient von besonderem Interesse, da er abhängig von der Streugeometrie den in den oberen Halbraum zurückgestreuten Anteil des einfallenden Lichts mitbestimmt, der von einem Instrument gemessen wird. Die Einfachstreueralbedo ω_0 ist durch das Verhältnis von Streukoeffizient zum Attenuationskoeffizienten definiert. In Gewässern mit überwiegender Absorption ist die Einzelstreueralbedo nahe Null. Eine weitere bedeutende Größe, die zur Beschreibung der Volumenstreuung benötigt wird, ist die Rückstreuwahrscheinlichkeit \tilde{b}_b , die als das Verhältnis von Rückstreu- und Streukoeffizient definiert ist.

$$\tilde{b}_b(\lambda) \equiv \frac{b_b(\lambda)}{b(\lambda)} \quad (2.6)$$

Die inhärenten optischen Eigenschaften, die den Wasserkörper und seine Inhaltsstoffe beschreiben, lassen sich additiv aus den Einzelkomponenten der Streuung und Absorption zusammensetzen. Sie werden im Strahlungstransport zum Aufbau der Inversionsverfahren benötigt und sollen nachfolgend vorgestellt werden.

2.1.1 Reines Wasser und reines Meerwasser

Obwohl uns reines Wasser im täglichen Umgang meist farblos erscheint, ist es in Wirklichkeit eine blaue Flüssigkeit (*Kirk, 1994*). Der Grund für die blaue Farbe des Wassers ergibt sich aus der sehr geringen Absorption im blauen und grünen Spektralbereich und der ab 700 nm stark ansteigenden Absorption im roten Spektralbereich sowie der Streuung, deren Intensität umgekehrt proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge ist. Beispielhaft sind die in dieser Arbeit verwendeten Absorptionskoeffizienten von reinem Wasser, die auf Messungen von *Pope und Fry (1997)* ($\lambda < 709 \text{ nm}$) und *Hale und Querry (1973)* ($\lambda \geq 709 \text{ nm}$) basieren, in Abbildung 2.1 dargestellt. Als reines Wasser, wird destilliertes Wasser ohne gelöste Salze und ohne Wasserinhaltsstoffe bezeichnet. Reines Meerwasser dagegen enthält darüber hinaus gelöste Salze. Der Salzgehalt des Meerwassers wird in Promille (‰) oder in der Einheit »praktischer Salzgehalt« (psu) angegeben und beträgt im globalen Mittel 35‰ (*Mobley, 1994*). Hauptbestandteile der im reinen Meerwasser gelösten Stoffe sind das Natrium- und Magnesiumchlorid, Magnesiumsulfat und das Kalziumsulfat. Der Einfluß des Salzgehaltes auf die Absorption ist im sichtbaren

Spektralbereich vernachlässigbar gering (*Mobley*, 1994). Messungen des spektralen Absorptionskoeffizienten von reinem Wasser gestalten sich aufgrund der geringen Absorption im blauen Spektralbereich äußerst schwierig, da zudem die Reinheit des Wassers, Streulichteffekte sowie Temperaturabhängigkeiten zu berücksichtigen sind. Aus diesen Gründen weichen die von verschiedenen Autoren im blauen Spektralbereich bestimmten Absorptionskoeffizienten, wie sie in *Smith und Baker* (1981) zusammengefaßt sind, um bis zu einer Größenordnung voneinander ab. In der Wissenschaftsgemeinde der Gewässerfernerkundung besteht laut *IOCCG* (2000) jedoch der Konsens, daß die von *Pope und Fry* (1997) im sichtbaren Spektralbereich durchgeführten Messungen, so wie sie auch in dieser Arbeit verwendet werden, als die zur Zeit genauesten anzusehen sind. Bei der Modellierung von Küstengewässern spielen die erwähnten Unsicherheiten der Wasserabsorption im blauen Spektralbereich eine eher untergeordnete Rolle, da dieser Bereich durch die Absorption von Chlorophyll und Gelbstoff dominiert wird. Nach *Højerslev und Trabjerg* (1990) steigt die Absorption von reinem Wasser mit zunehmender Temperatur leicht an und wird für den Spektralbereich von 400 – 600 nm und dem Temperaturbereich zwischen 10 °C und 30 °C mit $da/dT \sim +0,003 \text{ m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ angegeben. In dieser Arbeit wird eine Temperaturabhängigkeit nicht berücksichtigt.

Die Streuung von Licht in reinem Wasser läßt sich durch die von Smoluchowski und Einstein in den Jahren 1908 und 1910 formulierte Fluktuationstheorie beschreiben und beruht auf Dichteschwankungen in infinitesimalen Volumenelementen, die durch die Molekularbewegung verursacht werden. Die auf statistischer Thermodynamik basierende Theorie beschreibt die Streuung als Wechselwirkung von Licht mit den Dichteinhomogenitäten, die als Dipole betrachtet werden. Als ein Ergebnis der Theorie folgt die Wellenlängenabhängigkeit der Streuung einem λ^{-4} Gesetz, genau wie die der Rayleigh-Streuung an Gasen und wird daher oft unkorrekterweise als Rayleigh-Streuung bezeichnet. Rayleigh-Streuung basiert jedoch auf voneinander unbeeinflussten Partikeln und kann aufgrund der starken Wechselwirkung zwischen den Molekülen nicht auf Flüssigkeiten angewendet werden. Entgegen den theoretischen Erwartungen wird von *Morel* (1974) experimentell eine $\lambda^{-4.32}$ Abhängigkeit beobachtet, die mit der Wellenlängenabhängigkeit des Brechungsindex von Wasser erklärt wird (*Kirk*, 1994). Die Winkelverteilung der Smoluchowski-Einstein-Streuung ist, wie die der Rayleigh-Streuung für Gase, bezogen auf den Streuwinkel von 90° in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung, symmetrisch (vgl. Abb. 2.1). Wie aus dem spektralen Verlauf der Einzelstreualbedo ω_0 in Abbildung 2.1 zu erkennen, ist die Streuung im Vergleich zur Absorption nur im blauen Spektralbereich von Bedeutung. Anders als bei der Absorption, ist der Einfluß von gelösten Salzen auf die Streuung im sichtbaren Spektralbereich nicht zu vernachlässigen. Ein mittlerer Salzgehalt

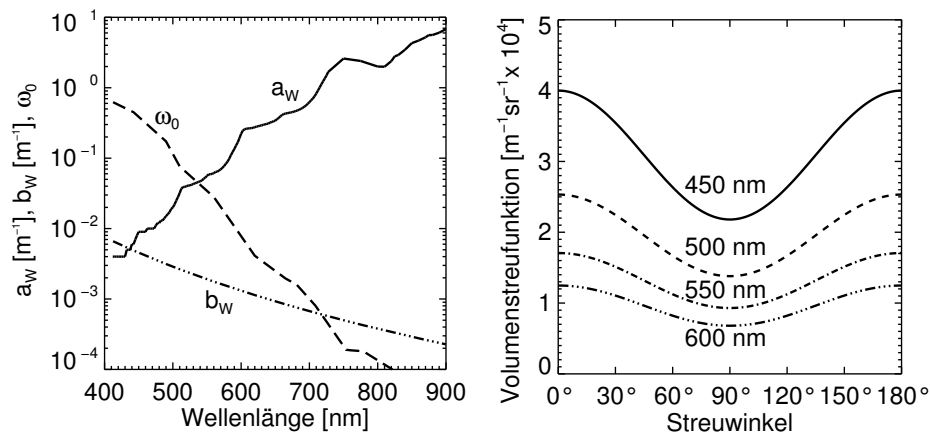


Abbildung 2.1: Die in dieser Arbeit verwendeten inhärenten optischen Eigenschaften von Wasser. Links: Spektraler Absorptionskoeffizient a_w von reinem Wasser bis 709 nm nach *Pope und Fry* (1997) und ab 709 nm nach *Hale und Querry* (1973), spektraler Streukoeffizient b_w von Meerwasser (Salzgehalt 35-39 ‰) nach *Morel* (1974) sowie die resultierende Einzelstreualbedo ω_0 . Rechts: Volumenstreuungsfunktion von reinem Wasser für vier Wellenlängen nach *Morel* (1974).

von 35‰ führt im Vergleich zu reinem Wasser zu einer Erhöhung der Streuung um etwa 30%. Diese wird in der vorliegenden Arbeit nach einem Modell von *Morel* (1974) durch den Ansatz:

$$b_w(\lambda) = 0,00288 \left(\frac{\lambda}{500}\right)^{-4,32} \quad (2.7)$$

implementiert (s. Abb. 2.1). Die Wellenlänge λ ist in der Einheit [nm] zu berücksichtigen.

2.1.2 Phytoplankton und Detritus

Die optischen Eigenschaften der küstennahen Gewässer werden im sichtbaren Spektralbereich wesentlich durch Absorption am Phytoplankton bestimmt. Die Absorption von Licht geschieht in den verschiedenen photosynthetischen Pigmenten, insbesondere Chlorophyll-a, b, c und in den Carotinoiden. In der überwiegenden Zahl der Fernerkundungsverfahren zur »Pigmentbestimmung« interessiert man sich für das Chlorophyll-a, da es in fast allen Planktonarten enthalten ist. In der Fernerkundung wird daher unter der Bezeichnung Chlorophyllkonzentration die Konzentration des Chlorophyll-a verstanden. Unter dem Begriff der Pigment-Konzentration wird im Bereich der Fernerkundung dagegen die Summe aus Chlorophyll-a und dem Phäophytin-a Pigment verstanden. Das Phäophytin-a ist ein Abbauprodukt des Chlorophyll-a und nicht an photosynthetischen Prozessen zum Zellaufbau beteiligt.

Kennzeichen der Chlorophyllabsorption des Phytoplanktons a_{ph} sind die charakteristischen Absorptionsbereiche im blauen ($\lambda \approx 430 \text{ nm}$) und roten ($\lambda \approx 665 \text{ nm}$) Spektralbereich (Abb. 2.2), deren Intensität durch die Konzentration und durch die Algenart bestimmt wird. Die Chlorophyllkonzentration kann aber auch innerhalb einer einzigen Algenart erheblich variieren (Gege, 1994). Neben zusätzlich auftretenden jahreszeitlichen Schwankungen, bedingt durch das für die Photosynthese zur Verfügung stehende Licht- und Nährstoffangebot, kann die natürliche Variation der Chlorophyllkonzentration fünf Größenordnungen, von $0,01 \text{ mg m}^{-1}$ im offenen Ozean, bis zu 100 mg m^{-1} in Flußmündungen, umspannen. Eine unterschiedliche Zusammensetzung und Anordnung der Pigmente in den Chloroplasten und verschiedene Zellgrößen führen dazu, daß die spezifischen Absorptionskoeffizienten des Phytoplanktons, spektral und in ihrer Intensität beträchtlich variieren (Kishino *et al.* 1985, Sathyendranath *et al.* 1987, Mitchell und Kiefer 1998, Bricaud und Stramski 1990). Die spezifischen Absorptionskoeffizienten werden durch Normierung der Absorptionskoeffizienten auf die jeweiligen Chlorophyllkonzentrationen gewonnen.

$$a_{\text{ph}}^*(\lambda) = \frac{a_{\text{ph}}}{\langle \text{CHL} \rangle} \quad [\text{m}^2 \text{ mg}^{-1}] \quad (2.8)$$

Durch diese Normierung sind die Koeffizienten a_{ph}^* , unabhängig von der Konzentration, sodaß der spektrale Verlauf und die Intensität nur durch die Zellphysiologie und den sogenannten *Package*-Effekt erklärt werden (Kirk, 1994). Der *Package*-Effekt beschreibt die Herabsetzung der spezifischen Absorption aufgrund inhomogen angeordneter Pigmente in den Chloroplasten im Vergleich zu einer homogenen und gleichverteilten Anordnung der gleichen Pigmentanzahl. Dieser Effekt der unterschiedlichen Absorptionseigenschaften bei gleicher Pigment-Konzentration tritt besonders deutlich beim Vergleich zwischen *in vivo* und *in vitro* gemessener Absorption zutage. Im Unterschied zur *in vivo* Absorption werden die Zellwände des Phytoplanktons bei der *in vitro* Bestimmung unter Verwendung eines Lösungsmittels aufgelöst, um alle Pigmente gleichmäßig freizulegen. Folglich können zwei Gewässer mit der gleichen Chlorophyllkonzentration, die sich jeweils nur in den Zellgrößen unterscheiden, sehr verschiedene *in vivo* optische Eigenschaften besitzen. In oligotrophen, planktonarmen Gewässern werden daher höhere spezifische Absorptionen beobachtet als in eutrophen, planktonreichen Gebieten (Bricaud *et al.*, 1995). Abbildung 2.2 zeigt die spezifischen Absorptionskoeffizienten für drei Chlorophyll-*a*-Konzentrationen nach einem Modell von Bricaud *et al.* (1995).

In Abhängigkeit der Meßmethoden und Laboranalytik parameterisieren einige Autoren, so wie auch in dem in dieser Arbeit verwendeten Modell von Bricaud *et al.* (1998),

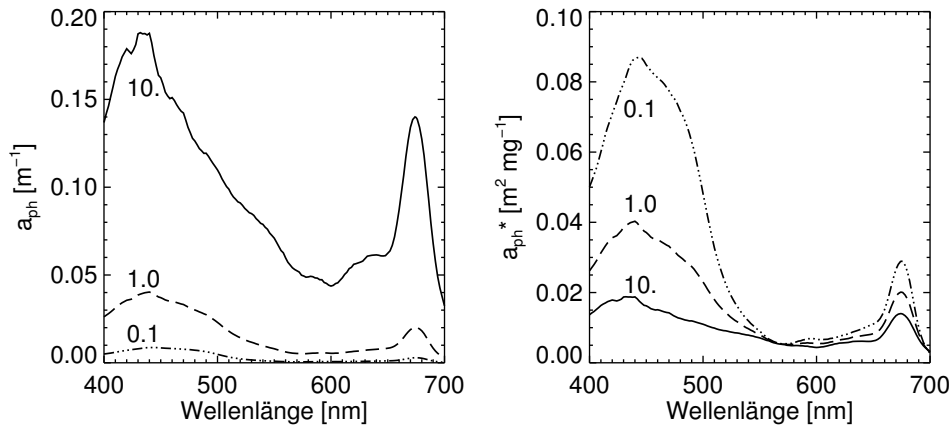


Abbildung 2.2: Spektrale Absorptionskoeffizienten von Phytoplankton (links) sowie spektrale spezifische Absorptionskoeffizienten von Phytoplankton (rechts) für jeweils drei Chlorophyll-a-Konzentrationen nach *Bricaud et al.* (1995).

die Gewässerabsorptionseigenschaften als Summe aller organischen Partikel, d. h. Phytoplankton einschließlich des Detritus. Das Detritus besteht aus toter organischer Materie, die beim Zerfall nach Absterben des Phytoplanktons entsteht oder durch Ausscheidungen des Zooplanktons produziert wird. Das Modell von *Bricaud et al.* (1998) basiert auf *in vitro* Filtermessungen des spektralen Absorptionskoeffizienten von Phytoplankton und Detritus a_{p1} und bestimmt die Absorption in Abhängigkeit der Chlorophyll-a-Konzentration durch einen Exponentialansatz der Form:

$$a_{p1}(\lambda) = A_{p1}(\lambda) \langle CHL \rangle^{E_{p1}(\lambda)} \quad . \quad (2.9)$$

Die wellenlängenabhängigen Koeffizienten A_p und E_p werden durch Regression der logarithmierten Meßwerte der Absorptionskoeffizienten und Chlorophyllkonzentrationen unter der Annahme der Beziehung 2.9 gewonnen und variieren im Wellenlängenbereich von 400 – 700 nm zwischen 0,004 – 0,05 bzw. 0,6 – 1,01. Beispiele der in dieser Arbeit verwendeten spektralen Absorptionskoeffizienten des Modells sind in Abbildung 2.3 dargestellt.

Nach einem einfachen Modell von *Roesler et al.* (1989), basierend auf 40 Detritus-Absorptionsspektren mit einer Schwankungsbreite von 0,02 – 0,19 m^{-1} bei 400 nm, läßt sich der mittlere spektrale Verlauf der Absorption an Detritus a_{det} mit der Referenzwellenlänge $\lambda_0 = 400$ nm durch eine Exponentialfunktion in der Form:

$$a_{det}(\lambda) = 0,09 \exp[-0,011 \pm 0,002(\lambda - \lambda_0)] \quad (2.10)$$

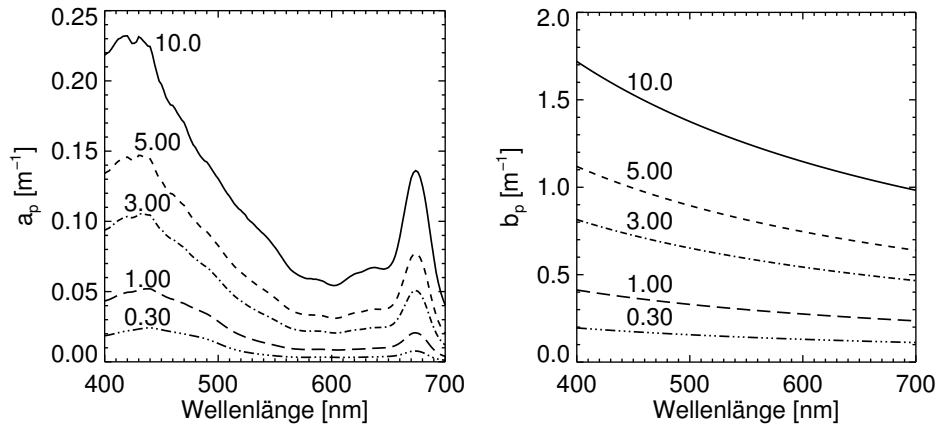


Abbildung 2.3: Links: Spektraler Verlauf der in dieser Arbeit verwendeten Absorptionskoeffizienten von Phytoplankton inklusive Detritus für fünf Chlorophyllkonzentrationen [mg m^{-3}] nach *Bricaud et al.* (1998). Rechts: Spektraler Verlauf der Streukoeffizienten für die gleichen Chlorophyllkonzentrationen nach einem Modell von *Gordon und Morel* (1983).

beschreiben. Der modellierte spektrale Verlauf der Absorption von Gleichung 2.10 ist in guter Übereinstimmung mit der von *Maske und Haardt* (1987) im Kieler Hafen bestimmten Absorption von Detritus. Im Vergleich zur Absorption ist es verfahrenstechnisch nicht möglich den Streubeitrag von Detritus an der Gesamtstreuung zu bestimmen. Im allgemeinen kann die Streuung an marinen Partikeln durch direkte oder indirekte Verfahren erfolgen (*Gege*, 1994). Bei der direkten Methode wird der Streukoeffizient durch Integration einer gemessenen Volumenstreuungsfunktion berechnet. Diese Methode wird äußerst selten angewendet, da *in situ* Messungen der Volumenstreuungsfunktion für alle Streuwinkel äußerst schwierig durchzuführen sind. Die weitaus häufiger angewendete Methode zur Bestimmung der Streuung ist der indirekte Ansatz, aus der Differenz der gemessenen Absorption und der Gesamttextinktion.

Ein erster empirischer Zusammenhang zwischen der Streuung an marinen Partikeln in *Case-I*-Gewässern und der Pigment-Konzentration wurde von *Morel* (1980), basierend auf Messungen im Atlantischen und Pazifischen Ozean abgeleitet und nach Einbindung weiterer Datensätze von *Gordon und Morel* (1983) modifiziert. Für den Streukoeffizienten von Phytoplankton und Detritus b_{p1} bei der Referenzwellenlänge $\lambda_0 = 550 \text{ nm}$ ermittelten sie einen Exponentialansatz der Form:

$$b_{p1}(\lambda) = A \langle CHL \rangle^{0,62} \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right) \quad . \quad (2.11)$$

Der Koeffizient A kann zwischen 0,12 und 0,45 variieren und repräsentiert die Variati-

onsbreite der gemessenen Streukoeffizienten in verschiedenen Wassertiefen. Für die obersten Wasserschichten ist sein Wert im Mittel 0,3. In Abbildung 2.3 ist der spektrale Verlauf der Streukoeffizienten für fünf verschiedene Chlorophyllkonzentrationen dargestellt. Selbst im Maximum der Absorption im blauen Spektralbereich überwiegt die Extinktion durch Streuung um ein Vielfaches. Die Streuung hängt ebenso, wie die Absorption, von der Algenart ab und kann für das Zellgrößenspektrum des Planktons, das zwischen $1 - 200 \mu\text{m}$ variiert (Mobley, 1994), theoretisch durch die Mie-Theorie beschrieben werden. Die Form der Volumenstreuungsfunktionen von natürlichen Gewässern unterscheidet sich im Vergleich zur Streufunktion von reinem Wasser (Abb. 2.1) erheblich. Selbst in sehr klaren Gewässern streut das Phytoplankton in Bezug zur Einfallrichtung der Strahlung ausgeprägt unter kleinen Streuwinkeln in Vorwärtsrichtung (Stramski und Morel, 1990). Der Anteil der Rückstreuung ($\theta > 90^\circ$) an der Gesamtstreuung beträgt nur wenige Procente, im Vergleich zu reinem Wasser mit einem Rückstreuanteil von 50%.

2.1.3 Anorganischer Schwebstoff

Charakteristisch für die Zusammensetzung der Wasserinhaltsstoffe in Küstengewässern ist der hohe Anteil anorganischer Schwebstoffe, die den regionalen Einfluß der Landmasse und des Bassins durch mineralische Schwebstoffeinträge über die Flüsse, durch Küstenerosionsprozesse und durch Strömungen und Gezeiten aufgewirbelte Sedimente widerspiegeln. Obwohl von hoher Bedeutung, ist die spektrale Variation der inhärenten optischen Eigenschaften der anorganischen Schwebstoffe, verglichen mit der organischen Komponente, wenig erforscht (IOCCG, 2000). Der anorganische Schwebstoff besteht vorwiegend aus mineralischen Partikeln, wie beispielsweise Quarzsand, Tonmineralien oder Metalloxiden (Mobley, 1994), die in hohen Konzentrationen vorkommend einen erheblichen Einfluß auf die Rückstreuung besitzen.

Auf der Basis von Messungen in europäischen Küstengewässern, die im Rahmen des von der Europäischen Union geförderten COASTLOOC Projektes (Babin, 2000) erhoben wurden, konnte der Absorptionskoeffizient für den anorganischen Schwebstoffanteil a_{p2} in Abhängigkeit des Gesamtschwebstoffs TSM (einschließlich organischer Schwebstoffe), durch folgenden Ansatz parameterisiert werden.

$$a_{p2}(\lambda) = 0,0216 \langle TSM \rangle^{1,0247} \exp[-0,0122 \pm 0,00126(\lambda - 443)] \quad (2.12)$$

Für den Streukoeffizienten konnten die Messungen des COASTLOOC Projektes eine oft angenommene λ^{-1} Wellenlängenabhängigkeit (Gould et al., 1999) nicht bestätigen. Für

den Streukoeffizienten des Gesamtschwebstoffs b_p wurde nachfolgende, von der Wellenlänge unabhängige, Beziehung gefunden.

$$b_p = 0,5 \langle TSM \rangle \quad (2.13)$$

Beide Ansätze der Gleichungen 2.12 und 2.13 werden auch in dieser Arbeit zur Parametrisierung der optischen Eigenschaften des Wasserkörpers im Strahlungstransport verwendet.

Wie bereits im vorigen Abschnitt erwähnt, sind die Streufunktionen der natürlichen Gewässer durch eine ausgeprägte Vorwärtsstreuung im Bereich kleiner Streuwinkel ($\theta < 0,1^\circ$) gekennzeichnet. Die Intensität in diesem Winkelbereich ist um bis zu sechs Größenordnungen höher als im Seitwärtsstrebereich ($\theta = 90^\circ$). Im Strahlungstransport ist sie der grundlegende Parameter zur Beschreibung der räumlichen Umverteilung der gestreuten Strahlung. Dennoch sind Messungen der Volumenstreuungsfunktion selten, da sie im Bereich kleiner ($\theta < 0,1^\circ$) und großer Streuwinkel ($\theta > 179^\circ$) schwierig durchzuführen sind. Eine viel zitierte und im Strahlungstransport zur Modellierung von Küstengewässern oft verwendete, normierte Volumenstreuungsfunktion wurde von *Mobley et al.* (1993) aus drei gemessenen Volumenstreuungsfunktionen von *Petzold* (1972) abgeleitet. Integriert über alle Streuwinkel ($\theta > 90^\circ$), zeichnet sie sich durch eine Rückstreuungswahrscheinlichkeit von 1,8% aus. Die Annahme einer konstanten Rückstreuungswahrscheinlichkeit ist aber weder für *Case-1*- noch für *Case-2*-Gewässer realistisch und sollte eher durch große Variabilität geprägt sein (*Zhang*, 2003). Daher werden in dieser Arbeit im Strahlungstransport Phasenfunktionen nach einem Modell von *Zhang et al.* (2002) gewählt, deren Rückstreuungswahrscheinlichkeit in Abhängigkeit von der Wellenlänge und dem Verhältnis von Gelbstoffabsorption zu Gesamt-Schwebstoffkonzentration zwischen 0,1% und 7,0% variieren kann.

2.1.4 Gelbstoff

Gelbstoff, auch als *Colored Dissolved Organic Matter* oder *Yellow Substance* bezeichnet, ist der Sammelbegriff für gelöste organische Verbindungen - vorwiegend Huminsäuren, die beim Zerfall und der bakteriellen Zersetzung von pflanzlichem Material entstehen. Neben dem Gelbstoff, der durch die Zersetzung von abgestorbenem Plankton entsteht, erfolgt der Gelbstoffeintrag in Küstengewässern vorwiegend über die Flüsse, die das gelöste organische Material, je nach Art der terrestrischen Vegetation, nach Niederschlägen aufnehmen und transportieren. Der Begriff Gelbstoff wurde erstmals von *Kalle* (1938)

geprägt und bezieht sich auf die optischen Eigenschaften, die durch starke Absorption im blauen Spektralbereich die Gewässerfarbe beeinflussen und so das Wasser bräunlich bis gelblich verfärben. Diverse Studien haben gezeigt, daß sich der spektrale Verlauf der Gelbstoffabsorption bei der Referenzwellenlänge λ_0 durch einen Exponentialansatz in der Form:

$$a_y(\lambda) = a_y(\lambda_0) \exp[-S(\lambda - \lambda_0)] \quad (2.14)$$

parameterisieren läßt (*Bricaud et al.* 1981, *Carder et al.* 1989, *Babin* 2000). Der Koeffizient S beschreibt die Steigung der Absorptionskurve, die je nach Untersuchungsgebiet leicht variiert und nach Messungen von *Bricaud et al.* (1981) für einen Datensatz von 105 Messungen in *Case-1*- und *Case-2*-Gewässern zu $S = 0,014 \pm 0,0032 \text{ nm}^{-1}$ bestimmt wurde. Zu einem ähnlichen Ergebnis, mit $S = 0,0176 \pm 0,002 \text{ nm}^{-1}$, kommt das in dieser Arbeit verwendete Modell (s. Abb. 2.4), das aus einem Datensatz von 346 Messungen bei der Referenzwellenlänge $\lambda_0 = 443 \text{ nm}$ im Rahmen des COASTLOOC Projektes abgeleitet wurde (*Babin*, 2000). Die Gelbstoffabsorption im Ozean und den Küstengewässern variiert in der Regel zwischen $0,01$ und $1,0 \text{ m}^{-1}$ kann aber auch in seltenen Fällen bis über $4,0 \text{ m}^{-1}$ steigen, wie Beispiele in der Ostsee zeigen (*Bricaud et al.*, 1981). Der Einfluß der Streuung durch Gelbstoff ist im Vergleich zur Absorption gering und wird daher bei der Beschreibung der optischen Eigenschaften der Küstengewässer vernachlässigt.

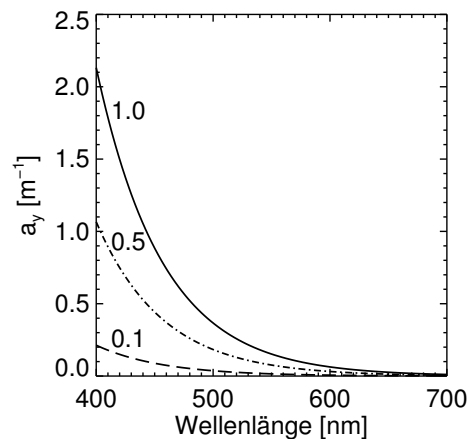


Abbildung 2.4: Spektraler Verlauf der Absorptionskoeffizienten von Gelbstoff für drei Gelbstoff-Absorptionskoeffizienten bei einer Referenzwellenlänge von 443 nm nach einem in dieser Arbeit verwendeten Modell von *Babin* (2000).

2.2 Scheinbare optische Eigenschaften

Als scheinbare optische Eigenschaften werden nach *Preisendorfer* (1961) diejenigen bezeichnet, die von der Geometrie des Strahlungsfeldes sowie von Art und Menge der Inhaltsstoffe des betrachteten Mediums abhängen. In diesem Abschnitt soll eine Übersicht zur Definition der für diese Arbeit relevanten scheinbaren optischen Eigenschaften gegeben werden. Eine ausführliche Beschreibung und Ableitung radiometrischer Größen findet sich beispielsweise in *Mobley* (1994). Zu scheinbaren optischen Eigenschaften zählen die auf- und abwärtsgerichteten Bestrahlungsstärken (Irradianzen) E_u und E_d , die sich in der Höhe z durch Integration der Strahldichte L über alle Zenit- und Azimutwinkel θ und ϕ für den oberen Halbraum durch:

$$E_u(\lambda, z) = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{-\pi/2} L(\lambda, z, \theta, \phi) \cos \theta \sin \theta \, d\theta \, d\phi \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad (2.15)$$

bzw. für den unteren Halbraum E_u durch Integration des Zenitwinkels θ in den Grenzen $\frac{\pi}{2}$ und π ergeben. Durch das Verhältnis der aufwärts- und abwärtsgerichteten Bestrahlungsstärken ist die Reflektanz bzw. das Reflexionsvermögen durch:

$$R(z, \lambda) \equiv \frac{E_u(z, \lambda)}{E_d(z, \lambda)} \quad (2.16)$$

definiert. Unter der Annahme, daß die einfallende Strahlung diffus und isotrop reflektiert wird, kann die Reflektanz R in Gleichung 2.16 auch unter Verwendung der aufwärtsgerichteten Strahldichte L_u ausgedrückt werden. In diesem Fall spricht man in der englischen Literatur von der sogenannten *Radiance Reflectance* RL oder, eingedeutscht, von der Strahldichte-Reflektanz.

$$RL(z, \lambda, \theta, \phi) \equiv \frac{\pi L_u(z, \lambda, \theta, \phi)}{E_d(z, \lambda)} \quad (2.17)$$

Im Fall der Isotropie des aufwärtsgerichteten Strahlungsfeldes sind die Gleichungen 2.17 und 2.16 identisch. Die Annahme einer isotropen Richtungsverteilung der reflektierten Strahlung ist in der Natur jedoch meist nicht erfüllt. Eine weitere, in der Gewässerfernerkundung oft verwendete scheinbare optische Eigenschaft ist die sogenannte *Remote Sensing Reflectance* RS , die durch das Verhältnis der aufwärtsgerichteten Strahldichte L_u und der abwärtsgerichteten Bestrahlungsstärke durch:

$$RS(z, \lambda, \theta, \phi) = \frac{L_u(z, \lambda, \theta, \phi)}{E_d(z, \lambda)} \quad [\text{sr}^{-1}] \quad (2.18)$$

definiert wird.

2.3 Weitere Einflüsse auf die Spektralcharakteristik des Wasserkörpers

Neben den bereits beschriebenen Streu- und Absorptionsprozessen am Wasser und seinen Inhaltsstoffen, die das spektrale Reflexionsvermögen der Gewässer bestimmen, können zusätzliche in der Natur auftretende, aber in den Verfahren dieser Arbeit nicht berücksichtigte Strahlungsbeiträge, die Genauigkeit der Inhaltsstoffbestimmung beeinträchtigen. Zu ihnen zählen neben inelastischen Streuprozessen und dem Einfluß der windgeschwindigkeitsabhängigen Schaumbedeckung der Meeresoberfläche auch Reflexionen am Untergrund der Gewässer. Der Einfluß der genannten Effekte auf das spektrale Reflexionsvermögen soll in den nächsten Abschnitten erläutert und abgeschätzt werden.

2.3.1 Schaumbedeckung

Ab Windgeschwindigkeiten von einigen Metern pro Sekunde bilden sich Schaumkronen an der Meeresoberfläche, die nach Messungen von *Moore et al.* (2000) im Pazifischen Ozean und in Übereinstimmung mit Labormessungen von *Whitlock et al.* (1982), in Einzelfällen ein Reflexionsvermögen von bis zu $R_f = 0,5$ im sichtbaren Spektralbereich aufweisen können. Werden die Messungen jedoch auf die Gesamtlebensdauer der Schaumkronen und auf die insgesamt durch Schaum beeinflussten Areale bezogen, ist das durchschnittliche Reflexionsvermögen mit $\overline{R}_f = 0,22 \pm 0,11$ wesentlich geringer (*Koepke*, 1984). In den meisten experimentellen Studien werden die insgesamt durch Schaum beeinflussten Areale anhand von Fotografien ermittelt. Aus ihnen wird ein sogenannter Schaumbedeckungsgrad f bestimmt ($0 \leq f \leq 1$), der als Funktion der Windgeschwindigkeit WS parameterisiert werden kann. Der häufigste Ansatz zur Parameterisierung des Schaumbedeckungsgrades hat die Form:

$$f = \alpha WS^\beta \quad (2.19)$$

(*Monahan und O'Muircheartaigh* 1980, *Koepke* 1984, *Moore et al.* 2000, *Stramska und Petelski* 2003). Die Koeffizienten α und β variieren in Abhängigkeit vom Untersuchungsgebiet sowie von der Differenz von Luft- und Wassertemperatur. Der von verschiedenen Autoren gefundene funktionale Zusammenhang zwischen f und WS ist allerdings mit großen Unsicherheiten behaftet und streut für eine vorgegebene Windgeschwindigkeit um $\sim \pm f$. Mit dem aus Messungen bestimmten mittleren Reflexionsvermögen der Schaumbedeckung \overline{R}_f und dem Reflexionsvermögen des Wasserkörpers R_w der schaumfreien

Gebiete $f = 1$, läßt sich das Gesamtreflexionsvermögen R_{f+w} an der Wasseroberfläche ohne die Anteile spiegelnder Reflexion durch:

$$R_{f+w} = f\overline{R_f} + (1 - f)R_w \quad (2.20)$$

berechnen. Messungen verschiedener Autoren zeigen für die Schaumbedeckung einen spektralen Abfall des Reflexionsvermögens mit zunehmender Wellenlänge vom sichtbaren zum nahen infraroten Spektralbereich. Über die Intensität der Abnahme besteht allerdings Uneinigkeit. So zeigen die Messungen von *Frouin et al.* (1996) eine relative spektrale Änderung von -40% zwischen 440 nm und 870 nm im Vergleich zu Messungen von *Moore et al.* (2000) mit einer relativen Änderung von nur etwa -20% . Dagegen bestimmen *Whitlock et al.* (1982), in Übereinstimmung mit *Koepke* (1984), lediglich eine relative Abnahme von ca. -5% im Bereich von $550 - 850 \text{ nm}$. Bedingt durch die räumliche Auflösung der Satellitenmessungen können die durch Schaum beeinflussten Areale nicht lokalisiert und maskiert werden, und führen deshalb zu einer scheinbaren Erhöhung des abgeleiteten Reflexionsvermögens. Basierend auf Spektralmessungen geben *Moore et al.* (2000) den Beitrag der Schaumbedeckung auf die *Remote Sensing Reflectance* (Glg. 2.18) für Windgeschwindigkeiten zwischen 9 und 12 ms^{-1} im Spektralbereich von $410 - 670 \text{ nm}$ mit $RS_f = 0,001 - 0,002$ an. Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen mit maximalen Windgeschwindigkeiten von $7,2 \text{ ms}^{-1}$ reduziert sich der Reflexionsbeitrag durch Schaumbedeckung auf etwa $RS_f = 0,0005$. Sehr hohe Konzentrationen von Chlorophyll oder Gelbstoff (s. Kap. 4, Abb. 4.3) führen zu geringen Reflektanzen im blauen Spektralbereich, sodaß der Reflexionsbeitrag der Schaumbedeckung im Extremfall bis zu 50% des Gesamtsignals im Meeresniveau betragen kann.

2.3.2 Direkte Sonnenreflexion an der Wasseroberfläche

Der Einfluß der direkten, spiegelnden Reflexion an der Wasseroberfläche ist zwar in den Simulationen durch die Fresnel-Reflexion an der bewegten Wasseroberfläche enthalten, jedoch eignen sich die durch diesen Effekt beeinflussten Satellitenbildbereiche aufgrund des hohen Signals nicht zur Bestimmung der Inhaltsstoffe und müssen daher maskiert werden. Auch in der Aufbereitung der simulierten Daten für das Training der neuronalen Netze wird der direkte Sonnenreflex für die Strahldichten am Oberrand der Atmosphäre herausgerechnet, um die Inversion zu erleichtern.

2.3.3 Reflexion am Untergrund der Gewässer

Die Eindringtiefe der solaren Strahlung verringert sich mit zunehmender Wellenlänge im sichtbaren Spektralbereich durch die Absorption von reinem Wasser. Im blauen Spektralbereich wird die Eindringtiefe für Wellenlängen kleiner als 480 nm durch die Absorption von Chlorophyll und Gelbstoff begrenzt und beträgt in sehr trüben Gewässern mit hohen Schwebstoffanteilen nur weniger als 1 m. In sehr klaren Gewässern dagegen kann der Einfluß des Untergrundes selbst noch in 30 m Tiefe von Bedeutung sein (*IOCCG*, 2000). Der Einfluß des Untergrundes auf das Reflexionsvermögen des Wasserkörpers läßt sich unter Vorgabe von Gewässertiefen und Untergrundalbeden in Modellen berücksichtigen *Maritorea et al.* (1994). Abhängig von der Wassertiefe und der Konzentration der Inhaltsstoffe, kann einfallendes und am Untergrund reflektiertes Licht einen zusätzlichen Beitrag zu dem am Satelliten gemessenen Gesamtsignal liefern, und so zu einer scheinbaren Erhöhung des abgeleiteten Reflexionsvermögens führen.

In dieser Arbeit wird der Untergrund der simulierten Küstengewässer mit einer Tiefe von 500 m angesetzt, sodaß sein Einfluß auf das reflektierte Strahlungsfeld vernachlässigt werden kann. Bei der Interpretation der invertierten Satellitendaten ist daher zu beachten, daß die unmittelbar an die Landoberfläche grenzenden Wasserpixel sowie ausgezeichnete Flachwasserbereiche durch Reflexionen am Untergrund beeinflusst sein können. Zur Interpretation der abgeleiteten Konzentrationen der Wasserinhaltsstoffe sollten daher unterstützend Karten der Meeresbodentopographie verwendet werden.

2.3.4 Inelastische Streuung

Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen wurden keine inelastischen Streuprozesse, wie Raman-Streuung oder die Fluoreszenz an Chlorophyll-a bzw. Gelbstoff, berücksichtigt. Dennoch sollen die für die Gewässerfernerkundung relevanten Quellen inelastischer Streuung kurz beschrieben und ihr Einfluß auf die entwickelten Verfahren zur Bestimmung der Wasserinhaltsstoffe in Küstengewässern erläutert werden.

Werden in den Molekülen der betrachteten Wasserinhaltsstoffgruppen durch Absorption von Strahlungsenergie Elektronen in angeregte Zustände mit höheren Energieniveaus versetzt und kehren diese nach einer mittleren Lebenszeit von etwa 10^{-8} Sekunden unter Aussendung von Strahlung in einen Grundzustand zurück, nennt man diese Erscheinung, deren Emission nur während der Einstrahlungsdauer zu beobachten ist, Fluoreszenz. Die Absorption wie auch die Emission erfolgen fast immer in kontinuierlichen Banden (*Vogel*, 1995). Das zu beobachtende Fluoreszenz-Spektrum ist dabei zu

größeren Wellenlängen gegenüber dem Absorptionsspektrum verschoben. Die charakteristische, durch Chlorophyll-a-Fluoreszenz bewirkte Frequenzverschiebung, hat ein Maximum im Wellenlängenbereich um $\lambda = 685 \text{ nm}$ (vgl. Abb. 2.2 u. 2.3), dessen Intensität im Konzentrationsbereich von 1 mg m^{-3} bis 20 mg m^{-3} Chlorophyll-a eine nahezu lineare Abhängigkeit von der Konzentration zeigt (Gower *et al.*, 1999). Nach Berechnungen von (Fischer und Kronfeld, 1990) bewirkt eine Zunahme der Chlorophyllkonzentration um 1 mg m^{-3} einen zusätzlichen, durch Fluoreszenz bedingten, Strahlungsbeitrag der aufwärts gerichteten Strahldichte von $0,03 \text{ W m}^2 \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ im Meeresniveau für die Wellenlänge $\lambda = 685 \text{ nm}$. Etwa 1% der von den Algenzellen absorbierten Strahlungsenergie wird als Fluoreszenz-Strahlung re-emittiert (Kirk, 1994). Bei der Entwicklung der Verfahren dieser Arbeit wird zur Vermeidung zusätzlicher, durch Chlorophyll-a-Fluoreszenz bedingter, Strahlungsbeiträge auf die Nutzung des Fluoreszenz-Kanals des MERIS-Instrumentes bei $\lambda = 681,25 \text{ nm}$ verzichtet. Die Berücksichtigung der Chlorophyll-a-Fluoreszenz im Strahlungstransport erfordert einen wesentlich höheren Rechenaufwand, da zu ihrer Bestimmung zunächst die Einzelbeiträge für jede Anregungswellenlänge getrennt berechnet und am Ende aufsummiert werden müssen. In den Modellen wird die spektrale Form der Fluoreszenz meist durch eine Gaußverteilung mit einer Standardabweichung von $\sigma = 10.6 \text{ nm}$ genähert. Obgleich die spektrale Form in der Natur in Abhängigkeit des betrachteten Gewässers und der Jahreszeit variiert, zeigt sich, daß die Nutzung der Chlorophyll-a-Fluoreszenz zu verbesserten Ergebnissen bei der Bestimmung des Chlorophyllgehaltes genutzt werden kann (Neville und Gower 1977, Doerffer und Fischer 1987).

Neben der Fluoreszenz von Chlorophyll-a werden die Spektren der Küstengewässer auch durch die Fluoreszenz an Gelbstoff beeinflusst, die im blauen Spektralbereich bei hohen Gelbstoffkonzentrationen in Abwesenheit weiterer Inhaltsstoffe bedeutsam wird. Der durch Fluoreszenz an Gelbstoff beeinflusste Spektralbereich ist etwa $\Delta\lambda = 100 \text{ nm}$ breit, mit einem Maximum um 450 nm . Für die, in dieser Arbeit maximal simulierte Gelbstoffabsorption von 1 m^{-1} , beträgt der zusätzlich durch Gelbstofffluoreszenz verursachte Reflektanzbeitrag R_{YEL} nach Modellrechnungen von Spitzer und Dirks (1985) zwischen $0,0005$ und $0,0006$, bezogen auf einen Pigment-Konzentrationsbereich von $5 - 10 \text{ mg m}^{-3}$ und einer Wellenlänge von 450 nm . Verglichen mit im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen, die zusätzlich immer auch Schwebstoffe enthalten, entspräche dies in etwa einem zusätzlichem Beitrag von 10%. Die von Spitzer und Dirks (1985) durchgeführten Rechnungen berücksichtigen allerdings neben dem Gelbstoff nur die Pigment-Konzentration und keine weiteren Schwebstoffe. Da der Beitrag der Fluoreszenz wesentlich von den zur Verfügung stehenden mittleren freien Weglängen der Photo-

nen im Wasserkörper abhängt, wird sich der genannte prozentuale Beitrag in Anwesenheit von Schwebstoffen stark reduzieren (*Bukata et al.*, 2004). Nach Berechnungen von *Vodacek et al.* (1994) beträgt der zusätzliche Reflexionsbeitrag der Gelbstofffluoreszenz nur 4% für eine simulierte Chlorophyllkonzentration von 4 mg m^{-3} , einer Schwebstoffkonzentration von $0,3 \text{ g m}^{-3}$ und einer Gelbstoffabsorption von $0,44 \text{ m}^{-1}$ bei einer Wellenlänge von 445 nm. Für die simulierten Küstengewässer sind die Schwebstoffkonzentrationen meist wesentlich höher, sodaß sich die zusätzlichen Beiträge durch Gelbstofffluoreszenz weiter reduzieren werden.

Der Einfluß der Raman-Streuung auf das Reflexionsvermögen ist nur für sehr klare *Case-I*-Gewässer von Bedeutung und kann im Bereich der Küstengewässer vernachlässigt werden.

2.3.5 Spezielle Algenblüten

Die spektralen Eigenschaften spezieller Algenblüten, die sich nicht durch das in dieser Arbeit verwendete und im Abschnitt 2.1.2 vorgestellte bio-optische Modell für Phytoplankton beschreiben lassen, können zu einer Fehlklassifizierung der Wasserinhaltsstoffgruppen führen. Für gewöhnlich ist die Rückstreuwahrscheinlichkeit von Algenzellen wesentlich geringer als die von mineralischen Partikeln, da lebende Zellen im Vergleich zum Wasser einen geringeren Brechungsindex besitzen als mineralische Partikel. In Anwesenheit einiger Algenarten jedoch, wie z. B. den Coccolithophoriden, wird das einfallende Licht besonders gut reflektiert (*Holligan et al.*, 1983) und kann deshalb durch die Verfahren fälschlicherweise als Schwebstoff klassifiziert werden. Ursache für das bis zu 15% hohe Reflexionsvermögen der Coccolithophoriden ist nicht ihre Pigmentierung, sondern ihr Zellaufbau, der aus Kalkplättchen besteht (*Morel*, 1987). Aufgrund ihres hohen Reflexionsvermögens sind die Blüten dieser Kalkplättchenträger meist gut in den Bilddaten der Satellitenaufnahmen zu erkennen. Im Strahlungstransport können einzelne Phytoplanktonspezies, wie die genannten Coccolithophoriden oder auch Dinoflagellaten, unter Verwendung spezieller bio-optischer Modelle berücksichtigt werden (*Carder und Steward* 1985, *Balch et al.* 1989, *Ackleson et al.* 1994).