



Abschätzung der Möglichkeiten des Einsatzes Optischer Fernerkundungsdaten bei der Bestimmung von Wassertiefen und deren Genauigkeit

Masterarbeit

Universität Potsdam
Institut für Erd- und Umweltwissenschaften

Eingereicht von:

Oskar Stolz

Braunschweiger Str. 70 // 12055 Berlin

Matrikelnummer 745878

Gutachter:

Dr. Arlena Brosinsky (Universität Potsdam)

Harald Krawczyk (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt)

Berlin, Januar 2017

Inhalt

1	Einleitung.....	5
1.1	Motivation	5
1.2	Fragestellung	6
2	Grundlagen.....	7
2.1	Beschreibung des Untersuchungsgebiets.....	7
2.2	Grundlegender optischer Prozess und Anwendung im WASI.....	7
2.3	Wasserinhaltsstoffe	10
2.4	Physikalische Grundlagen zur Beschreibung des Strahlungstransportes	12
2.4.1	Apparente und inhärente optische Eigenschaften	13
2.4.2	Einflussfaktoren durch Absorption und Streuung	17
2.5	Referenzmethoden zur Bestimmung der Wassertiefe	21
2.5.1	Die Lotmessung	21
2.5.2	Das Sonar.....	21
2.5.3	Bewertung der Messgenauigkeiten der Verfahren	22
3	Material und Methoden.....	23
3.1	Datenerhebung.....	23
3.1.1	Messstationen	24
3.1.2	In-situ-Messungen.....	25
3.1.3	Weitere Daten und Messungen	28
3.1.4	Ablauf und Wetterbedingungen.....	28
3.2	Methoden der optischen Modellierung	29
3.2.1	Das biooptische Modell.....	29
3.2.2	Die Auswahl der Bodenspektren	29
3.3	Berechnung der realen Wassertiefen mit WASI	30
3.3.1	Arbeitsschritte in WASI.....	30
3.3.2	Statistische Maße zur Bewertung der Modellgüte	31
3.4	Sensitivitätsanalyse.....	32
4	Ergebnisse	35
4.1	Messergebnisse	35
4.1.1	Bodenspektren, Wasserinhaltsstoffe und Referenzwassertiefe	35
4.1.2	Optische Messungen	39

4.2	Inversion der gemessenen Spektren mit WASI.....	41
4.2.1	Auswertung der invertierten Parameter und Spektren.....	41
4.2.2	Auswertung der invertierten Wassertiefe.....	46
4.3	Sensitivitätsanalyse.....	47
4.3.1	Modellierte, synthetische Spektren	47
4.3.2	Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse.....	48
5	Diskussion.....	53
5.1	Die Messgenauigkeit der wichtigsten Parameter und der Referenzwassertiefe.....	53
5.2	Die optischen Messungen.....	54
5.3	Bewertung der invertierten Wassertiefe.....	55
5.4	Bewertung der Sensitivitätsanalyse.....	57
5.5	Das Problem der Mehrdeutigkeit	58
5.6	Diskussion der Bodenspektren und deren Bedeutung für die Modellierung	59
5.7	Die Schichtung des Chlorophylls.....	61
6	Ausblick	67
6.1	Anwendbarkeit in der Praxis.....	67
6.2	Problem der Mehrdeutigkeit	68
6.2.1	Wertebereiche der Einflussparameter eingrenzen	68
6.2.2	Korrelationen bestimmen und implementieren.....	68
6.2.3	Kombination von Messtechniken	69
7	Literatur.....	70
8	Anhang	74
9	Erklärung.....	86

Abkürzungsverzeichnis

BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
BOA	bottom-of-atmosphere
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
IHO	International Hydrographic Organization
HZG	Helmholtz Zentrum Geesthacht
MCS	Multi-channel Spectrometer
MMS	Monolithisches Miniaturspektrometer
TOA	top-of-atmosphere
WASI	Water Colour Simulator

Formelzeichen

A	Fläche [m^2]
a	Absorptionskoeffizient [m^{-1}]
$a'(\lambda)$	Absorptionsspektrum [m^{-1}]
a_c	Absorptionskoeffizient des Chlorophylls [m^{-1}]
a_c^*	Spezifischer Absorptionskoeffizient des Chlorophylls [m^{-1}]
a_y	Absorptionskoeffizient des Gelbstoffs [m^{-1}]
a_y^*	Spezifischer Absorptionskoeffizient des Gelbstoffs [m^{-1}]
a_D	Absorptionskoeffizient des Detritus [m^{-1}]
a_D^*	Spezifischer Absorptionskoeffizient des Detritus [m^{-1}]
a_w	Absorptionskoeffizient des Wassers [m^{-1}]
a_{wC}	Absorptionskoeffizient der Wasserinhaltsstoffe [m^{-1}]
b	Streuungskoeffizient [m^{-1}]
b_{Mie}	Streuungskoeffizient von Schwebstoff nach dem Angström-Gesetz [m^{-1}]
b_{Mie}^*	Spezifischer Streuungskoeffizient von Schwebstoff nach dem Angström-Gesetz [m^{-1}]
b_w	Streuungskoeffizient von reinem Wasser [m^{-1}]
b_{wC}	Streuungskoeffizienten der Wasserinhaltsstoffe [m^{-1}]
b_x	Streuungskoeffizient von Schwebstoff [m^{-1}]
b_x^*	Spezifischer Streuungskoeffizient von Schwebstoff [m^{-1}]
C	Konzentration von Chlorophyll [$\mu\text{g l}^{-1}$]
c	Attenuation [m^{-1}]
c_s	Schallgeschwindigkeit [m s^{-1}]
D	Konzentration von Detritus [m^{-1}]
E	Irradianz/Bestrahlungsstärke [W m^{-2}]
E_d	abwärts gerichtete Irradianz [$\text{mW}/(\text{m}^2 \text{ nm})$]
F	Frequenz [Hz]
f_A	areal fraction of bottom surface
I	Strahlungsintensität [W sr^{-1}]
K_d	Abwärts gerichteter Dämpfungskoeffizient der Irradianz [m^{-1}]
K_{uB}	Aufwärts gerichteter Dämpfungskoeffizient der Irradianz des Bodens [m^{-1}]
K_{uW}	Aufwärts gerichteter Dämpfungskoeffizient der Irradianz des Wassers [m^{-1}]
L_u	aufwärts gerichtete Radianz [$\text{mW}/(\text{m}^2 \text{ nm sr})$]
NRMSE	normalized root-mean-square error [%]
R	Reflektanz
R^2	Bestimmtheitsmaß
rF	Relativer Fehler [%]

R_{rs}	remote sensing reflectance [sr^{-1}]
S	Exponent der Gelbstoff-Absorption [nm^{-1}]
t	Zeit [s]
T_0	Referenztemperatur [$^{\circ}C$]
T	aktuelle Temperatur [$^{\circ}C$]
TVU	total vertical uncertainty [m]
X	Konzentration von Schwebstoff [$mg\ l^{-1}$]
Y	Konzentration von Gelbstoff [m^{-1}]
z	Tiefe des Sensors [m]
z_B	Wassertiefe [m]
z_{BSH}	Wassertiefe aus dem Datensatz des BSH generiert [m]
z_S	Secchi-Tiefe [m]
ϑ, θ_{sun}	Zenitwinkel der Sonne
φ	Azimutwinkel
Φ	Strahlungsfluss [W]
λ	Wellenlänge [nm]
ω	Raumwinkel [sr]
$\rho(\lambda)$	Reflektanz des Bodenspektrums

1 Einleitung

1.1 Motivation

Die Bestimmung von Gewässertiefen mit Hilfe der Fernerkundung befindet sich im Pionierstadium. Erste Untersuchungen zeigen, dass aktive Methoden der Fernerkundung (Radar- und Laserbasierte Messungen) sowie weitere satellitengestützte Methoden, wie das Messen des marinen Gravitationsfeldes, sich nur bedingt zur Tiefenbestimmung von Gewässern eignen (Monteys et al. 2015; Niemeyer et al. 2015). Stattdessen wird in der *Satelliten-Bathymetrie* mit passiven Methoden gearbeitet. Hier dient die reflektierte elektromagnetische Strahlung der Sonne als Grundlage. So gelang es einer Forschungsgruppe um Klonowski (2011), für ein Riff vor der Australischen Küste eine Messgenauigkeit mit einer maximalen Abweichung von ± 20 cm für Gewässertiefen von bis zu 20 m zu erzielen. Monteys et al. (2015) konnten mit Hilfe von Satellitendaten die Wassertiefe einer irischen Bucht innerhalb eines 95 prozentigen Vertrauensintervalls von ± 1 m exakt bestimmen. Die folgende Arbeit soll einen Beitrag zur wissenschaftlichen Debatte leisten, deren Ziel die Prüfung des Potentials der Methoden der Fernerkundung zur Bestimmung von Wassertiefen ist.

Der Vorteil der Fernerkundung ist die Erfassung von räumlich großen Gebieten in kurzer zeitlicher Abfolge. Keine andere derzeit eingesetzte Messtechnik erfüllt diesen Leistungsaspekt ähnlich gut. Die übliche Form der Tiefenbestimmung, die Auswertung von elektroakustischen Signalen mit einem Sonar-Gerät, ist zwar exakt aber sehr zeit- und kostenintensiv. Das erschwert eine regelmäßige und großräumige Untersuchung. So steht zum Beispiel für das untersuchte Gebiet dieser Arbeit der Datensatz des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) lediglich mit Daten, die 25 Jahre alt sind, zur Verfügung. Sollte es daher möglich sein, mit flugzeug- oder satellitengestützten Messungen Informationen über die Tiefe von Gewässern zu erlangen, wäre das ein wertvoller Beitrag für viele wissenschaftliche Aufgabenstellungen.

Diese Arbeit ist aber nicht nur entlang des dargestellten technischen Interesses und des Potenzials konzipiert worden. Sie resultiert auch aus einer Motivation, die den ökologischen Hintergrund dieses Themenkomplexes betrifft. Die Methode der Fernerkundung soll dem Verständnis eines der wichtigsten Ökosysteme der Erde dienen: denen der Weltmeere und der Seen. Für die Ökologie der Meere spielen die Küstenregionen eine herausragende Rolle. Zum einen sind sie als Schnittstelle zwischen Land und Meer überaus wichtig. Hier werden im Wesentlichen die Wasser-, Carbon-, Nitrat- und Phosphorzyklen der Meere angetrieben (Devred et al. 2013). Zum anderen ist der küstennahe Meeresboden von großer

Bedeutung, da dort, neben dichten Seegrasgebieten und wurzelnden Großpflanzen, viele tierische Organismen ihren Lebensraum finden (Wohnraum, Schutz, Laichplatz, Nahrung). Die Untersuchung und das Pflegen des Seegrases im Speziellen ist aus Gründen des Klimaschutzes sehr wichtig, da das Seegras eines der weltweit bedeutendsten Primärproduzenten ist (Tischler 1990). Der Faktor *Wassertiefe* ist ein Parameter mit großem Einfluss auf die Küstengebiete. Anschaulich wird dies allein durch die Tatsache, dass die zur Verfügung stehende Sonnenenergie abhängig von der Tiefe des Wassers ist. In diesem Kontext also über eine flächendeckende und zeitlich gut aufgelöste Informationsbasis der Wassertiefen zu verfügen, ist eine wesentliche Voraussetzung, um viele Prozesse besser verstehen zu können.

Zu den schon genannten Umständen in Bezug auf die Ökologie kommt hinzu, dass zwei Drittel der Menschheit in Küstenregionen lebt (Devred et al. 2013). Ihre Nahrungsverfügbarkeit sowie die Gesundheit werden durch den ökologischen Zustand der Meere stark beeinflusst. Gleichzeitig ist die Land-Wasser-Schnittstelle sehr verwundbar. Das Schlagwort *Klimawandel* mit all seinen Implikationen macht dies deutlich. Mit dem globalen Anstieg des Meeresspiegels wird sich die gesamte formgebende Dynamik der Küsten verändern. Weitere Gründe, die für ein besseres Verständnis der Küstengebiete sprechen.

1.2 Fragestellung

In der vorliegenden Arbeit wird das Ziel verfolgt, Aussagen über die numerische Genauigkeit der aus optischen Fernerkundungsdaten ermittelten Wassertiefe zu treffen. Die Daten der optischen Messungen wurden dabei nicht von Satelliten oder Flugzeugen gemessen, sondern direkt im Wasserkörper. Zum Einsatz kam ein Tauchspektrometer, dessen Sensoren die gleichen physikalischen Größen in den gleichen Wellenlängenbereichen, wie die der satelliten- oder flugzeuggestützten Fernerkundungssysteme maßen. Es handelt sich also um bodengestützte Fernerkundungsverfahren, deren Untersuchung methodische Voraussetzungen für den späteren Einsatz von satelliten- oder flugzeugbasierten Verfahren schafft. Die Untersuchung der Messgenauigkeit soll mit zwei unterschiedlichen Methoden geprüft werden. Zum einen in Form einer Sensitivitätsanalyse, dabei soll der Einfluss der einzelnen Modellparameter auf das Ergebnis der Modellierung der Wassertiefe untersucht werden, und zum anderen soll die Berechnung der Wassertiefe unter realen Bedingungen geprüft werden. Hierfür wurde eine Messkampagne auf dem Gebiet der Ostsee durchgeführt mit dem Ziel, die Datengrundlage für die Untersuchungen bereitzustellen. Außerdem wird im zweiten Schritt der Schwerpunkt auf die Genauigkeit der berechneten Wassertiefe sowie der Güte der Anpassung des modellierten Spektrums an das gemessene Spektrum gelegt.

2 Grundlagen

2.1 Beschreibung des Untersuchungsgebiets



Abbildung 2.1: Karte des Untersuchungsgebiets "Wismarer Bucht"; Quelle: OpenStreetMap.

Die Untersuchungen zur Messgenauigkeit wurden mit Hilfe von erhobenen Daten durchgeführt. Dazu fand eine Messkampagne auf der Ostsee statt. Das Untersuchungsgebiet lag westlich der Insel Poel und am nördlichen Ende der *Wismarer Bucht* (Abbildung 2.1: Karte des Untersuchungsgebiets "Wismarer Bucht"; Quelle: . Die Bucht wird wirtschaftlich genutzt. Mehrmals täglich legen Fähren aus Wismar Richtung Schweden und Dänemark ab, das größte Nadelholzsägewerk Europas wird über den Seeweg beliefert und nach wie vor findet Fischerei, allerdings in einem relativ geringen Umfang, statt. Die Ostsee ist ein gemäßigt kühles

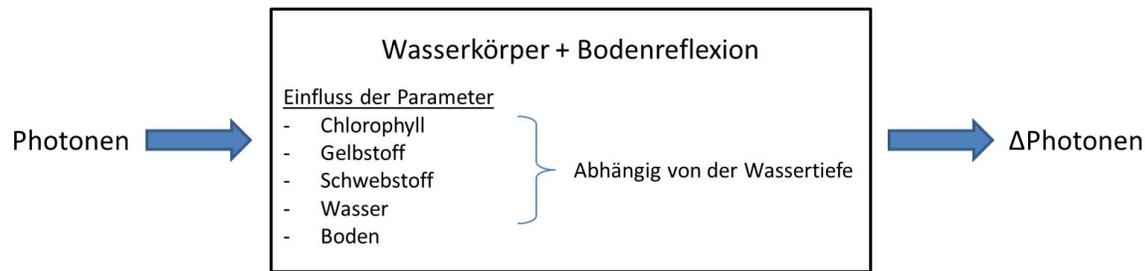
und flaches Nebenmeer des Atlantiks. Sie ist 420.000 km² groß und gilt als größtes Brackwassermeer der Welt (Tischler 1990). Brackwasser bedeutet in der Regel relative Artenarmut im Vergleich zum Salz- und Süßwasser. Dies bedeutet aber nicht, dass zwangsläufig weniger Individuen vorhanden sind, da einzelne Arten durch Anpassung einen Standortvorteil erfahren können (beispielsweise wird der Hering in der Nordsee bei einer Größe von 23-33 cm geschlechtsreif, in der Ostsee schon mit 12,5 cm) (Tischler 1990). Andererseits sind die auf dem Meeresboden wurzelnden Algen- und Gefäßpflanzengesellschaften vergleichsweise artenreich (Wittig und Streit 2004). Die mittlere Tiefe beträgt 55 m, die größte Tiefe 459 m. Stellt sich im Sommer eine Sprungschicht ein, befindet sie sich bei ca. 20 bis 35 m Wassertiefe (Wittig und Streit 2004). Die Gezeiten sind schwach ausgeprägt und praktisch ohne Bedeutung. Den größten Teil des Seebodens bildet der Mud, ein feinkörniger Sand, vermischt mit abgestorbenem pflanzlichen Plankton und Wasser (Wittig und Streit 2004).

2.2 Grundlegender optischer Prozess und Anwendung im WASI

Als Basis für die Ausführungen in den folgenden Kapiteln, soll der grundlegende Prozess für die Modellierung der Wassertiefe mit Hilfe von optischen Daten zusammengefasst werden: Die Photonen des Sonnenlichts durchqueren die Atmosphäre, treffen auf die Wasseroberfläche, treten in den

Wasserkörper ein, werden am Grund der Ostsee reflektiert, bewegen sich zurück Richtung Wasseroberfläche und strahlen in die Atmosphäre. Die Strahlungsintensität nimmt dabei stetig ab, da keine inneren Quellen, wie unter anderem Fluoreszenz, berücksichtigt werden. Die Photonen werden absorbiert, gestreut und erneut reflektiert. Da die verwendete elektromagnetische Strahlung etwa im Wellenlängenbereich des menschlichen Auges liegt und die Reflexion am Boden die Voraussetzung für die Bestimmung der Wassertiefe ist, dient die Sichttiefe als Orientierung, um die prinzipielle Grenze des Modells näherungsweise abzuschätzen. Im weiteren Verlauf genügt es, den Blick ausschließlich auf den Wasserkörper zu richten¹, schließlich ermöglicht das Arbeiten mit der *remote sensing reflectance*, den Einfluss der Atmosphäre weitgehend zu vernachlässigen (siehe Kapitel 2.4.1.1 *Scheinbare optische Eigenschaften: Irradianz, Radianz und remote sensing reflectance*). Das in WASI implementierte Modell beschreibt den quantitativen Zusammenhang des Einflusses der Wasserinhaltsstoffe, der Wassertiefe, sowie der Reflektanz des Untergrundes auf das gemessene Spektrum am Fernerkundungssensor. Die nun zu beantwortende Frage, um die Wassertiefe erfolgreich bestimmen zu können, lautet: Wie viele Meter Wassersäule wurden durchquert, um das spezifische, gemessene Spektrum zu erhalten? Um dies zu ermitteln, bedarf es einer möglichst genauen Berücksichtigung der Konzentration der Wasserinhaltsstoffe sowie der Bodenreflexion. Denn ohne diese Werte sinkt die Aussagekraft des Modells, schließlich kann die Integration der Strahlungsintensität über die Wassersäule nicht in allen Fällen eine Auskunft über die zugrundeliegenden Prozesse geben. Das gleiche Messsignal kann zum Beispiel durch eine geringe Wassertiefe mit einem hohen Anteil an Wasserinhaltsstoffen oder durch eine große Wassertiefe mit geringem Anteil an Wasserinhaltsstoffen zustande kommen. Diese Tatsache ist Ausdruck des Problems der *Mehrdeutigkeit*, welches später intensiv diskutiert werden wird (Kapitel 5.5 *Das Problem der Mehrdeutigkeit*). Der Aufbau des Modells ist in Abbildung 2.2 schematisch dargestellt.

¹ Die Möglichkeit, die Atmosphäre zu vernachlässigen, hängt damit zusammen, dass im Wasserkörper gemessen wurde. Für zukünftige Satelliten- oder Flugzeugfernerkundung muss der Einfluss der Atmosphäre auf das Messsignal berücksichtigt werden. Hierfür gibt es eine Reihe von Korrekturalgorithmen.



Zielgröße
- Wassertiefe

Abbildung 2.2: Der schematische Aufbau des grundlegenden Prozesses zur Modellierung der Wassertiefe mit optischen Daten; eine bestimmte Anzahl von Photonen (Strahlungsintensität) erreicht das System *Wasserkörper*, durchquert dieses, wird dabei absorbiert, gestreut und emittiert und tritt mit einer geringeren Anzahl von Photonen wieder aus (Δ Photonen).

Zur Modellierung und Invertierung der Wassertiefe und der Wasserinhaltsstoffe wurde das nicht kommerzielle Programm **Water Color Simulator WASI** verwendet². Ausführliche Erörterungen zum Aufbau und zur Anwendung von WASI finden sich bei Gege (2004, 2015). WASI wurde zur Auswertung von optischen in-situ-Messungen entwickelt. Es sind dabei zwei Modi möglich: der sogenannte **forward-mode**, das bedeutet aus gegebenen Parametern ein Spektrum zu modellieren; oder im sogenannten **inverse-mode** aus einem gegebenen (zumeist gemessenen) Spektrum durch die möglichst exakte Anpassung an ein *fit*-Spektrum, die modellrelevanten Parameter daraus abzuleiten (Abbildung 2.3). Ein *fit*-Spektrum ist ein Spektrum, welches durch die iterative Anpassung ausgewählter Parameter eine möglichst geringe Abweichung zum gegebenen (Mess)-Spektrum aufweist.

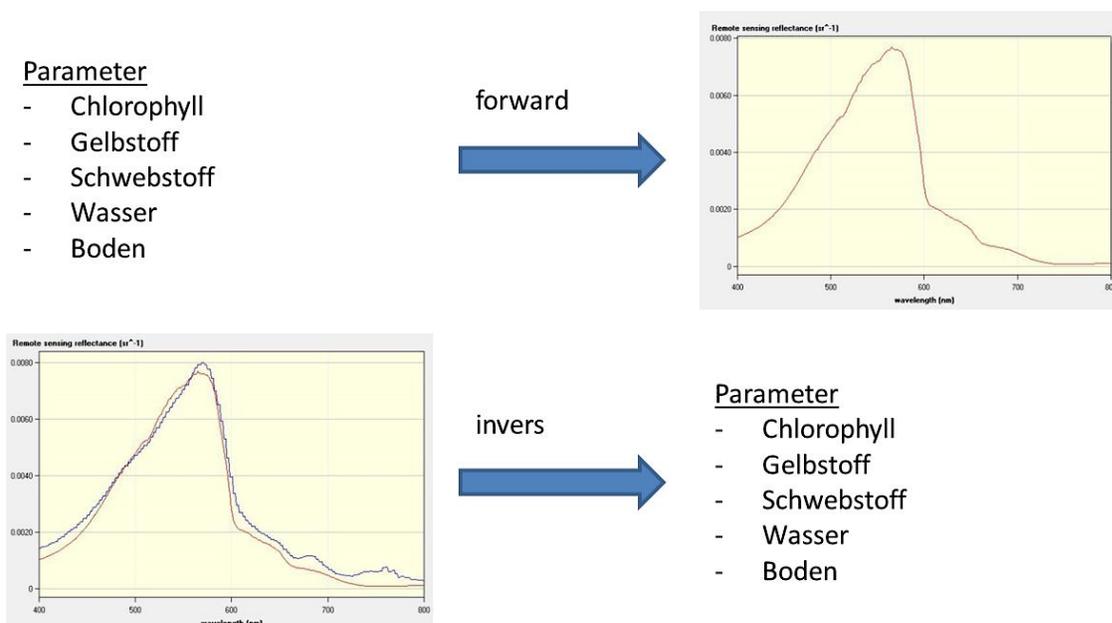


Abbildung 2.3: *forward-mode* (oben); *inverse-mode* (unten), die blaue Linie wurde gemessen, die rote Linie ist das modellierte *fit*-Spektrum.

² Version 4.1 (64bit), letzte Aktualisierung am 05.08.2016.

Um diese Studie mit Aussicht auf Erfolg in WASI anwenden zu können, wurde die Messung folgender Modellparameter durchgeführt: die Konzentration des Chlorophylls und der Schwebstoffe, die Absorption des Gelbstoffs, der Exponent der Gelbstoff-Absorption, ostseespezifische Bodenspektren³, die Wassertemperatur, die Wassertiefe und die Tiefe des Messkopfes bei den optischen Messungen im Wasserkörper. Diese hier oben aufgelisteten Parameter sind im Folgenden gemeint, wenn von gemessenen Parametern die Rede ist. Zusätzlich wurden optischen Messungen durchgeführt, die die Werte der abwärtsgerichteten Irradianz und der aufwärtsgerichteten Radianz aufzeichneten (siehe auch Kapitel 3.1 Datenerhebung).

2.3 Wasserinhaltsstoffe

Jeder natürliche Wasserkörper besitzt eine Reihe von Inhaltsstoffen. Von optischer Relevanz sind im Kern vier Parameter: der Salzgehalt, das Chlorophyll in Form von Phytoplankton (Algen), gelöste organische Substanzen (im Folgenden auch als Gelbstoff bezeichnet) und suspendierte organische und anorganische Substanzen (Schwebstoff). Die drei zuletzt Genannten sind konzeptionelle Zusammenfassungen unterschiedlicher Wasserinhaltsstoffe mit ähnlichen optischen Eigenschaften. Nachstehend werden die einzelnen Gruppen erörtert. Es wird sich dabei auf die Merkmale, die für die Arbeit von Bedeutung sind, sowie auf deren ostseespezifisches Auftreten, konzentriert. Die optischen Eigenschaften werden in Kapitel 2.4.2 *Einflussfaktoren durch Absorption und Streuung* beschrieben.

Phytoplankton oder „Algen“ kennzeichnet keine systematische Einheit, sondern eine Lebensform. Es sind Organismen, die eine permanente, oxygene (d.h. Sauerstoff-erzeugende) Photosynthese betreiben und keinen Embryo bilden“ (Linne von Berg et al. 2012, S. 12). Algen bilden die Grundlage der Nahrungskette in den Meeren. Sie sind ein- oder mehrzellige Lebewesen und werden zu 70 % vom Zooplankton konsumiert. Im Verlauf der letzten Jahre kam es zu einer starken Zunahme von Phytoplankton-Populationen (Riha 2013). Dies ist durch die Erhöhung von Nährstoffeinträgen wie Stickstoff und Phosphat aus der Landwirtschaft zu erklären (Riha 2013). Die Hauptfaktoren für die Algenentwicklung sind das Licht, die Temperatur und der Nährstoffgehalt. Im Winter ist zu wenig Licht vorhanden und die Temperaturen sind zu gering. Zu dieser Jahreszeit akkumulieren sich die Nährstoffe, da sie von den Algen nicht konsumiert werden. Im Frühjahr nehmen die Sonnenstunden wieder zu, langsam steigt die Temperatur und die Durchmischung des Wasserkörpers setzt aufgrund von

³ Im weiteren Verlauf der Arbeit ist mit den Begriffen Boden, Meeresgrund und Sediment das Gleiche gemeint. Der Blick soll dabei auf die ersten Zentimeter des Sediments gerichtet werden, da dort die elektromagnetische Welle im Bereich von 300 nm bis 800 nm reflektiert wird.

Temperaturunterschieden im Wasserkörper ein, was wiederum Algen in höhere Schichten transportiert. Die Hochphase der Algenblüte und die damit einhergehende Verbreitung von Algen auf großen Flächen in nur kurzer Zeit ereignet sich vorrangig im Frühling und Herbst. Die Frühjahrsblüte beginnt in der Regel in der südlichen Ostsee zur zweiten Aprilhälfte, in der nördlichen Hälfte verzögert sich der Beginn aufgrund der niedrigen Sonnenstände. (Tischler 1990, Riha 2013). Algen haben ein charakteristisches optisches Spektrum, bedingt durch das für die Photosynthese notwendige **Chlorophyll**.

Die Kategorie **Gelbstoff**, in der englischen Literatur oft als CDOM (Coloured Dissolved Organic Matter) bezeichnet, fasst alle gelösten organischen Stoffe zusammen, die optisch messbar sind. Vorwiegend handelt es sich um Humin- und Fulvinstoffe. Der Gelbstoff ist in der Regel ein Abbauprodukt von Algen. Daher folgt einem Anstieg der Algenkonzentration zeitlich versetzt die Zunahme der Gelbstoffkonzentration. Außerdem sind Einträge aus Flüssen wichtige Bestandteile der Gelbstoffkonzentrationen. Die Ostsee weist eine vergleichsweise hohe Konzentration von Gelbstoff auf (Erhardt 1995). Der Abbildung 2.4 (linke Seite) kann die typische räumliche Verteilung auf dem Gebiet der Ostsee im Monat April entnommen werden.

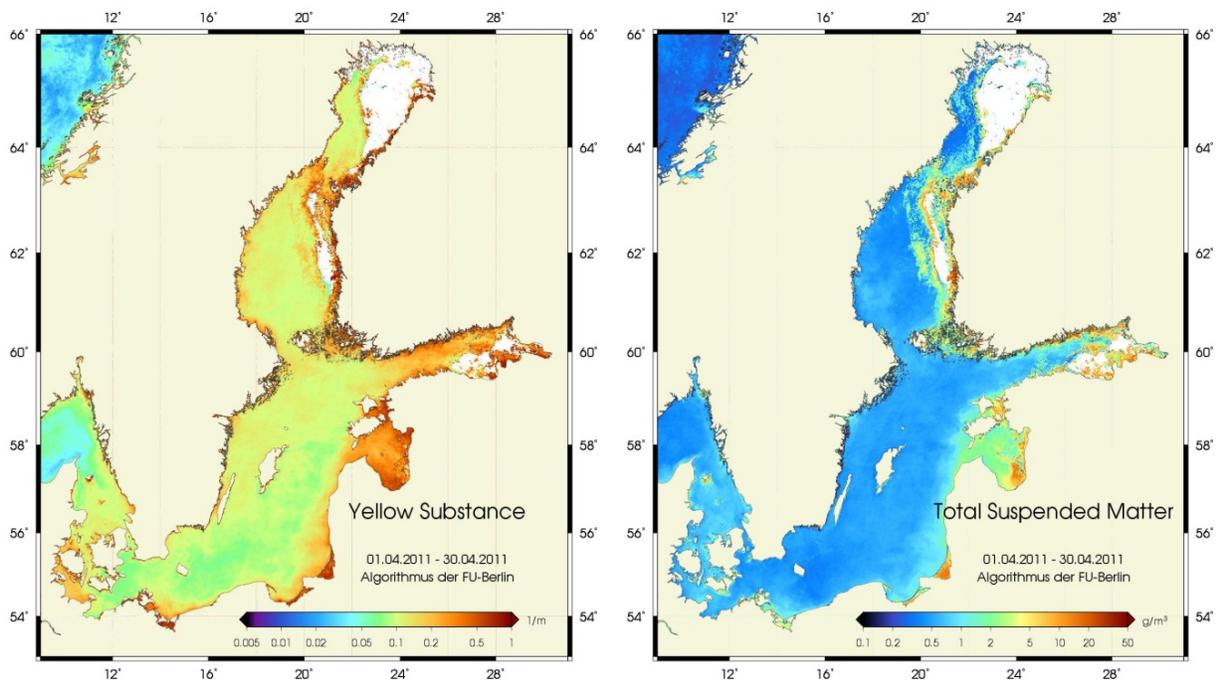


Abbildung 2.4: Gelbstoffverteilung in der Ostsee, April 2011 (links); Schwebstoffverteilung in der Ostsee (rechts); Quelle: BSH 2016.

Der **Schwebstoff** (Englisch *suspended matter*) ist anders als der Gelbstoff nicht im Wasser gelöst, sondern suspendiert. Das bedeutet, dass er sich aufgrund seiner geringen Korngröße beziehungsweise

Gewichts schwebend im Wasser befindet. Die Quellen von Schwebstoff sind einerseits organischen Ursprungs – Zellen und Zerfallsprodukte von Phytoplankton, dieser Bestandteil wird oft als Detritus bezeichnet – und andererseits anorganische Partikeln, die sich aufgrund von Advektionsbewegungen schwebend im Wasser befinden sowie atmosphärisch und kontinental eingetragen werden. Zumeist besteht dieser Teil des Schwebstoffs aus Quarz, Ton und Calcit (Zimmermann 1991, Albert 2004). Auch hier kann eine exemplarische Verteilung im Raum der Ostsee der Abbildung 2.4 (rechte Seite) entnommen werden.

Die typische **Salzkonzentration** in offenen Meeren beträgt ca. 35 ‰. Im Bereich der deutschen Ostsee liegt der Salzgehalt bei 15 ‰ (dänische Grenze) und 7,8 ‰ (polnische Grenze), die Mecklenburger Bucht kann bis zu 20 ‰ Salz führen (Wittig und Streit 2004). Die Salzkonzentration als Parameter hat im Weiteren keine Bedeutung, da sie als konstant angenommen und derart im Modell berücksichtigt wird.

2.4 Physikalische Grundlagen zur Beschreibung des Strahlungstransportes

Die Sonne emittiert einen kontinuierlichen Energiestrom in Richtung Erde in Form von elektromagnetischer Strahlung. Einmal am oberen Rand der Atmosphäre (TOA) angelangt, steht die elektromagnetische Strahlung in Interaktion mit den Molekülen der Atmosphäre, bis sie schließlich an die Wasseroberfläche angelangt (BOA) und mit den Molekülen des Wasserkörpers interagiert.

Die Wellenlänge (λ) der elektromagnetischen Strahlung steht in folgender Beziehung zur Lichtgeschwindigkeit (c_s) und ihrer spezifischen Frequenz (f):

$$\lambda = \frac{c_s}{f} \tag{2.1}$$

Sie fächert sich in ein Spektrum unterschiedlicher Wellenlängen (λ) auf. Der Wellenlängenbereich, welcher in der optischen Fernerkundung in der Regel zur Verwendung kommt, reicht von 350 nm (ultraviolett) bis 750 nm (nahes Infrarot) und liegt somit ungefähr in dem Bereich, der für das menschliche Auge sichtbar ist. Andere Wellenlängenbereiche sind nicht dafür geeignet Analysen im Sinne dieser Arbeit durchzuführen. Bei höheren Wellenlängen als 1 μm ist die Eindringtiefe in den Wasserkörper durch die starke Absorption des Wassers zu gering. Bei kleineren Wellenlängen ist die Intensität der Sonnenstrahlung durch die starke atmosphärische Rayleigh-Streuung und die Absorption durch das Ozon zu klein, sodass zu wenig Messsignal im Sensor ankommt (Riha 2013).

Im Folgenden werden die wichtigsten physikalischen Größen beschrieben, die für die Beantwortung der Fragestellung zentral sind. Die Einführung dieser Größen wird mit Bezug auf den Wasserkörper vorgenommen. Es wird keine spezielle Darstellung des atmosphärischen Einflusses geben, weil dieser keine Bedeutung im Rahmen der vorliegenden Arbeit hat (Begründung siehe 2.4.1.1).

2.4.1 Apparente und inhärente optische Eigenschaften

Die optischen Eigenschaften eines Wasserkörpers lassen sich in apparente (scheinbare) und inhärente Eigenschaften unterteilen. Die inhärenten optischen Eigenschaften sind diejenigen, die durch die Wasserinhaltsstoffe sowie die Wassermoleküle selbst zum Tragen kommen. Sie sind daher vom Medium und nicht von äußeren Strahlungsbedingungen abhängig (Zimmermann 1991) und deshalb szeneninvariant. Namentlich handelt es sich um die Absorption, die Streuung und die Fluoreszenz. Die scheinbaren optischen Eigenschaften sind abhängig von den inhärenten optischen Eigenschaften, sowie von den geometrischen Parametern des Strahlungsfeldes (Zimmermann 1991). Sie sind daher variable. Die wichtigsten scheinbaren optischen Eigenschaften lauten Bestrahlungsstärke bzw. Irradianz, Strahldichte bzw. Radianz, die Reflektanz und die *remote sensing reflectance*.

2.4.1.1 Scheinbare optische Eigenschaften: Irradianz, Radianz und remote sensing reflectance

Das Strahlungsfeld im Wasserkörper beschreibt man unter Zuhilfenahme bestimmter Parameter. Für die Zielgrößen Irradianz und Radianz bedarf es des Zenit- (ϑ) und Azimutwinkels (φ) der Sonne zum Zeitpunkt der Messung. Zusammen definieren sie das Raumwinkelelement ($d\omega$):

$$d\omega = \cos \vartheta \, d\vartheta \, d\varphi \quad (2.2)$$

Nun kann unter Verwendung des Strahlungsflusses (ϕ) und des Raumwinkels die Strahlungsintensität (I) [W sr^{-1}] dargestellt werden (Zimmermann 1991):

$$I = \frac{d\phi}{d\omega} \quad (2.3)$$

Die **Radianz** (L) ist die elektromagnetische Leistung, die von einem gegebenen Punkt je projiziertem Flächenelement und Raumwinkel ausgesendet wird (Riha 2013). Sie ist die räumliche Verteilung der Strahldichte gemessen in $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$:

$$L(\vartheta, \varphi) = \frac{d^2\phi}{dA d\omega} \quad (2.4)$$

Die einfallende Strahlung bezogen auf ein Flächenelement einer Oberfläche ist die **Irradianz** (E) [W m^{-2}] (Zimmermann 1991):

$$E = \frac{d\phi}{dA} \quad (2.5)$$

Dabei kann die Bezugsfläche die abwärts- (gekennzeichnet mit dem Index „d“ für *downwelling*) oder aufwärtsgerichtete (Index „u“ für *upwelling*) Strahlung erfassen. Integriert man die abwärtsgerichtete Strahldichte über die obere Hemisphäre, gewichtet auf Grund der Projektion mit $\cos \theta$, so kommt man zur **abwärtsgerichteten Irradianz** (E_d) (Zimmermann 1991):

$$E_d(z) = \int_{\phi}^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(z, \theta, \phi) \cos \theta d\Omega \quad (2.6)$$

Das Verhältnis von abwärts- zu aufwärtsgerichteter Irradianz wird Reflektanz genannt. Die **Reflektanz** resultiert aus dem Verhältnis der Streueigenschaften über und unterhalb einer in einer bestimmten Tiefe z gedachten Ebene (Zimmermann 1991):

$$R(z) = \frac{E_u(z)}{E_d(z)} \quad (2.7)$$

Um die Empfänger- und Beleuchtungsgeometrie von Fernerkundungssensoren besser zu berücksichtigen, kann die Reflektanz auch mit der aufwärtsgerichteten Radianz berechnet werden, was zur sogenannten **remote sensing reflectance** (R_{rs}) [sr^{-1}] führt (Riha 2013):

$$R_{rs}(z) = \frac{L_u(z)}{E_d(z)} \quad (2.8)$$

Man erhält mit der *remote sensing reflectance* die wichtigste optische Größe für das Anliegen dieser Arbeit. Der entscheidende Vorteil ist, dass man durch das Dividieren der aufwärts gerichteten Radianz durch die abwärts gerichtete Irradianz mit der *remote sensing reflectance* eine Größe erhält, in der der

Einfluss der Atmosphären weitgehend eliminiert ist (Abbildung 2.5). Was als Messgröße übrig bleibt, wird im Wesentlichen nur noch durch den Abschnitt des Wasserkörpers, der unterhalb des Messkopfes liegt bestimmt (Abbildung 2.5).

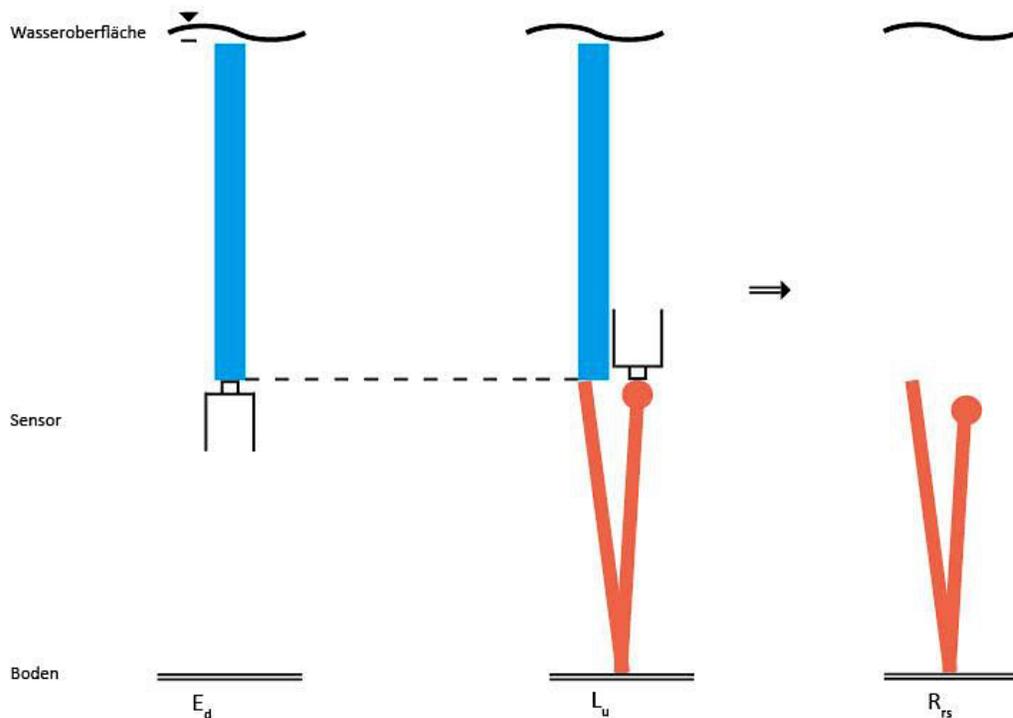


Abbildung 2.5: Grafische Darstellung der elektromagnetischen Strahlung im Wasserkörper, gemessen durch die abwärtsgerichtete Irradianz (links) und die aufwärtsgerichtete Radianz (mittig), und der berechneten *remote sensing reflectance* (rechts).

2.4.1.2 Inhärente optische Eigenschaften: Absorption, Streuung, Fluoreszenz und Attenuation

Die inhärenten optischen Eigenschaften eines optisch durchlässigen Mediums beeinflussen die eintreffende Strahlung unabhängig vom Strahlungsfeld. Hier ist zum einen die Absorption zu nennen. Die **Absorption** eines Photons durch ein Molekül oder ein Ion bewirkt eine Anhebung des Energiezustands. In der Regel führt dies zu einer Erwärmung des Wasserkörpers, da das Energieniveau in Form von kinetischer Energie oder Rotationsenergie erhöht wird⁴. Umgekehrt bedeutet dies, dass die Strahlungsenergie abnimmt. Der Absorptionskoeffizient (a) beschreibt daher den relativen Anteil der Energie, der über eine bestimmte Wegstrecke im Medium absorbiert wird (Zimmermann 1991):

⁴ Das Besondere am Chlorophyll-Molekül wird an dieser Stelle deutlich. Anstatt die Energie in Wärme umzuwandeln, wandelt das Chlorophyll-Molekül die Energie für eine Aufspaltung von Kohlendioxid und Wasser um (biochemischer Vorgang).

$$a = - \frac{d\phi_{abs}}{\phi dx} \quad (2.9)$$

Die Gesamtaborption in einem Wasserkörper setzt sich aus mehreren Einzelkomponenten zusammen: aus der Absorption durch Wassermoleküle (a_w) und der Wasserinhaltsstoffe (a_{WC}), deren einzelne Bestandteile die Absorption des Chlorophylls (a_c), des Gelbstoffs (a_v) sowie des Detritus (a_d) sind (Riha 2013; Gege 2015)⁵.

$$a = a_w + a_{WC} \quad (2.10)$$

Emittiert das angeregte Molekül umgehend ein Photon in Reaktion auf die Absorption zurück, so nennt man dies **Fluoreszenz**. Dieser Prozess kommt zwar selten vor, muss allerdings für die Messwerte zwischen 650 nm und 700 nm berücksichtigt werden.

Ein weiterer Vorgang, der den Strahlungstransport beeinflusst, ist die **Streuung**. Analog zur Absorption, kann der Streukoeffizient durch den Energieanteil der einfallenden Strahlung, der durch die Moleküle und Ionen im Medium gestreut wird, beschrieben werden (Zimmermann 1991):

$$b = - \frac{d\phi_{str}}{\phi dx} \quad (2.11)$$

Auch hier gilt wieder, dass sich die Gesamtstreuung zusammensetzt aus den Streukoeffizienten der Wassermoleküle (b_w) und der Wasserinhaltsstoffe (b_{WC}):

$$b = b_w + b_{WC} \quad (2.12)$$

Die Streuung ist allgemein das Ergebnis zweier physikalischer Prozesse: der Brechung und der Reflexion (Zimmermann 1991). Der für das Modell relevante Prozess ist die Reflexion (Gege 2015). Die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Richtung der Streuung hängt vom Verhältnis der Wellenlänge zum Radius des streuenden Partikels ab. Ist der Radius deutlich kleiner als die Wellenlänge, so streut die Strahlung annähernd gleichverteilt in alle Richtungen. Diese sogenannte Rayleigh-Streuung dominiert in

⁵ Die absorbierenden und streuenden Effekte von Cyanobakterien müssten streng genommen ebenfalls als eigenständiger Koeffizient berücksichtigt werden. Dies wurde nicht getan, da in der gesamten Untersuchung Cyanobakterien keine Rolle gespielt haben, sie lagen schlicht nicht vor.

der Atmosphäre. Ist der Radius in etwa gleich groß oder etwas größer als die Wellenlänge, kommt es zu einer stark nach vorn gerichteten Streuung nach der Mie-Theorie (Zimmermann 1991). Im Wasser kommt es bedingt durch die partikulären Inhaltsstoffe vorwiegend zu dieser Art der Streuung.

Sowohl die Absorption als auch die Streuung sind abhängig von der Teilchenkonzentration und sind wellenlängenspezifisch. Zusammengefasst wird der Einfluss beider Prozesse auf die Abnahme der Strahlungsenergie unter dem Begriff **Attenuation** (c) beschrieben und stellt sich wie folgt dar:

$$c = a + b \tag{2.13}$$

Zum Ausdruck kommt die Attenuation im Dämpfungskoeffizienten. Der wichtigste Dämpfungskoeffizient ist der der abwärtsgerichteten Irradianz (K_d). Er fasst die Wirksamkeit der absorbierenden und streuenden Elemente des Wasserkörpers bezüglich der eintreffenden elektromagnetischen Strahlung zusammen und ist als die logarithmische Ableitung der Irradianzfunktion definiert (Zimmermann 1991):

$$K_d(z) = - \frac{d \ln E_d}{dz} \tag{2.14}$$

Konkret wird der K_d aus dem Anstieg der logarithmierten abwärtsgerichteten Irradianz entlang der Tiefe bestimmt. Die Strahlungsenergie nimmt dabei exponentiell mit der Tiefe ab. Aus dem $K_d(z)$ können Rückschlüsse über die in der entsprechenden Tiefe z für die Photosynthese zur Verfügung stehende Strahlungsenergie gezogen werden. Die in WASI verwendeten Dämpfungskoeffizienten für die abwärtsgerichtete Irradianz (8.1), für die der aufwärtsgerichtete Radianz des Bodens (K_{uB} , (8.2) und für Wasser (K_{uW} , (8.3) können dem Anhang entnommen werden.

2.4.2 Einflussfaktoren durch Absorption und Streuung

Absorption, Emission und Streuung sind drei grundlegende Vorgänge der Quantenmechanik. Bei der Absorption nimmt ein Elektron eines Moleküls oder eines Atoms die Energie eines Photons auf, um in einen angeregten Energiezustand zu wechseln. Bei der Emission ist es genau umgekehrt. Ein Elektron eines höheren Energiezustands wandelt seine Anregungsenergie um, das Energieniveau sinkt und es emittiert dabei ein Photon einer der Umwandlung entsprechenden Energiegröße in Form einer elektromagnetischen Welle. Streut ein Atom beziehungsweise ein Molekül, so ist dies ein Vorgang quasi

unmittelbar aufeinanderfolgender Absorption und Emission.

Die Intensität der Absorption und der Streuung im Wasserkörper wird maßgeblich durch die Wassermoleküle sowie Wasserinhaltsstoffe bestimmt. Im Folgenden werden die einzelnen Faktoren erörtert. Dabei wird sich an den im WASI verwendeten physikalischen Herleitungen orientiert, da diese im weiteren Verlauf zur Anwendung kommen (Gege 2015).

2.4.2.2 Absorption

Bis dato gibt es kein vollständiges theoretisches Modell zur Beschreibung der optischen Eigenschaften von reinem Wasser im sichtbaren und ultravioletten Wellenlängenbereich. Absorption und Streuung werden daher empirisch erfasst. Die Absorptionsfähigkeit eines Wasserkörpers setzt sich zusammen aus der Absorption von reinem Wasser (a_w), aus einem Temperaturgradientenanteil $((T - T_0) \cdot \frac{da_w(\lambda)}{dT})$ (Hakvoort 1994, nach Albert 2004) und aus der Absorption von Wasserinhaltsstoffen (a_{WC}) (Gege 2015), so dass sich summarisch folgende Beziehung ergibt:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + (T - T_0) \cdot \frac{da_w(\lambda)}{dT} + a_{WC}(\lambda) \quad (2.15)$$

Die Temperatur T_0 beträgt 20 °C. Das reine Wasser zeichnet sich durch ein Minimum der Absorption bei 475 nm (tiefblau) aus. Bei Wellenlängen kleiner und größer als 475 nm wird wesentlich stärker die einfallende Strahlung absorbiert. Veranschaulicht wird dies durch die Tatsache, dass die Absorption des reinen Wassers nach zehn Meter Tiefe zu einer Reduktion der Strahlungsenergie von 25 % bei einer Wellenlänge von 475 nm führt und von 97 % für die Wellenlänge von 625 nm (Wittig und Streit 2004). Der Absorptionskoeffizient der Wasserinhaltsstoffe setzt sich aus dem Chlorophyll- (a_C), dem Gelbstoff- (a_Y) und dem Detritus- Absorptionsanteilen (a_D) zusammen:

$$a_{WC}(\lambda) = C \cdot a_C^*(\lambda) + Y \cdot a_Y^*(\lambda) + D \cdot a_D^*(\lambda) \quad (2.16)$$

Abbildung 2.6 verschafft einen Überblick über die Absorptionsspektren des reinen Wassers, sowie der spezifischen Absorptionskoeffizienten des Detritus, Gelbstoffs und des Phytoplanktons.

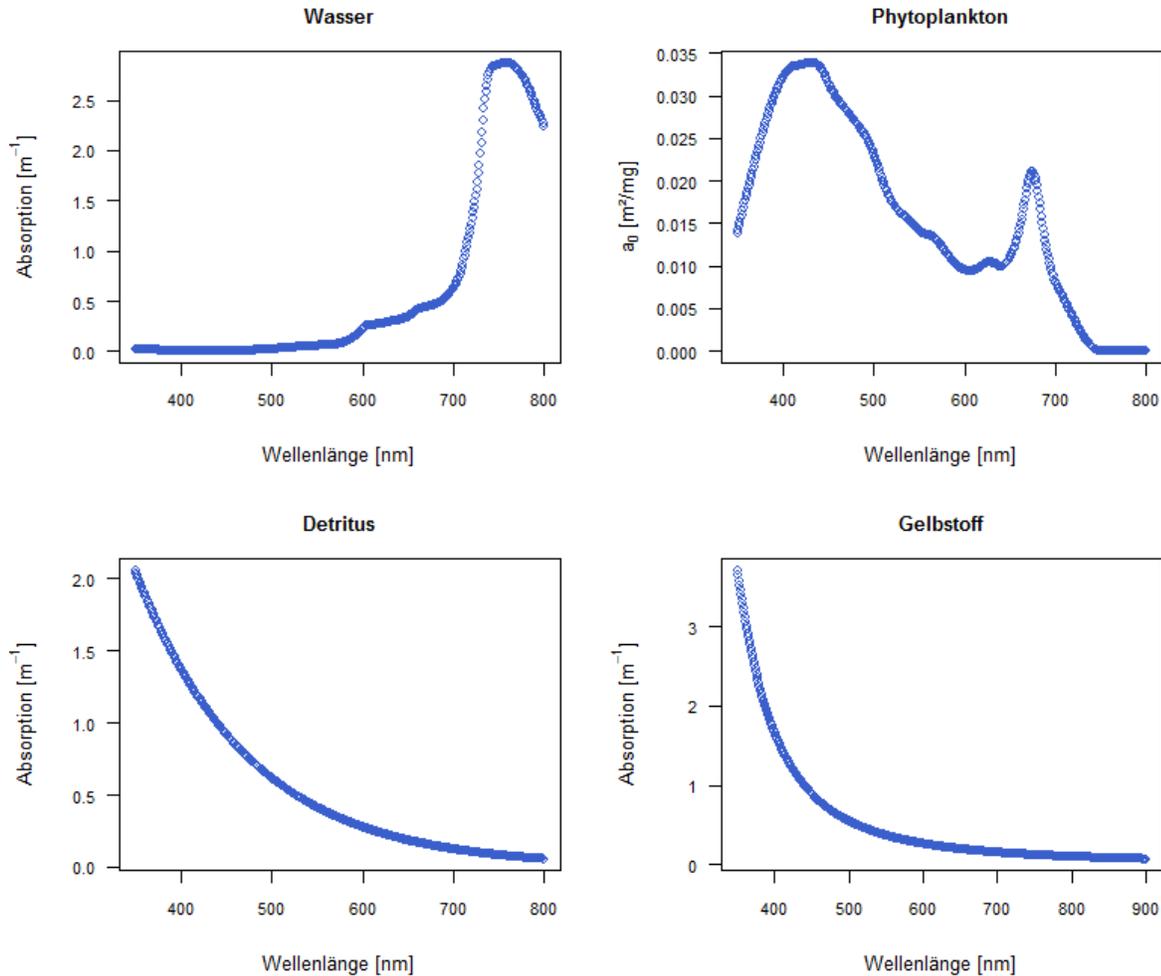


Abbildung 2.6: Absorptionsspektrum des reinen Wassers (linksoben), sowie spezifische Absorptionsspektren von Detritus (linksunten), Gelbstoff (rechtsunten) und von Phytoplankton (rechtsoben); Detritus und Gelbstoff wurden normalisiert; Quelle: Gege 2015.

Die Absorption des **Chlorophylls** ist wellenlängenabhängig und besitzt Maxima im Bereich von 430 bis 454 nm und 626 bis 688 nm (je nach Chlorophyll-Typ *a*, *b*, *c* oder *d*). Der Wert der Absorption des Chlorophylls ist außerdem abhängig von der Phytoplankton-Konzentration (*C*). Durch die Multiplikation des spezifischen Absorptionskoeffizienten des Chlorophylls [m⁻¹] mit der Konzentration des Chlorophylls [µg l⁻¹] erhält man den Gesamtbetrag der Absorption. In der Realität unterscheiden sich allerdings die Spektren der unterschiedlichen Phytoplankton-Arten und deren absorbierende Pigmente wie Chlorophyll, Phäophytin und Carotinoid. Liegt keine spezifische Untersuchung zur Artenzusammensetzung vor, so empfiehlt Gege (1994, 2015) mit den oben dargestellten Spektren (Abbildung 2.6) zu modellieren und die Summe der einzelnen Arten-Konzentrationen zu verwenden.

Die **Gelbstoff**-Absorption ist ebenfalls das Produkt der Konzentration (*Y*) und des wellenabhängigen spezifischen Absorptionskoeffizienten. Das Absorptionsspektrum (Abbildung 2.6) kann wie folgt

berechnet werden (Nyquist 1979; Bricaud et al. 1981, nach Gege 2015):

$$a_Y^*(\lambda) = e^{-S \cdot (\lambda - \lambda_0)} \quad (2.17)$$

S entspricht dem spektralen Anstieg, welcher empirisch aus den Messwerten des Gelbstoffs ermittelt werden kann (oder der Literatur entnommen wird), und λ_0 gibt die Referenz-Wellenlänge des normalisierten⁶ Absorptionskoeffizienten (hier $\lambda_0 = 440$ nm) an. Der in Abbildung 2.6 verwendete Anstieg beträgt $0,014 \text{ nm}^{-1}$.

Detritus fasst die abgestorbenen, zerfallenden organischen **Schwebstoffe** zusammen. Er ist ein biologisches Zerfallsprodukt und daher abhängig von der Entwicklung des Phytoplanktons. Zusätzlich kann es durch kontinentale Zuströme sowie atmosphärische Austauschprozesse eingetragen werden (Zimmermann 1991, Gege 2015). Die Berechnung des Absorptionsspektrums verhält sich wie die Berechnung beim Gelbstoff, mit den Parametern $\lambda_0 = 440$ nm sowie $S = 0,008 \text{ nm}^{-1}$ (Doerffer und Schiller 2007, nach Gege 2015).

2.4.2.3 Streuung

Die Streuung des Wasserkörpers wird im WASI durch die Berücksichtigung der Streuung von Wasser ($b_{b,W}$) und zwei Arten von Schwebstoffen ($b_{b,Mie}$ und $b_{b,X}$) beschrieben:

$$b_b(\lambda) = b_W(\lambda) + X \cdot b_X^* \cdot b_X(\lambda) + C_{Mie} \cdot b_{Mie}^* \cdot \left(\frac{\lambda}{\lambda_S}\right)^n \quad (2.18)$$

Wasser streut wesentlich weniger als es absorbiert. Die Größe der Streuung, hängt von der Salinität des Wassers ab. Je höher die Salzkonzentration, desto höher die Streuung. Berechnet wird der Streukoeffizient des Wassers nach Morel (1974; nach Gege 2015).

Nach der MIESchen Theorie gehen die charakteristischen Streueigenschaften von Schwebstoffen auf die Abhängigkeit vom komplexen Brechungsindex und vom Teilchendurchmesser zurück. Dies kommt in dem spezifischen Streukoeffizienten b_{Mie}^* zur Geltung und folgt dem *Angström-Gesetz* mit dem Koeffizienten $(\lambda/\lambda_S)^n$. Den dritten Teil der Gleichung für die Gesamtstreuung macht der

⁶ Unter dem Begriff der *Normalisierung* versteht man die Aufbereitung der Daten mit dem Ziel der Vergleichbarkeit, da die Daten mit unterschiedlichen Sensoren, unter bestimmten Beleuchtungs- und Beobachtungswinkeln sowie spezifischen Atmosphären- und Gewässerzuständen erhoben wurden (Schneider und Zimmermann 2004).

wellenlängenabhängige spezifische Streukoeffizient b_x^* aus.

Festzuhalten bleibt, dass erstens die Absorption zur Bestimmung der Konzentration von Wasserinhaltsstoffen im Vergleich zur Streuung eine wesentlich wichtigere Rolle spielt (Gege 1994) und zweitens, dass das Phytoplankton sowie der Gelbstoff eine größere Bedeutung für die Absorption haben und der Schwebstoff der wichtigste Parameter für die Streuung ist.

2.5 Referenzmethoden zur Bestimmung der Wassertiefe

2.5.1 Die Lotmessung

Die einfachste Methode zur Bestimmung der Wassertiefe ist die Lotmessung. Hierbei wird ein Maßband zu Wasser gelassen. Die Wassertiefe kann direkt abgelesen und somit bestimmt werden. Die Herausforderung für eine möglichst exakte Messung ist die senkrechte Ausrichtung des Maßbands Richtung Grund. Diese Methode ist in Form der Messung mit der Secchi-Scheibe durchgeführt worden, sofern die Sichttiefe größer als die Wassertiefe war ($z_B \leq z_S$).

2.5.2 Das Sonar

Ein Sonargerät sendet elektroakustische Signale zur Ermittlung von Wassertiefen aus. Schallwellen werden durch ein Sonar emittiert und vom Gewässergrund reflektiert. Die ermittelte Zeit zwischen Impulssendung und Detektion der reflektierten Schallwelle am Sonar dient der Berechnung der Wassertiefe. Die berechnete Wassertiefe z_B [m] ist abhängig von der gemessenen Zeit t [s] und von der Geschwindigkeit c_s [m/s] der Schallwelle. Bei Schallwellen handelt es sich um Raumwellen. Diese Raumwellen können durch verschiedene Medien, wie z.B. Luft oder Wasser, transportiert werden. Dabei findet folgender Prozess auf molekularer Ebene statt: In einem Wasserkörper haben Teilchen einen mittleren Abstand zueinander. Die Schallwelle erzwingt eine lokale Verdichtung, der Teilchenabstand wird geringer. Das betroffene Teilchen schwingt in einem Bereich mit geringerem Druck aus. Dadurch findet an der ursprünglichen Stelle, die das Teilchen innehatte, eine Druckentlastung statt. Die Schallwelle versetzt mit einer zeitlichen Verzögerung auch anliegende Teilchen in Bewegung. Diese Erregung setzt sich mit einer bestimmten Schallwellengeschwindigkeit, die von der Dichte abhängig ist, durch das Medium fort (Stroppe 2012). Die Schallgeschwindigkeit ist im Wasser nur unter homogenen Dichteverhältnissen konstant. Diese Tatsache wird von den meisten Sonargeräten nicht berücksichtigt, führt aber in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle zu keinen nennenswerten Fehlern.

2.5.3 Bewertung der Messgenauigkeiten der Verfahren

Die bedeutendste Fehlerquelle bei der Lotmessung besteht in der Möglichkeit, durch das Abtriften des Schiffs die Wassertiefe nicht senkrecht zu messen. Statt einer zu messenden Kathete wird so eine Hypotenuse zwischen Schiff und Meeresboden gemessen. Dieser Effekt ist durchaus realitätsnah: trifft ein Schiff einen Meter bei einer realen Wassertiefe von 6 m, so wird die Wassertiefe 8 cm tiefer geschätzt; bei 2 m Trift sind es bereits 32 cm.

Bei der Tiefenmessung mit dem Sonar ist der wichtigste Einflussfaktor die Dichte des Wasserkörpers. Die Dichte hängt in erster Linie von der Temperatur und in zweiter Linie vom Salzgehalt ab. Zum Zeitpunkt der Messungen, bei beginnendem Frühling, sollte die Temperatur im gesamten Wasserkörper um die 7 °C betragen. Die Messgenauigkeit ist in diesem Fall von hoher Güte. Bei geschichteten Temperaturprofilen können Sonargeräte, die mit einer konstanten Temperatur rechnen, so Fehler im Dezimeterbereich produzieren (für Wassertiefen von bis zu 13 m) (Stolz 2013).

Dennoch zeichnet beide Messmethoden eine hohe Genauigkeit aus. So fällt die Beurteilung der Geräte für lokale in-situ-Messungen positiv aus. Problematischer wird die Anwendung für die Untersuchung großer Gebiete. Hierfür scheidet die Lotmessung komplett aus. Der notwendige Aufwand erlaubt keine effiziente Datenerhebung. Gute Sonargeräte haben dagegen einen breiten Messbalken und können so große Flächen messen. Dies befähigt sie allerdings immer noch nicht, ohne einen großen Einsatz von finanziellen Mitteln, sehr weiträumige Gebiete zu vermessen. Insbesondere Änderungen innerhalb von wenigen Jahren sind auf einer regionalen oder gar globalen Skala so nicht zu erfassen. Für beide Messmethoden gilt zusammengefasst: Vorteile in der Genauigkeit, mit Abstrichen bei temperaturgeschichteten Wasserkörpern (Sonar) und Strömungen (Lotung), Nachteile in der flächenhaften Anwendung.

3 Material und Methoden

3.1 Datenerhebung

Mitte April 2016 fand die Messkampagne zur Erhebung der für diese Arbeit notwendigen Daten in der Wismarer Bucht statt (Kalenderwochen 15 und 16). Dieser Zeitraum wurde gewählt, um eine geringe Konzentration von Wasserinhaltsstoffen, insbesondere Phytoplankton, vorzufinden (Tischler 1990, Hübner 2014) und eine statistisch möglichst hohe Wahrscheinlichkeit auf Sonnenstunden zu haben. Um die Messungen auf See durchführen zu können, wurde ein Kutter gechartert: die *MS Vorwärts* (Abbildung 3.1) mit Heimathafen Timmendorf auf der Insel Poel. Da mehrere Messungen zur gleichen Zeit durchgeführt werden mussten, stellte das DLR ein fünfköpfiges Messteam zusammen, bestehend aus Mitarbeitern des Instituts für Methodik der Fernerkundung, Arbeitsgruppe Photogrammetrie und Bildanalyse in Berlin.



Abbildung 3.1: Die MS Vorwärts.

Parallel gab es weitere Gruppen, die Messungen für einen möglichst umfangreichen Datensatz durchführten. Ein Team aus Oberpfaffenhofen führte die Messungen im Flachwasser durch, was durch den geringeren Tiefgang ihres Schiffes ermöglicht wurde, ein weiteres Team der Technischen Universität München fuhr eine vorher festgelegte Strecke mit dem Echolot ab. Außerdem wurde eine Befliegung mit einem HySpex-Sensor durch das DLR durchgeführt. Die Auswertung von Wasserproben erfolgte im Labor des Helmholtz Zentrums Geesthacht (HZG).

Die entscheidenden Kriterien für die Durchführung der Messkampagne waren wenig Wind, d.h. keine bis niedrigen Wellen, und ein möglichst geringer Bewölkungsgrad. Auf Grund dieser Voraussetzungen war es lediglich an zwei Tagen im Kampagnenzeitraum möglich zu messen (am 13. und 14. April). Am 12. April wurden Probemessungen im Hafen Timmendorf durchgeführt. In der Planungsphase wurden die Messrouten festgelegt. Route B1 im offenen, tiefen Gewässer sollte am ersten Tag, Route B2 am zweiten Tag abgefahren werden. Durch die zunehmend stürmischere Wetterlage wurde die erste Route durch eine dritte ersetzt, deren Messpunkte sich im Schutz der Bucht befanden. Die Nomenklatur für

die einzelnen Messstationen erläutert sich an Hand der folgenden Beispiele:

B2-03_Rrs_2 Messteam Berlin, Route B2 (13.04), die dritte Messstation, Messung der remote sensing reflectance in zwei Metern Wassertiefe.

B3-06_Ed_5.01 Messteam Berlin, Route B3 (14.04), die sechste Messstation, Messung der abwärtsgerichteten Irradianz in fünf Metern Wassertiefe, die zweite (.01) Messung.

Im Folgenden werden die Messstationen allgemein, die in-situ-Messungen auf dem Kutter, sonstige Messungen, die im Rahmen der Kampagne stattfanden und der Ablauf der Messungen beschrieben.

3.1.1 Messstationen

Eine Messstation ist der Bereich, an dem ein Datenpaket vollständig erfasst wurde (Durchführung aller unter 3.1.2 beschriebenen in-situ-Messungen). Da während der Messungen der Kutter nicht ankerte, sondern trieb, kann nur annäherungsweise von einer Punktmessung gesprochen werden, streng genommen allerdings nicht, weswegen die Bezeichnung Messstation gewählt wurde. Unter dem Begriff Messpunkt wird hier lediglich die Durchführung einer einzelnen Messung verstanden, beispielsweise das Messen der optischen Signale in drei Meter Tiefe. Die Messstationen wurden so festgelegt, dass eine möglichst gleichmäßige Verteilung an Wassertiefen erreicht wurde. Außerdem wurde anhand einer Karte der Sedimentverteilung versucht, die Variabilität des Untergrunds im Kampagnengebiet zu erfassen. Die tatsächlichen Messpositionen wurden vor Ort leicht an die Gegebenheiten angepasst. Abbildung 3.2 visualisiert die Schiffsroute sowie die Messstationen.

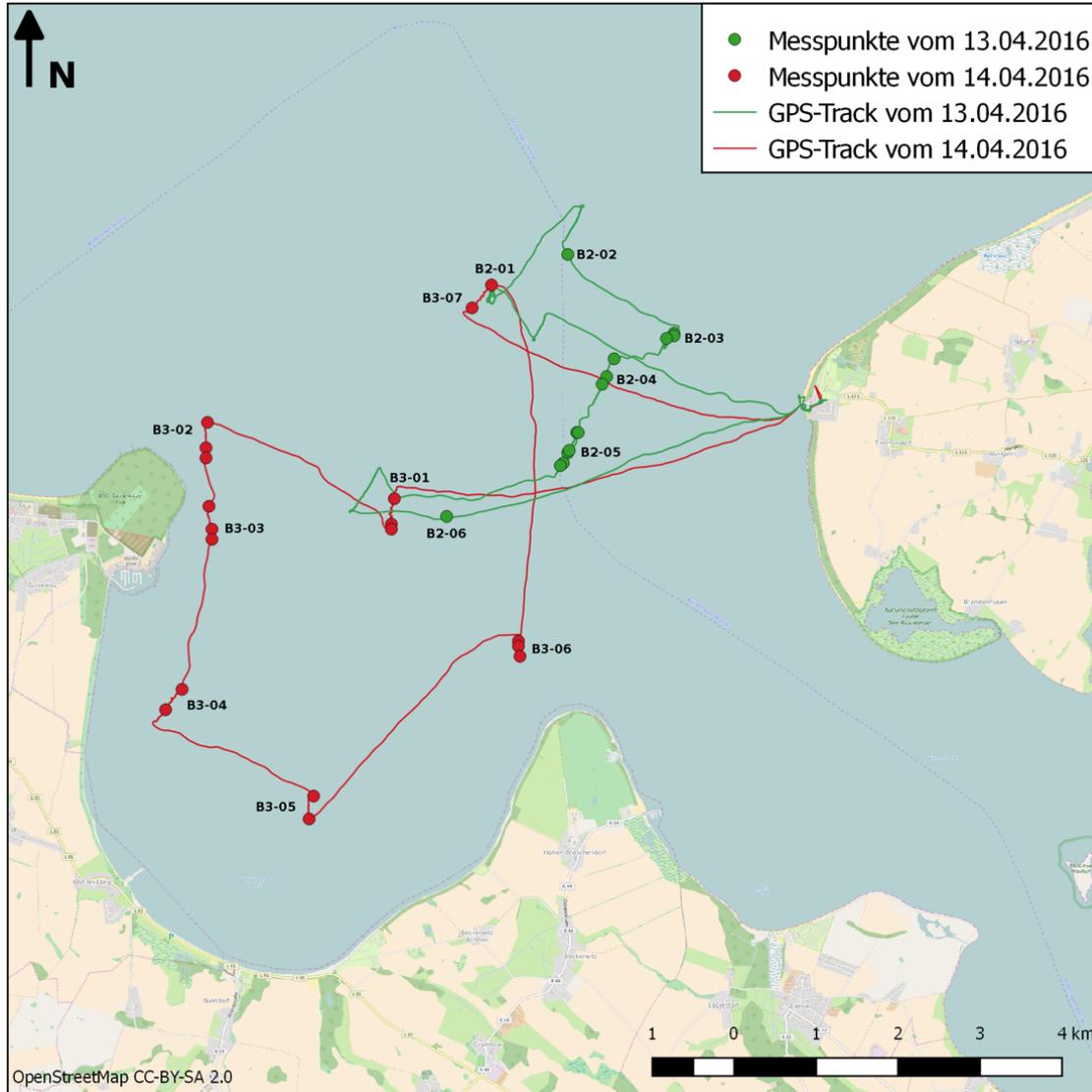


Abbildung 3.2: Übersicht der Messstationen in der Bucht von Wismar; die Punkte entsprechen den Orten der Sonarmessung an einer Messstation; Quelle: OpenStreetMap.

3.1.2 In-situ-Messungen

3.1.2.1 Tauchspektrometer MMS-5

Das Herzstück der Messkampagne war das **Tauchspektrometer MMS-5** (Abbildung 3.3). Es handelt sich um eine Anfertigung des DLR. Der Sensor besitzt eine Diodenzeile von Zeiss (MMS-1). Der Spektralbereich geht von 305 nm bis 1135 nm, die spektrale Bandbreite liegt zwischen 8 nm und 12 nm und die Sampling-Distance, daher der Wellenlängenabstand zweier Diodenpunkte auf der Messzeile, bei ca. 3,3 nm (Diodeneigenschaft). Das Tauchspektrometer dient zur Vermessung des Unterwasserstrahlungsfeldes sowie den daraus ableitbaren inhärenten optischen Eigenschaften. Das MMS-5 misst die skalare Irradianz (abwärts und aufwärts) mit einer Diffusorhalbkugel (Kalotte) und die

vektorielle Irradianz (abwärts und aufwärts) mit Hilfe einer ebenen Diffusorscheibe. Außerdem ist es möglich, die aufwärtsgerichtete Radianz auf einer ebenen Quarzglasscheibe zu messen. Für die Modellierung wurde die abwärtsgerichtete, vektorielle Irradianz sowie die aufwärtsgerichtete Radianz verwendet. Die Bedienung des Geräts erfolgt idealerweise durch drei Personen. Zwei steuern und protokollieren die Messung, der Dritte stellt über eine Winde die entsprechenden Tiefen ein. Die Integrationszeit wird für jede Messung beleuchtungsabhängig eingestellt. Um ein Profil des Wasserkörpers zu erstellen, werden Messungen in unterschiedlichen Wassertiefen durchgeführt. Die ersten Messwerte wurden an der Wasser-Luft-Grenzfläche aufgezeichnet. Dabei ist das Instrument halb eingetaucht, um so die abwärtsgerichtete Irradianz über Wasser und die aufwärtsgerichtete Radianz und Irradianz unter Wasser zu messen. Danach wurden Messungen in 50 cm-Abständen bis in eine Wassertiefe von 3 m Tiefe durchgeführt, um danach die Messungen in 1 m-Schritten fortzuführen.

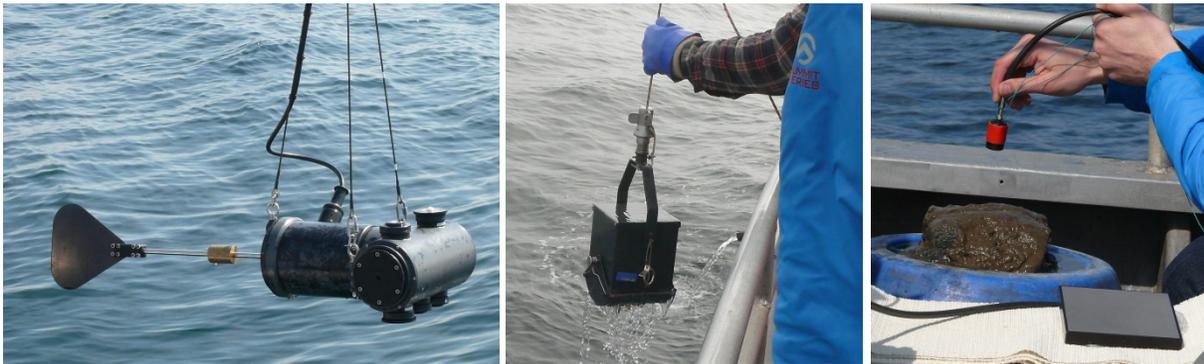


Abbildung 3.3: Tauchspektrometer MMS-5 (links); Ekman-Birge-Probennehmer (Mitte); Bodenproben wurden mit einem Ibsen Spektrometer vermessen, im Bild-Vordergrund liegt eine Grauscheibe für den Abgleich des Ibsen (rechts); Fotos: Birgit Gerasch.

3.1.2.2 Wasserinhaltsstoffe

Am ersten Messtag wurde an jeder Messstation eine Wasserprobe genommen, am zweiten Messtag wurde an vier von sieben Messstation das Wasser beprobt (B3-01, B3-02, B3-03, B3-06). Das Wasser wurde aus einem Meter Wassertiefe entnommen. Die Wasserproben wurden auf den Chlorophyllgehalt, die Gelbstoffabsorption und den Schwebstoffgehalt untersucht.

Das HZG übernahm die Analyse der Wasserproben. Die Übergabe der Kanister mit den Wasserproben erfolgte nach Einfahrt in den Hafen. Das Wasser wurde im Labour filtriert und anschließend mit unterschiedlichen Verfahren (PsiCam, Spektrophotometer) bezüglich seiner Absorbptions- und Streueigenschaften untersucht.

3.1.2.3 Boden: Ibsen-Spektrometer

Zur Bestimmung der spezifischen Ostseebodenspektren wurde für jede Messstation eine Sedimentprobe mit dem Ekman-Birge-Probennehmer vom Grund geholt (Abbildung 3.3). Anschließend wurde die Bodenprobe mit dem *Ibsen Spectrometer FREEDOM VIS FSV-305* optisch vermessen (Abbildung 3.3). Der Spektralbereich des Ibsen-Spektrometers reicht von 360 nm bis 830 nm, die Sampling-Distance beträgt 1,8 nm. Jede Bodenprobe wurde wie folgt detektiert: als Erstes wurde der Sensor mit geschlossener Optik ausgelöst, um den Dunkelstromwert zu messen; anschließend wurde eine Grauscheibe anvisiert, die eine geeichte Reflektanz von 10 % besitzt, um das Gerät zu kalibrieren; schließlich wurde die Sedimentprobe fünf bis acht Mal unter verschiedenen Winkeln vermessen. Dieses Verfahren wurde mehrmals für jede Bodenprobe wiederholt.

3.1.2.4 Sonar

Auf dem Schiff wurde mit dem Sonar798c des Herstellers *Humminbird* gemessen. Die Wassertiefe wurde am Anfang, in der Mitte und zum Ende jeder Messstation gemessen. Da der Kutter triftete, musste zwischen den Punktmessungen des Sonars linear interpoliert werden. Humminbird macht trotz mehrfacher Nachfrage keine Angaben über die Messgenauigkeit seiner Geräte. Für eine exakte Bestimmung der Wassertiefe ist es von großer Bedeutung, mindestens die aktuelle Temperatur des Wassers in die Berechnung einfließen zu lassen, noch besser würde die Berechnung der Wassertiefe unter Berücksichtigung des exakten Temperaturverlaufs ausfallen, denn die Temperatur beeinflusst die Geschwindigkeit der Schallwellen deutlich. Humminbird (2009, S. 186) scheint allerdings die Geschwindigkeit der Schallwellen als konstant anzunehmen "Distance can be determined because the speed of sound in water is constant, and the time for the signal to return is measured", diese Tatsache wurde in der Auswertung berücksichtigt.

3.1.2.5 Secchi-Scheibe

Mit einer Secchi-Scheibe wurde die Sichttiefe (z_s) gemessen. Die Scheibe mit den vier abwechselnd schwarz und weiß lackierten Segmenten wurde an einem Seil mit Längenmarkierung bis exakt zu jenem Punkt ins Wasser hinunter gelassen, bis man sie nicht mehr sah. Auf Grund des vorhandenen, wenn auch geringen Wellengangs liefert die Secchi-Scheibe Werte mit einer Genauigkeit von ca. ± 10 cm. Bei einer starken Trift kann der Fehler weiter anwachsen, weil das Seil dann nicht mehr lotrecht im Wasser hängt.

3.1.3 Weitere Daten und Messungen

3.1.3.1 Tiefenkarten

Um eine weitere Vergleichsgröße der Meerestiefe zu haben, wurden die bathymetrischen Daten des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH 2016a) ausgewertet. Die Daten wurden zwischen 1994 und 2001 erhoben. Die räumliche Auflösung variiert zwischen 50 m und 200 m. Mit Hilfe von QGIS (Version 2.14) konnten die BSH- mit den Sonar- sowie den berechneten WASI-Wassertiefen anhand der Koordinaten der Messungen verglichen werden.

3.1.3.2 Gesamter Datensatz: MCS-3, Ozon-Messungen, Flugzeug- und Satellitenaufnahmen

Der vollständige Datensatz beinhaltet weitere Messungen. Dazu gehören die mit dem Sonnenphotometer (*Solar Light Microtops*) gemessenen Ozon- und Wasserdampfkonzentrationen der Atmosphäre, welche für die Atmosphärenkorrektur von Bedeutung sind, sowie die Reflektanz des Wasserkörpers an der Oberfläche (berechnet aus E_d und L_u). Hierfür wurde ein Spektrometer namens *MCS-3* verwendet. Es ist wie das *MMS-5* ein Eigenbau des DLR und beinhaltet die Diodenzeile *MCS-3* von *Zeiss*. Ihr Spektralbereich reicht von 190 bis 1020 nm, die Bandbreite liegt bei 2 - 3 nm und die Sampling-Distance bei 0,8 nm. Während eines Überflugs über die Wismarer Bucht am 21.04.2016 wurden Hyperspektraldaten mit dem HySpex-Sensor VNIR-1600 aufgenommen, welcher eine flächenhafte Aufnahme mit 2 m Auflösung, in Teilgebieten mit 0.5 m Auflösung, durchführte. Diese Daten spielen im Rahmen dieser Arbeit keine Rolle.

3.1.4 Ablauf und Wetterbedingungen

Der Ablauf der Messungen auf dem Kutter sah wie folgt aus: als Erstes wurde die geplante Messposition angefahren und der Kutter ausgerichtet (Geräte Richtung Sonne, keine Beschattung durch die Bootswand); dann wurden die Rahmenbedingungen protokolliert, daher Fotos von Himmel und Wasser gemacht, sowie die Sichtbedingungen (Wolkenbedeckung, Temperatur, Luftdruck) und die Koordinaten notiert; anschließend begann das eigentliche Messprogramm: Tauchgang mit dem Spektrometer *MMS*, parallel und kontinuierlich die Überwasser-Messung des *MCS*, Ermittlung der Secchi-Tiefe, Schöpfen der Wasserprobe, Verwahrung und Beschriftung, Entnahme der Bodenprobe und deren radiometrische Vermessung; die Wassertiefe sollte durch das Sonar zu Beginn, in der Mitte und am Ende der Messung ermittelt werden. Eine Messstation in dieser Form durchzuführen, dauert zwischen 30 und 45 min.

Die Wetterbedingungen waren am ersten Messtag (B2) bis ca. 11 Uhr neblig und diesig, was zwar nicht ideal ist, allerdings besser als ein ständig wechselnder Bewölkungsgrad, da die Amplitude der Strahlungsintensität so relativ konstant bleibt. Anschließend klarte es auf. Am zweiten Tag (B3) war es von Anfang an sonnig. Ab und an gab es vereinzelt Wolken am Himmel. Insgesamt war der zweite Tag günstiger für Messungen.

3.2 Methoden der optischen Modellierung

3.2.1 Das biooptische Modell

Das in WASI verwendete biooptische Modell zur Berechnung der Parameter und Spektren stammt von Albert (Albert und Mobley 2003, Albert 2004; nach Gege 2008) und beinhaltet analytische Gleichungen zur Beschreibung des Strahlungsfeldes von Mobley (Mobley et al. 1993, Mobley 1994). Das Modell ist auf Flachwasserbereiche ausgelegt, das bedeutet, dass der Untergrund Einfluss auf die Ergebnisse hat. Die **Wassertiefe** (z_B) wird durch Umstellung folgender Gleichung berechnet (Gege 2008):

$$R_{rs}(\lambda, z_b) = R_{rs}^-(\lambda) \cdot [1 - 1,1576 \cdot e^{-(K_d(\lambda) + k_{uw}(\lambda)) \cdot z_B}] + 1,0389 \quad (3.1)$$

$$\cdot R_{rs}^b(\lambda) \cdot e^{-(K_d(\lambda) + k_{ub}(\lambda)) \cdot z_B}$$

Ausgangspunkt ist die im Kapitel *Scheinbare optische Eigenschaften*: Irradianz, Radianz und eingeführte **remote sensing reflectance**. Der erste Term der rechten Seite beschreibt den Einfluss des Wasserkörpers, der zweite Term den Einfluss der Bodenreflexion. Im ersten Term ist der aufwärtsgerichtete Dämpfungskoeffizient (siehe Kapitel 2.4.1.2) des Wassers von Bedeutung, beim zweiten der des Bodens. Außerdem ist auf beiden Seiten der abwärtsgerichtete Dämpfungskoeffizient der Irradianz relevant (Formel (2.14)).

3.2.2 Die Auswahl der Bodenspektren

Der Dämpfungskoeffizient des Bodens beinhaltet die Absorptions- und Streuungseigenschaften des Meeresuntergrunds. WASI ermöglicht es, sechs Bodenspektren, also deren charakteristische Reflexion der elektromagnetischen Strahlung, einzulesen und in das Modell zu integrieren. Für die Bodenreflexionen werden bei der Anwendung von WASI die einzelnen Bodenspektren ($\rho_i(\lambda)$) durch eine Modellierung gewichtet ($f_{A,i}$; areal fraction of bottom surface part i):

$$\rho(\lambda) = \sum_{i=1}^6 f_{A,i} \cdot \rho_i(\lambda) \quad (3.2)$$

Um das ostseespezifische Sediment zu berücksichtigen, wurden an jeder Messstation Sedimentproben optisch vermessen. Diese Ergebnisse sollen die im WASI standardmäßig integrierten Spektren ersetzen. Lediglich ein Spektrum bleibt bestehen, und zwar das Spektrum, welches über den gesamten Wellenlängenbereich eine Reflektanz von 10 % besitzt. Dieses graue Spektrum dient einer zusätzlichen Skalierung. Für die zu ersetzenden Spektren wurden Spektren ausgewählt, die für den gesamten Datensatz repräsentativ sind. Dies geschah mit einer überwachten Klassifikation. Dabei zielte die Auswahl dieser Spektren darauf, mit den fünf Spektren, die in WASI integrierbar sind, möglichst alle im Datensatz vorhandenen Spektren optimal rekonstruieren zu können. Hierfür wurden alle Spektren nach ihrer Ähnlichkeit in fünf möglichst unterschiedliche Cluster zusammengefasst und das im Zentrum des Clusters stehende Spektrum ausgewählt. Überwacht wurde die Repräsentation der Heterogenität der unterschiedlichen Sedimenttypen in der Auswahl. So sollen sowohl die Spektren eines Sandbodens, eines dunklen Bodens sowie eines Sediments mit organischer Auflage in der Auswahl garantiert sein. Im Ergebnis lassen sich mit den ausgewählten Spektren, über eine Kombination zu einem sogenannten Mischspektrum alle Spektren darstellen. Die konkrete Zusammensetzung der Bodenspektren über $f_{A,i}$ wird mit Hilfe von WASI modelliert.

3.3 Berechnung der realen Wassertiefen mit WASI

3.3.1 Arbeitsschritte in WASI

Als zweite Methode zur Prüfung der Modellgenauigkeit wurde der während der Messkampagne erhobene Datensatz zur Bestimmung der Wassertiefe verwendet (der Datensatz wurde in Kapitel 3.1 Datenerhebung beschrieben). Die Wassertiefe wurde mit Hilfe von WASI berechnet und mit der Sonarmessung verglichen. Die Methode ist daher ein Vergleich zwischen berechneter Wassertiefe und realer Wassertiefe. Verwendet wurden in erster Linie die gemessenen Spektren aus einem Meter Wassertiefe, da das Prozessieren möglichst nah an der Wasseroberfläche dem Rahmen einer zukünftigen Beobachtung mit flugzeug- und satellitengestützten Fernerkundungsdaten am nächsten kommt. Die Inversion der gemessenen Spektren wurde in WASI systematisch wie folgt durchgeführt:

- I. Das gemessene Spektrum wird eingelesen und die gemessenen Wasserparameter werden eingestellt. Zur Orientierung werden die Ausgangsdaten modelliert und dargestellt.
- II. Anschließend werden erste *manuelle* Anpassungen der Bodenzusammensetzung vorgenommen. Ziel ist es, eine gute Anpassung an das gemessene Spektrum aber keine bestmögliche zu erreichen. Würde man nicht anpassen, sondern WASI selbstständig prozessieren lassen, hätte man zwar eine lokal bestmögliche Anpassung, aber der Spielraum für

das Anpassen der Wasserparameter würde sich zu stark verringern.

- III. Im nächsten Schritt werden die Wasserparameter sowie die Messkopf- und Wassertiefe invertiert. Sollten die generierten Werte der Parameter über +10 % oder unter -10 % der gemessenen Werte liegen, werden diese auf plus beziehungsweise minus 10 % zurückgesetzt. Diese Limitierung wurde aufgrund des Problems der Mehrdeutigkeit durchgeführt und gilt nicht für die Zielgröße, daher für die Wassertiefe.
- IV. Anschließend kommt es zur bestmöglichen Anpassung der Bodenspektren an das gemessene Spektrum (WASI-Prozessierung).
- V. Die Schritte III und IV werden iterativ bis zum Erreichen eines zufriedenstellenden Ergebnisses wiederholt.

Um den Einfluss der Bodenzusammensetzung besser verifizieren zu können, wurde zusätzlich ein Messpunkt speziell auf diese Fragestellung hin untersucht. Dabei werden die gemessenen Parameter eingestellt und die Gewichtung der Bodenspektren manuell grob vorgenommen. Im weiteren Verlauf bleiben die gemessenen Parameter unverändert. Anschließend wird die Zusammensetzung der Bodenreflexion durch WASI auf ein Optimum berechnet, um schließlich die Qualität des Ergebnisses *vor* und *nach* der Modellierung der Zusammensetzung der Bodenspektren vergleichen zu können.

Da die Fluoreszenz einen relevanten Einfluss auf die Berechnung hat, aber aufwendig in der Bestimmung und hochvariabel im Wasserkörper ist, wurde der Wellenlängenbereich der Fluoreszenz (667 bis 693 nm) für die Methode des kleinsten Fehlerquadrats ausgeschlossen. Die Fluoreszenz spielt daher in der Modellierung keine Rolle.

3.3.2 Statistische Maße zur Bewertung der Modellgüte

Schließlich wurde die berechnete Wassertiefe mit der gemessenen Wassertiefe verglichen (prozentuale und absolute Differenz). Zusätzlich wurden zur Bewertung der Qualität der modellierten Spektren in Bezug auf das gemessene Spektrum verschiedene statistische Auswertungsgrößen angewendet:

- Der *normalized root-mean-square error* (NRMSE) ist der normalisierte mittlere quadratische Fehler:

$$nmrse = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_{fit} - y_{obs})^2}{n}}}{y_{obs,max} - y_{obs,min}} \quad (3.3)$$

Die Normalisierung erfolgt durch das Dividieren mit der Spannweite der gemessenen Werte. Die Differenz zwischen modelliertem und gemessenem Wert ($y_{fit} - y_{obs}$) nennt man Residuum. Kleine Werte deuten auf eine geringere Varianz der Residuen.

- Der *relative Fehler* (rF) ist die gewichtete Differenz des beobachteten (obs) mit dem modellierten Wert (fit) in Prozent:

$$rF = \left(\frac{y_{obs} - y_{fit}}{y_{obs}} \right) \cdot 100 \quad (3.4)$$

Er ist aussagekräftig hinsichtlich der Größe der Abweichung des gemessenen im Verhältnis zum modellierten Wert.

- Das *Bestimmtheitsmaß* der Regressionsgerade (R^2) ist ein Richtwert über den Grad der Korrelation der gemessenen und modellierten *remote sensing reflectance*. Ist der Wert des Bestimmtheitsmaßes $R^2 = 0$ (oder 0 %), bedeutet dies, dass es keinen linearen Zusammenhang gibt, hingegen kann für $R^2 = 1$ (oder 100 %) die Aussage getroffen werden, dass ein perfekter linearer Zusammenhang besteht. Der mathematische Ausdruck des Bestimmtheitsmaßes lautet (Kähler 2010):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_{fit} - y_{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (y_{obs} - \bar{y}_{obs})^2} \quad (3.5)$$

3.4 Sensitivitätsanalyse

Mit der Sensitivitätsanalyse prüft man den Einfluss einzelner Parameter auf das Modellergebnis. Es ist ebenfalls möglich, den Einfluss mehrerer Parameter in Kombination miteinander zu testen. Dies verkompliziert die Sensitivitätsanalyse aber deutlich, da eine valide Aussage über den Einfluss einzelner Parameter zu treffen deutlich erschwert wird. Aus diesem Grund wurden in dieser Studie in keinem Fall mehrere Parameter auf einmal verändert. Die zu untersuchenden Parameter waren die Konzentration des Chlorophylls, des Gelbstoffes und der Schwebstoffe, der Exponent der Gelbstoff-Absorption, die

Gewichtung der einzelnen Bodenspektren, sowie die Tiefe des Messkopfes (z).

Die Voraussetzung für eine Sensitivitätsanalyse ist das größtmögliche Wissen über das Zustandekommen eines Spektrums. Das ist in der Realität nicht so einfach. Keine Untersuchung wird alle Einflussfaktoren auf die Entstehung des gemessenen Spektrums erfassen können. Um dieses Problem zu lösen, behilft man sich mit einem sogenannten *synthetischen Spektrum*. Dieses Spektrum wird aus den Modellen zur Beschreibung des Strahlungstransports synthetisch produziert. Mittels solcher modellierten Spektren verfügt man über 100 % der für die Gestalt des Spektrums notwendigen Informationen. Es ist jederzeit exakt reproduzierbar. Im **1. Schritt** der Sensitivitätsanalyse wurde aus den gemessenen Spektren ein möglichst repräsentatives Spektrum ausgewählt. Durch die bestmögliche Anpassung der Parameter an jenes Spektrum (**inverse mode** of WASI), wurde die Voraussetzung für ein synthetisch berechnetes Spektrum gelegt. Zusätzlich wurden die gemessenen Wasserparameter zur Orientierung in der Anpassung einbezogen. Das Ergebnis sind realitätsnahe Parameter. Im **2. Schritt** wurde aus den ermittelten Parametern ein synthetisches Spektrum generiert (**forward mode** of WASI), das schließlich im **3. Schritt** wieder invertiert wird. Dabei wird allerdings die Bestimmung der Wassertiefe auf ihre Empfindlichkeit bezüglich eines Parameters geprüft. Dies funktioniert, indem man den zu untersuchenden **Parameter** innerhalb einer definierten Spannweite **variiert**, um dabei die Wassertiefe auf einen minimalen Fehler in der Abweichung zum synthetischen Spektrum zu modellieren. Schließlich wird das Ergebnis mit der bekannten – bei der Erstellung des synthetischen Spektrums verwendeten – Ausgangswassertiefe verglichen. Letztlich kann man sagen, baut man einen bekannten Fehler ein, um dessen Einfluss auf die Bestimmung der Wassertiefe zu prüfen. Diese Vorgehensweise wurde für drei Szenarien durchgeführt, für die die Sensitivität in verschiedenen Wassertiefen geprüft werden soll:

- I. Messkopf in ein Meter Wassertiefe: der Wasserkörper hat den größten Einfluss auf das Messsignal, Einfluss des Bodens dennoch vorhanden
- II. Messkopf in größtmöglicher Nähe zum Meeresboden: die Bodenreflexion hat den größten Einfluss auf das Messsignal
- III. In mittlerer Tiefe: sowohl der Boden als auch der Wasserkörper haben relevanten Einfluss auf das Messsignal

Die Szenarien drücken sich in der Wahl der gemessenen Spektren im ersten Schritt aus. Die Sensitivitätsanalyse wurde für alle drei Szenarien in einem Bereich von ± 10 % des zu prüfenden

Parameters durchgeführt (in 21 Schritten), zusätzlich wurde das Szenario I in der Spannweite von $\pm 100\%$ getestet. Dies dient zum einen dazu, den Verlauf der Fehlerentwicklung berechnen zu können und zum anderen, das Ausmaß jener Entwicklung zu erfassen. Der Anteil der Bodenspektren, die für das Erstellen der synthetischen Spektren keine Rolle spielten, deren ρ_i daher gleich null waren, wurden bis $\rho = 0,1$ (für den Bereich von $\pm 10\%$) beziehungsweise $\rho = 1$ (für $\pm 100\%$) variiert.

4 Ergebnisse

Im folgenden ersten Teil dieses Kapitels werden die gemessenen Werte der Ostseekampagne vorgestellt. Im zweiten und dritten Teil wird es um die Ergebnisse der Modellierung und Invertierung gehen. Die Daten wurden mit Hilfe von *R Studio*⁷ aufbereitet und teilweise grafisch präsentiert.

4.1 Messergebnisse

4.1.1 Bodenspektren, Wasserinhaltsstoffe und Referenzwassertiefe

Die fünf repräsentativen **Bodenspektren**, mit deren Hilfe man den gesamten Datensatz der Spektren möglichst optimal rekonstruieren kann, werden in Abbildung 4.1 präsentiert.

⁷ Version 0.99.896.

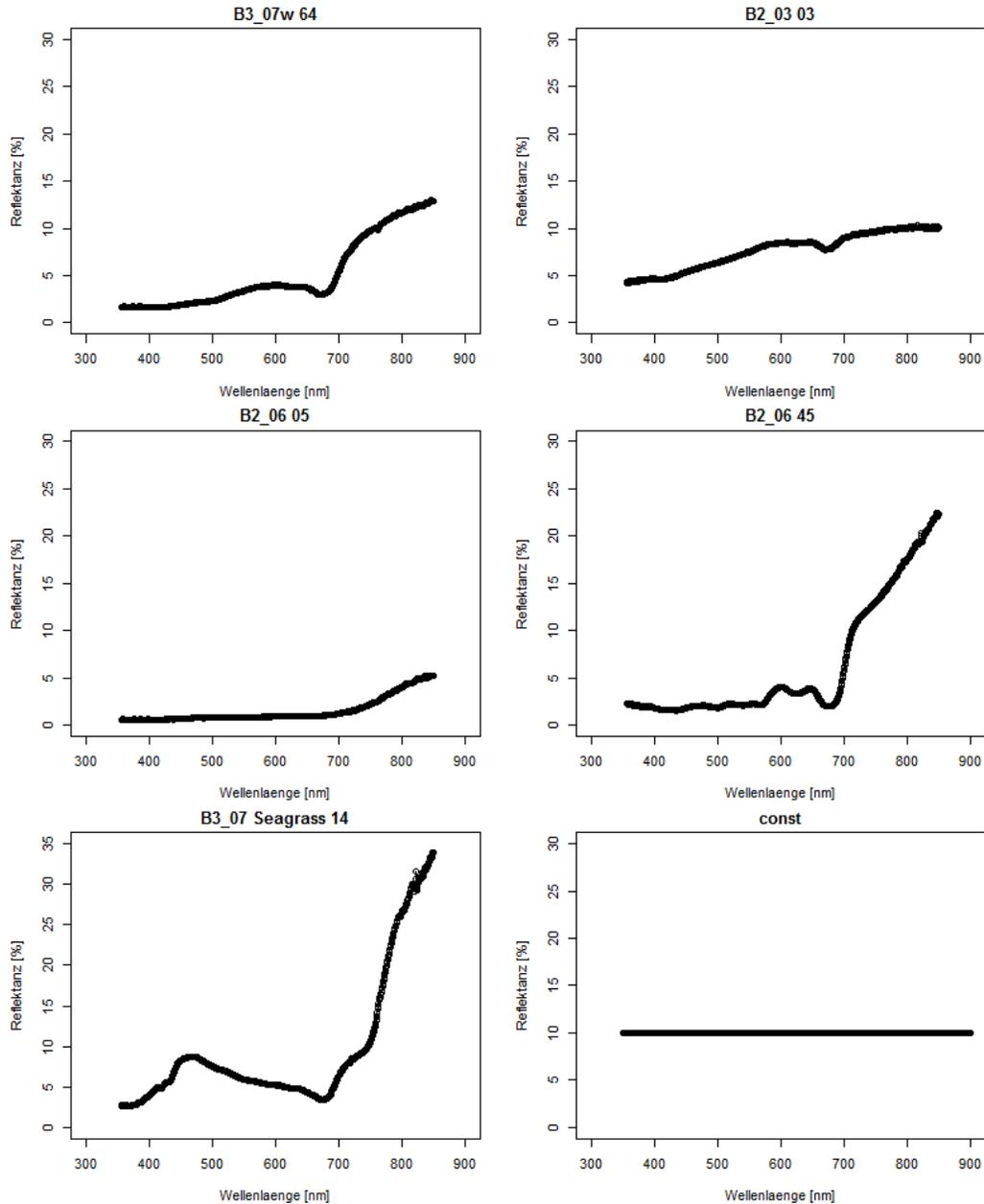


Abbildung 4.1: Die fünf durch die Klassifizierung ausgewählten Spektren (von oben links nach unten rechts abnehmender Beitrag zur Gesamtvarianz), sowie ein konstantes Grau-Spektrum (rechts unten)

Die Spektren B2-06 45 und B3-07 Seagrass 14 gehen auf Sedimente mit Vegetationsauflage zurück. Die Spektren B3-07w 64, B2-03 03 und B2-06 05 stellen ausschließlich Aufnahmen von Sedimenten dar⁸, ohne Auflage. Die durch Vegetation geprägten Spektren sind sich ab ca. 700 nm in ihrem Anstieg ähnlich, unterscheiden sich allerdings beim Grad der Reflektanz im blauen und roten Bereich. Unter Berücksichtigung angefertigter Fotos wird einerseits die organische Auflage auf den Bodensubstraten der Vegetationsspektren bestätigt und zusätzlich die Information des Spektrums B2-03 03 als ein Sand-

⁸ Im WASI werden die Bodenspektren wie folgt angesprochen: const entspricht $f_A[0]$, B3-07w 64 entspricht $f_A[1]$, B2-03 03 entspricht $f_A[2]$, B2-06 05 entspricht $f_A[3]$, B2-06 45 entspricht $f_A[4]$ und B3-07 Seagrass 14 entspricht $f_A[5]$.

Spektrum erlangt. Dieses hat große Ähnlichkeit zum im WASI standardmäßig verwendeten Sandspektrum. Vor der Integration der Spektren in WASI wurden der Einfluss der atmosphärischen O₂-Absorption (762,1 nm) auf die Werte durch Interpolation beseitigt. Die ursprüngliche Idee, durch eine stationstreue Verwendung des dort gemessenen Spektrums, einen Informationsgewinn für die gesamte Messstation zu erhalten, musste fallen gelassen werden. Durch die Trift des Schiffes sowie durch die hohe Heterogenität des Bodens konnten keine guten Ergebnisse erzielt werden. Stattdessen wurde eine anteilmäßige Bestimmung der jeweiligen Bodenzusammensetzung im WASI vorgenommen. So konnten deutlich bessere Ergebnisse produziert werden.

In Tabelle 4.1 sind die Messergebnisse der Wasserinhaltsstoffe zusammengefasst, welche die Eingangsbedingungen und Kontrollgrößen für die Modellierung darstellen. Für die fehlende Beprobung der Messstationen B3-04, B3-05 und B3-07 wurden die Mittelwerte des zweiten Messtages der jeweiligen Inhaltsstoffe verwendet.

Tabelle 4.1: Übersicht der Messergebnisse der Wassertiefen und Wasserinhaltsstoffe; dunkles Aquamarin kennzeichnet potenziell gut geeignete Messstationen zur Bestimmung der Wassertiefe in WASI, und helles Aquamarin mittelmäßig geeignete, ohne Einfärbung ungeeignete Messstationen.

	z_B [m]	z_{BSH} [m]	z_S [m]	C [$\mu\text{g/l}$]	X [mg/l]	Y [1/m]	S [1/nm]
B2-01	4,5	4,1	4,5	2,39	0,40	0,255	0,015
B2-02	13,0	12,7	4,3	1,74	0,53	0,249	0,016
B2-03	4,0	4,0	4,1	1,58	0,47	0,245	0,016
B2-04	8,0	8,3	4,8	1,95	0,43	0,244	0,016
B2-05	10,0	10,1	5,5	1,80	0,52	0,245	0,015
B2-06	9,4	9,3	5,5	1,11	0,59	0,247	0,016
B3-01	8,5	8,4	7,5	0,97	0,46	0,244	0,016
B3-02	5,5	5,5	5,8	0,26	0,17	0,251	0,015
B3-03	4,8	4,9	5,2	0,66	0,27	0,250	0,015
B3-04	8,6	8,6	6	0,83	0,31	0,248	0,015
B3-05	8,8	8,8	6	0,83	0,31	0,248	0,015
B3-06	5,3	5,3	5,2	1,43	0,34	0,249	0,015
B3-07	5,3	5,4	5,2	0,83	0,31	0,248	0,015

Der **Chlorophyllgehalt (C)** im Untersuchungsgebiet schwankt zwischen 2,39 $\mu\text{g l}^{-1}$ und 0,26 $\mu\text{g l}^{-1}$. Am ersten Messtag lag der Gehalt bei durchschnittlich 1,76 $\mu\text{g l}^{-1}$. Am darauffolgenden Tag ging der Chlorophyllanteil im Wasser auf im Mittel 0,83 $\mu\text{g l}^{-1}$ zurück. Im Schnitt war die Konzentration somit am ersten Tag mehr als doppelt so hoch. Der **Schwebstoffgehalt (X)** weist ebenfalls eine deutliche Spannbreite auf. Die Werte liegen hier zwischen 0,17 mg l^{-1} und 0,59 mg l^{-1} . Die Mittelwerte der einzelnen Tage liegen allerdings näher zusammen: 0,49 mg l^{-1} und 0,31 mg l^{-1} . Die gelöste, optisch

relevante Materie im Wasser, der **Gelbstoff (Y)**, schwankt hingegen kaum. Das Mittel für jeweils beide Messtage sowie der Durchschnitt für den gesamten Zeitraum liegen bei $0,248 \text{ m}^{-1}$. Ähnlich verhält es sich mit dem **Exponenten der Gelbstoffabsorption (S)**, der im Mittel bei $0,016 \text{ nm}^{-1}$ liegt. Allgemein wird aus den Daten ersichtlich, dass am ersten Tag die Konzentrationen höher lagen als am zweiten Tag, mit Ausnahme der Gelbstoffwerte, welche annähernd konstant blieben. Die Plausibilität der Messergebnisse wird durch die Literatur für die Region und die Jahreszeit bestätigt (BSH 2016b, Kowalczyk et al. 2005, Stedmon et al. 2000).

Zur Kontrolle der modellierten Wassertiefen wurden die mit Hilfe des Sonars **gemessenen Wassertiefen** (z_B) verwendet. Vorab wurden die Wassertiefen mit dem vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) erhobenen bathymetrischen Datensatz verglichen (z_{BSH}). Mit Hilfe von QGIS⁹ wurde der BSH-Datensatz implementiert, interpoliert und mit den gemessenen Sonarwerten verglichen (Abbildung 4.2). Am ersten Messtag divergieren die Tiefen lediglich um 2,72 % und am zweiten Tag gerade mal um 1,83 %. Der Unterschied in absoluten Zahlen liegt am ersten Messtag durchschnittlich bei 21 cm, am zweiten lediglich bei 5 cm. Über beide Tage hinweg unterscheiden sich die Wassertiefen um durchschnittlich etwa 13 cm. In vier von 13 Fällen ist der Messwert des BSH kleiner als der des Sonars, in neun Fällen größer (unter Berücksichtigung der zweiten Nachkommastelle). Insgesamt liegt die relative Abweichung bei 2 %. Dieser Vergleich zeigt die hohe Qualität der gemessenen Wassertiefen mit dem Sonar. Die Sonar-Wassertiefe ist daher valide. Sie dient im Folgenden als Referenzgröße und wird als *reale Wassertiefe* bezeichnet. Die Einschätzung über die Durchführbarkeit der Modellierung der Wassertiefen als „gut“, „mittelmäßig“ und „schlecht“ geeignet, wurde mit Hilfe der Secchi-Tiefe (z_S) vorgenommen. Für „gut“ eingestufte Messstationen musste die Secchi-Tiefe in etwa gleich oder kleiner als die mit dem Sonar ermittelte Wassertiefe sein ($z_B \leq z_S$).

⁹ Version 2.14.9 (LTR).

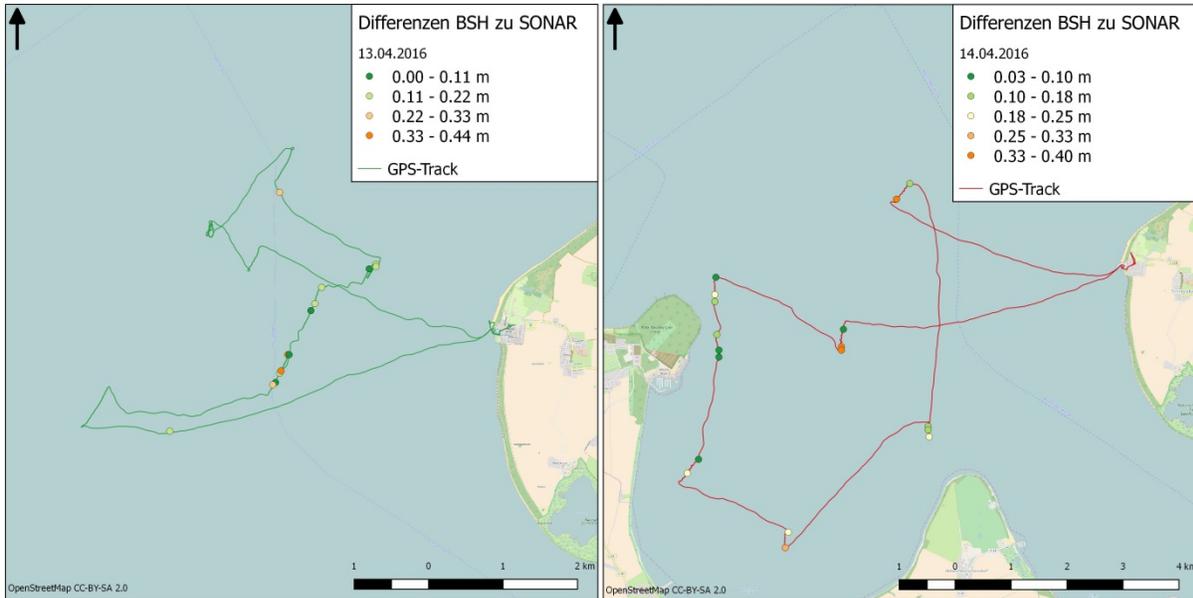


Abbildung 4.2: Vergleich der durch das Sonar gemessenen Wassertiefe mit der durch den BSH-Datensatz ermittelten Wassertiefe; links der Messtag B2-02; rechts der Messtag B2-03; Quelle: OpenStreetMap.

4.1.2 Optische Messungen

Mit dem Tauchspektrometer MMS-5 wurden 340 Messungen an 13 Messstationen durchgeführt. Dabei zeichneten die unterschiedlichen Sensoren 1700 Spektren auf, weitere 340 wurden daraus berechnet (R_{rs}). Ein Profil, also eine Messstation, wurde in der Regel zwei bis dreimal aufgenommen. Zur Auswertung kam nur ein Bruchteil der gemessenen Spektren, da in der Modellierung nicht mit Profilen gearbeitet wurde, sondern der Fokus auf die Messungen in einem Meter Wassertiefe gelegt wurde. Es kam zu keinen messtechnischen Komplikationen, bis auf eine Ausnahme. Beim Eintauchen des Spektrometers an der Messstation B3-06 kam es zu Problemen in der Stromversorgung. Diese konnten beim Auftauchen beseitigt werden. Deshalb wurden für B3-06 ausschließlich Daten des Aufwärtstauchgangs verwendet. An dieser Stelle soll die abwärtsgerichtete Irradianz und die aufwärtsgerichtete Radianz der Messstationen B2-03 und B3-06 exemplarisch dargestellt werden. Sie stehen repräsentativ für fast alle gemessenen Profile.

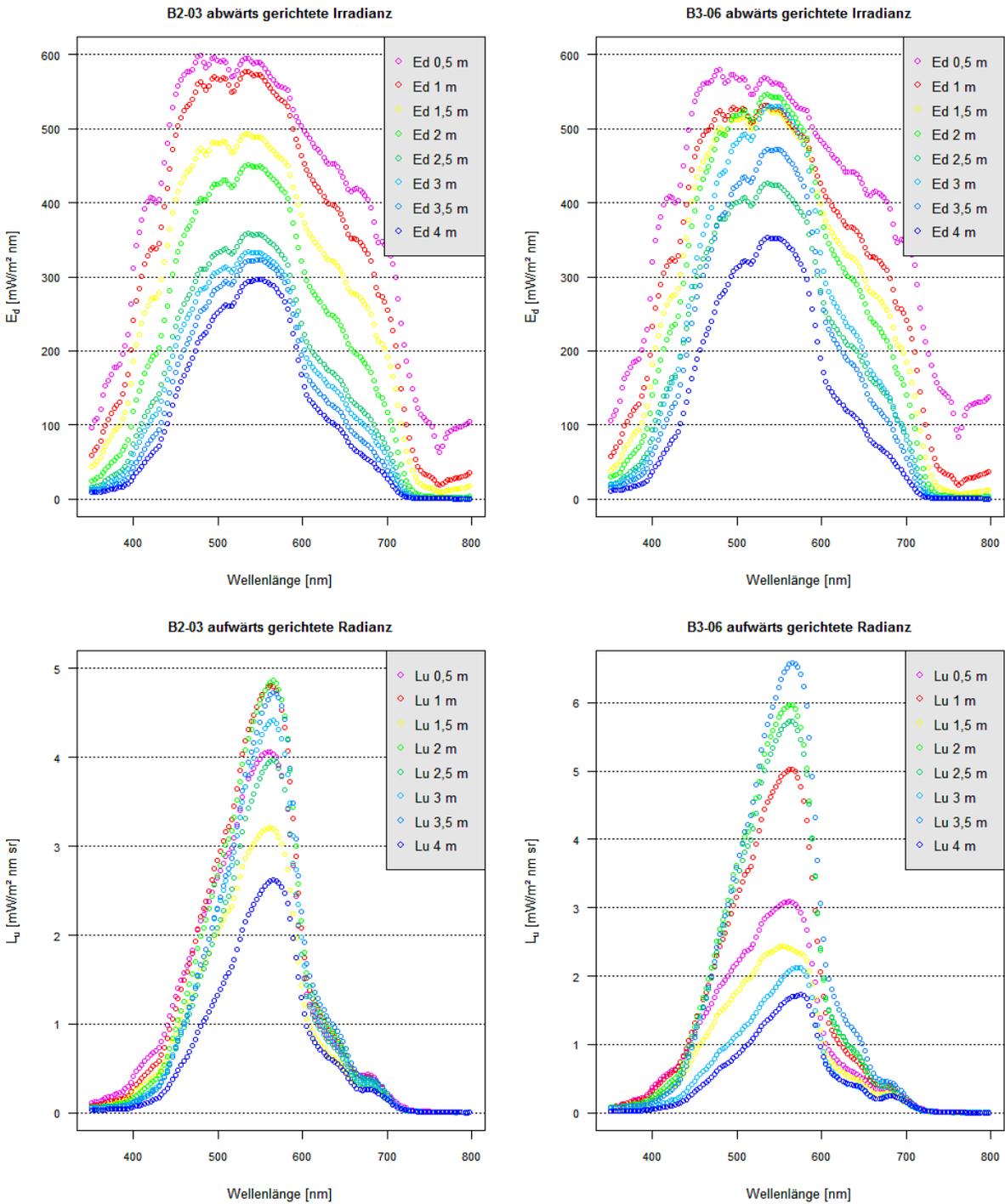


Abbildung 4.3: Darstellung von E_d (oben) und L_u (unten) der Messstationen B2-03 und B3-06; die Meterangabe in der Legende gibt Aufschluss über die Tiefe des Messkopfes im Wasser.

Die Abbildung 4.3 veranschaulicht den Verlauf der aufwärtsgerichteten Radianz- und der abwärtsgerichteten Irradianzspektren in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Das Profil der abwärtsgerichteten Irradianz der Messstation B2-03 verdeutlicht, dass mit zunehmender Wassertiefe das Messsignal geringer wird. Dabei ist der Bereich der größten Abnahme zwischen 1 m, das Maximum

von E_d liegt hier bei $577 \frac{mW}{m^2nm}$, und 2,5 m, das Maximum liegt hier bei $358 \frac{mW}{m^2nm}$. Anschließend verliert das Maximum der abwärtsgerichteten Irradianz bis in 4 m Tiefe nur noch $60 \frac{mW}{m^2nm}$. Die Abnahme des Messsignals mit der Wassertiefe erfolgt stetig. Das Absorptionsminimum des Wassers bei ca. 500 nm deckt sich gut mit dem Maximum des Messsignals. Das Profil von B3-06 gestaltet sich etwas anders. Die Abnahme erfolgt hier nicht stetig. Die Messwerte in 2 m Wassertiefe sind für die Wellenlängen von 500 nm bis 600 nm gleich groß oder größer als die Messwerte von 1 m und 1,5 m Tiefe. Ähnliches gilt für die Messung in 2,5 m Wassertiefe, welche allerdings in etwa gleich hohe Werte liefert und nicht höhere. Außerdem ist der gesamte Wertebereich etwas enger (die Maxima liegen zwischen $579 \frac{mW}{m^2nm}$ und $353 \frac{mW}{m^2nm}$). Die Messergebnisse der aufwärtsgerichteten Radianz sind ebenfalls aufschlussreich. Die Spektren steigen und fallen zwischen 400 nm und 700 nm steil an bzw. ab. Die Maxima liegen von $1,7 \frac{mW}{m^2nm sr}$ bis $6,6 \frac{mW}{m^2nm sr}$. Die Aussage, je tiefer der Messkopf sich im Wasser befindet, desto kleiner das Messsignal, trifft hier nicht zu. Zwar liegt für beide Messstationen das Spektrum mit den kleinsten Werten in 4 m Tiefe, die Werte für die Messtiefen 3 m und 3,5 m (B2-03) und 2 m, 2,5 m und 3 m (B3-06) zählen allerdings zu den Höchsten. Der zugrunde liegende Prozess kann durch die *path radiance* beschrieben werden, die den Anteil der Streustrahlung darstellt, der einzig aus dem Medium Wasser stammt. Ferner ist festzuhalten, dass die gemessenen Werte der Spektren in 1,5 m Tiefe zu den schwächsten Signalen gehören, ebenso das Spektrum in 0,5 m Wassertiefe der Messstation B3-06. Vergleicht man die beiden Messstationen miteinander, stellt man insgesamt eine große Übereinstimmung in Form und Größe der Spektren fest, Unterschiede hingegen manifestieren sich in wenigen Details.

4.2 Inversion der gemessenen Spektren mit WASI

4.2.1 Auswertung der invertierten Parameter und Spektren

Die Ergebnisse, erzielt durch die Inversion der gemessenen Spektren, der Wassertiefe, der Wasserinhaltsstoffe, der Bodenzusammensetzung, der Tiefe des Messkopfes, sowie die statistischen Auswertungsgrößen NRMSE, R^2 und der relative Fehler können der Tabelle 4.2 entnommen werden.

Tabelle 4.2: Übersicht über die statistischen Auswertungsgrößen sowie der invertierten Parameter; jeweils ein Parameter in zwei Spalten, dabei stehen die gemessenen Parameter links und die modellierten Werte (fit) rechts; „vor“ bedeutet vor der Bodenanpassung und „nach“ nach der Bodenanpassung (siehe unten).

#	Version	nrmse [%]	R ²	mean rF [%]	median rF [%]	Chl_a [µg/l]	Chl_a_fit	TSM [mg/l]	TSM_fit	C_Y [1/m]	C_Y_fit	S [1/nm]	S_fit	z [m]	z_fit	zB [m]	zB_fit	[%]
B2-01	Rrs_1	11,8	0,993	9,8	5,1	2,39	2,08	0,40	0,46	0,255	0,276	0,015	0,0145	1	1,10	4,57	4,57	100,00%
B2-01	Rrs_1.01	8,1	0,993	6,5	3,9	2,39	2,29	0,40	0,38	0,255	0,280	0,015	0,0165	1	1,00	4,49	4,32	96,17%
B2-03	Rrs_1	9,5	0,991	10,8	3,5	1,58	1,66	0,47	0,42	0,245	0,286	0,016	0,0161	1	1,00	3,93	3,95	100,51%
B3-01	Rrs_1.01	7,9	0,995	6,0	2,3	0,97	1,03	0,46	0,47	0,244	0,255	0,016	0,1614	1	1,00	7,826	7,83	100,05%
B3-02	Rrs_1	10,9	0,993	11,0	4,0	0,26	0,29	0,17	0,19	0,251	0,234	0,015	0,1570	1	1,04	5,52	5,39	97,70%
B3-02	Rrs_1.01	20,2	0,987	22,6	21,7	0,26	0,23	0,17	0,19	0,251	0,233	0,015	0,1476	1	1,10	5,938	5,38	90,60%
B3-02	Rrs_1.02	13,7	0,995	20,7	15,3	0,26	0,29	0,17	0,19	0,251	0,254	0,015	0,1450	1	1,10	5,951	5,58	93,77%
B3-03	Rrs_1	14,6	0,991	20,1	8,0	0,66	0,64	0,27	0,31	0,250	0,275	0,015	0,0160	1	1,10	5,025	4,70	93,53%
B3-03	Rrs_1.01	9,2	0,994	11,3	3,1	0,66	0,72	0,27	0,30	0,250	0,276	0,015	0,0152	1	1,10	5,011	4,65	92,80%
B3-04	Rrs_1	14,5	0,994	13,4	14,7	0,83	0,73	0,31	0,34	0,248	0,233	0,015	0,0150	1	1,10	8,774	8,62	98,21%
B3-04	Rrs_1.01	14,3	0,996	15,1	15,5	0,83	0,76	0,31	0,34	0,248	0,229	0,015	0,0152	1	1,10	8,202	7,60	92,66%
B3-04	Rrs_1.02	19,5	0,993	19,3	24,0	0,83	0,77	0,31	0,34	0,248	0,239	0,015	0,0140	1	1,10	8,187	8,02	97,94%
B3-05	Rrs_1	15,5	0,993	15,1	17,0	0,83	0,75	0,31	0,34	0,248	0,220	0,015	0,0144	1	1,10	9,091	8,18	90,00%
B3-06	Rrs_1	9,1	0,997	12,4	4,5	1,43	1,31	0,34	0,37	0,249	0,251	0,015	0,0151	1	1,08	5,18	5,08	98,11%
B3-06	Rrs_1.01	11	0,994	13,0	4,2	1,43	1,39	0,34	0,37	0,249	0,255	0,015	0,0150	1	1,00	5,114	5,05	98,75%
B3-06	Rrs_1.01_vor	80,9	0,991	44,3	45,9	1,43	1,43	0,34	0,34	0,249	0,249	0,015	0,015	1	1,00	5,114	5,114	100,00%
B3-06	Rrs_1.01_nach	11,8	0,994	14,4	6,9	1,43	1,43	0,34	0,34	0,249	0,249	0,015	0,015	1	1,00	5,114	5,114	100,00%
B3-06	Rrs_1.02	12	0,994	16,0	5,1	1,43	1,57	0,34	0,37	0,249	0,258	0,015	0,0146	1	1,06	5,112	4,99	97,67%
B3-07	Rrs_1	7	0,997	8,4	4,4	0,83	0,84	0,31	0,34	0,248	0,267	0,015	0,0152	1	1,07	5,127	4,95	96,55%
B3-07	Rrs_1.01	8,8	0,996	10,5	4,4	0,83	0,75	0,31	0,34	0,248	0,249	0,015	0,0147	1	1,09	5,186	4,99	96,16%
B3-07	Rrs_1.02	9,7	0,996	12,3	7,6	0,83	0,85	0,31	0,34	0,248	0,248	0,015	0,0147	1	1,10	5,816	5,71	98,11%

Wie im Methodenteil dargestellt, wurde die maximale Variation sämtlicher Parameter auf $\pm 10\%$ beschränkt. An dieser Stelle sollen die Ergebnisse zusammengefasst werden. Die absoluten mittleren Abweichungen der berechneten (fit) Parameter von den gemessenen belaufen sich für die Konzentration des Chlorophylls auf $7,55\%$ und für die Konzentration des Schwebstoffs auf $9,16\%$; der Gelbstoff-Absorptionskoeffizient unterscheidet sich um $6,24\%$ und der Exponent um $2,79\%$ von den im Labor gemessenen Werten. Die Tiefe des Messkopfes wurde um $7,05\%$ tiefer modelliert als während der Messung angenommen. Angemerkt sei, dass sich die statistische Auswertung auf die Güte des modellierten Spektrums in Bezug auf das gemessene Spektrum bezieht und sich nicht auf einzelne Parameter oder die Wassertiefe stützt. Es geht daher primär um die Qualität der Inversion beziehungsweise um die Qualität des modellierten Spektrums. Unterschieden wird zum einen zwischen der Modellierung an Messstationen, deren Wassertiefe kleiner oder gleich der Secchi-Tiefe war ($z_B \leq z_S$) und zum anderen zwischen Messstationen von größerer Tiefe ($z_B > z_S$). Folgende Ergebnisse können so festgehalten werden: Der *normalized root-mean-square error* weist für alle ausgewerteten Messungen einen Mittelwert von 12% auf. Der Median für Wassertiefen von $z_B > z_S$ lautet $14,5\%$ und für flache Wasserbereiche liegt er bei $10,3\%$ (Tabelle 4.3). Es gibt sieben Ergebnisse, die einen kleineren NRMSE als zehn aufweisen (alle Tiefen sind kleiner oder gleich der Secchi-Tiefe). Besonders hohe NRMSE-Werte haben, trotz $z_B \leq z_S$, Spektren der Messpunkte B3-02_1.01, B3-02_1.02 und B3-03_1. Das Bestimmtheitsmaß der Regression ist insgesamt sehr nah an eins ($0,99$) und unterscheidet sich zwischen den unterschiedlichen Tiefen ($z_B > z_S$ und $z_B \leq z_S$) lediglich durch die dritte Nachkommastelle. Nachstehend folgt die Betrachtung des relativen Fehlers. In Tabelle 4.3 sind Mediane und die Mittelwerte aller Messstationen zusammengefasst und kategorisiert. Datengrundlage war der Betrag des relativen Fehlers.

Tabelle 4.3: Auswertung des NRMSE und des Betrags des relativen Fehlers aller Messstation; der Median und der Mittelwert wurden aus dem Mittelwert der Fehler einer gesamten Messstation ermittelt.

	NRMSE [%]	Mittel rF [%]	Median rF [%]
alle Tiefen	12,0	13,4	8,8
$z_B > z_S$	14,3	13,8	14,7
$z_B \leq z_S$	11,1	13,2	6,8

Der Mittelwert des relativen durchschnittlichen Fehlers liegt für den gesamten Datensatz bei $13,4\%$. Der Mittelwert aller Mediane der einzelnen Messstationen hat den Wert $8,8\%$. Von Bedeutung sind noch folgende Feststellungen: Erstens, es gibt einen großen Unterschied zwischen Mittel- und Medianwert. Betrachtet man nur die Wassertiefen $z_B \leq z_S$, so ist in zehn von 14 Fällen der Mittelwert mehr als doppelt so groß wie der Medianwert, in fünf Fällen ist er sogar dreimal so groß. Ähnliches gilt

für den gesamten Datensatz, der Mittelwert beläuft sich hierbei auf 12,4 % und ist im Vergleich zum Median in Höhe von 5,1 % deutlich größer. Zweitens, mit Verweis auf den vorangegangenen Satz, der kleinste Fehler wird für flaches Wasser mit der Berechnung des Medians erzielt, in größeren Tiefen mit dem Mittelwert.

In der Regel stellt sich der Fehler der berechneten Wassertiefe für die Messstationen wie in Abbildung 4.4 dar (die grafische Fehlerauswertung jeder einzelnen Messstation ist im Anhang aufgeführt).

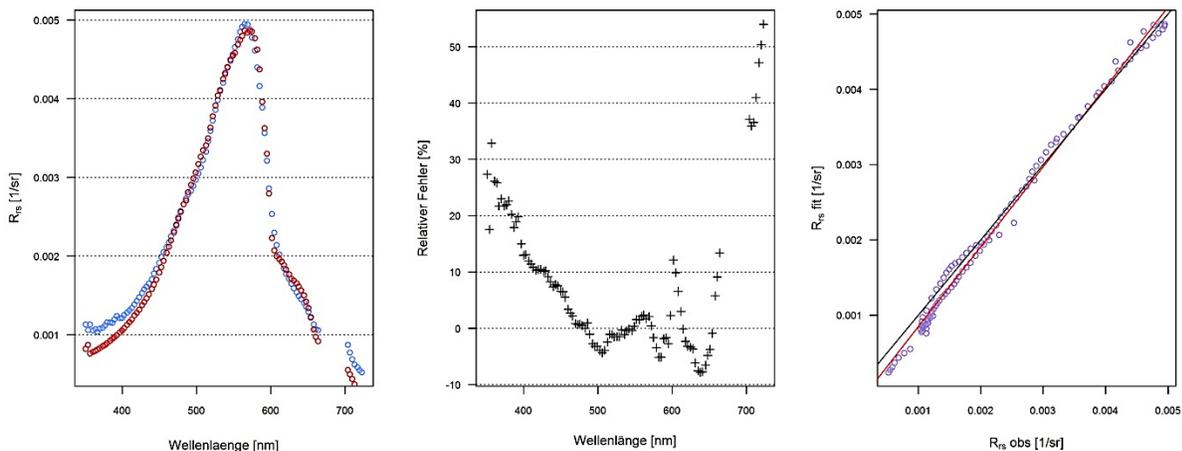


Abbildung 4.4: Messpunkt B2-01_1; links - gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) Remote-Sensing-Reflectance-Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

In den meisten Fällen liegt der relative Fehler im Wellenlängenbereich zwischen 350 nm bis 420 nm sowie zwischen 610 nm und 670 nm oberhalb von 10 %. Spektren, die einen NRMSE kleiner als zehn haben, haben in der Regel ab 400-410 nm gute Anpassungswerte. Bei höheren NRMSE-Werten erreicht man ein zufriedenstellendes Ergebnis erst ab 460 nm bis 480 nm. Wie der Abbildung weiter entnommen werden kann, schwankt der relative Fehler zwischen 420 nm und 670 nm im Bereich von ± 10 %. Auch diese Beobachtung gilt in der Regel für die meisten modellierten Spektren. Ferner ist zu erkennen, dass die Regression von hoher Qualität ist. Die Regressionsgerade ist der Ursprungsgeraden sehr ähnlich. Auch diese Tatsache trifft für fast alle Spektren zu.

Am Messpunkt B3-06_1.01 wurde die Bedeutung der Bodenanpassung nachvollzogen. Alle vorliegenden Messwerte der Parameter wurden verwendet, sowie die Bodenspektren nach den folgenden Startwerten gewichtet: $f_A[1]$ ging mit 40 % ein, $f_A[2]$ mit 20 % und $f_A[4]$ mit 40 %. Der Einfluss der restlichen Bodenspektren wurde gleich null gesetzt. Die Abbildungen zeigen das modellierte

Spektrum vor der Bodenanpassung (Abbildung 4.5) und nach der Bodenanpassung (Abbildung 4.6). Die durch WASI berechnete optimierte Gewichtung der unterschiedlichen Bodenspektren lautet: $f_A[0] = 0,4$, $f_A[1] = 0,6$, $f_A[2] = 0,2$ und $f_A[4] = 0,7$.

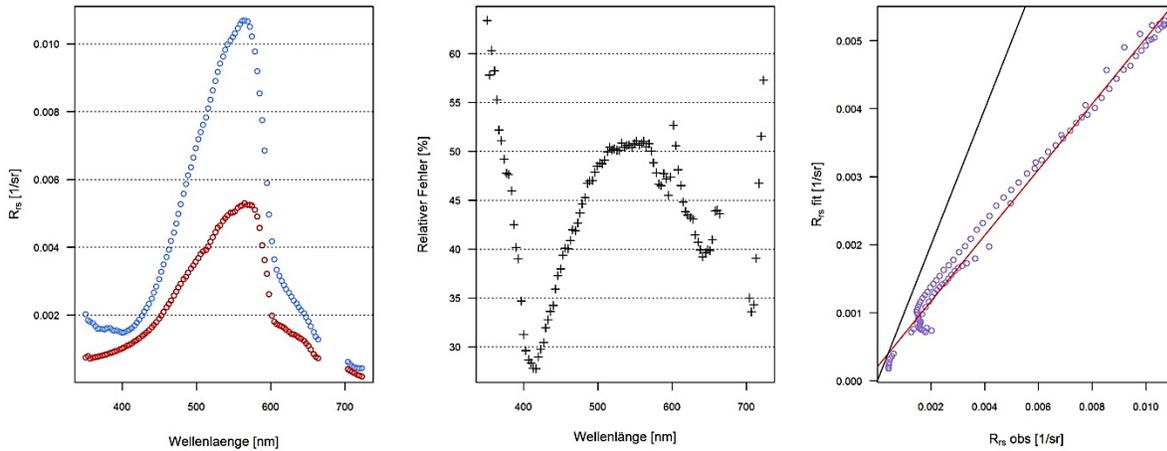


Abbildung 4.5: Messpunkt B3-06_1 vor der Anpassung der Gewichtung der Bodenspektren durch WASI; links - gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

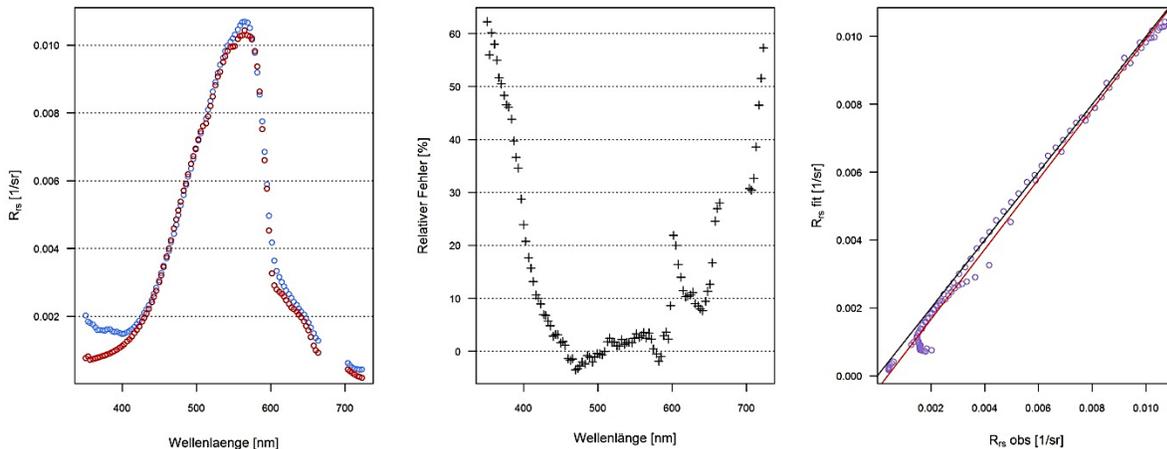


Abbildung 4.6: Messpunkt B3-06_1 nach der Anpassung der Gewichtung der Bodenspektren durch WASI; links - gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

Die statistischen Werte bestätigen den visuellen Eindruck der Qualität der Anpassung. Vor der Modellierung der Zusammensetzung der Bodenspektren lag der NRMSE bei 80,9 %, danach bei 11,8 %. Der Median des relativen Fehlers lag vor der Optimierung bei 45,9 %, im Anschluss lediglich bei 6,9 %. Durch die Modellierung der Wasserinhaltsstoffe konnte zusätzlich der Median noch auf 4,2 % verringert werden (siehe Tabelle 4.2).

4.2.2 Auswertung der invertierten Wassertiefe

In Tabelle 4.2 sind für jeden Messpunkt die gemessenen und berechneten Wassertiefen aufgelistet. Insgesamt unterscheiden sich die berechneten Wassertiefen im Mittel von den gemessenen um 3,78 % beziehungsweise um 0,24 m. Allerdings wurde die Tiefe des Messkopfes in der Mehrheit der Fälle auf 1,1 m berechnet (statt 1,0 m). Wassertiefe und die Tiefe, in der sich der Messkopf befindet, verhalten sich in ihrer Auswirkung auf den Algorithmus gleich, insofern sie die zur Berechnung notwendige Mächtigkeit der Wassersäule definieren. Diese kann man mit beiden Parametern erreichen. Soll für die Optimierung des Ergebnisses die Wassersäule weniger hoch sein, kann man *entweder* die Tiefe des Messkopfes vergrößern *oder* die modellierte Tiefe des Meeresbodens verkleinern. Bezieht man diesen Umstand ein, indem man die Differenz der modellierten Wassertiefe des Messkopfes zu der modellierten Wassertiefe des Bodens addiert, so verliert das Ergebnis an Genauigkeit. Der relative Fehler steigt so auf 4,96 %. In Abbildung 4.7 ist die gemessene Sonar-Wassertiefe gegen die mit Hilfe von WASI modellierte Wassertiefe aufgetragen. Die Regressionsgerade hat ein Bestimmtheitsmaß von 0,983. Im Bereich von 4 m bis 6 m liegt die Regressionsgerade nahe an der Ursprungsgerade. Ab 7,7 m beginnen die Geraden zu divergieren. In den Ergebnissen über die erzielte Genauigkeit der modellierten Wassertiefe zur gemessenen Wassertiefe spiegelt sich keine Klassifizierung in tiefe und flache Gewässer wider (Abbildung 4.7). Für $z_B \leq z_S$ wurde lediglich ein 2,3 % exakteres Ergebnis berechnet. Es gibt keinen signifikanten Zusammenhang zwischen Modellgenauigkeit und Wassertiefe. So ist auch das stärkere Divergieren der Regressionsgerade von der Ursprungsgeraden für tiefere Wasserbereiche im Vergleich der modellierten zur gemessenen Wassertiefe einzuordnen. Es gibt fast keinen *relativen* Verlust der Qualität der Modellierung für größere Wassertiefen, lediglich einen *absoluten*.

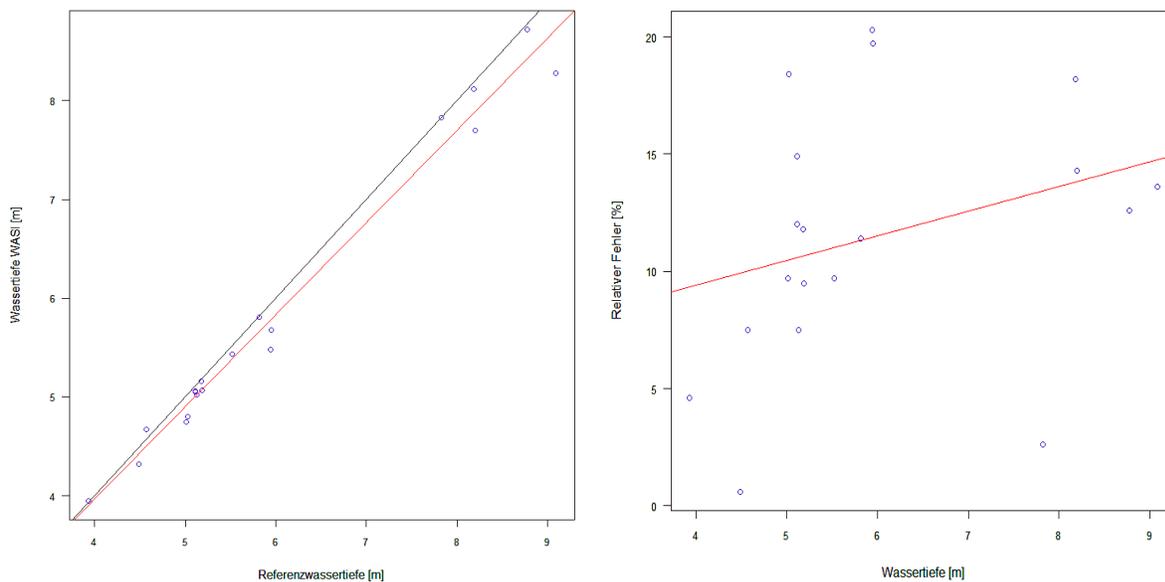


Abbildung 4.7: Die Referenzwassertiefe aufgetragen gegen die Wassertiefen mit WASI modelliert, mit Regressionsgerade (rot) und Ursprungsgerade (schwarz) (links); Relativer Fehler in Abhängigkeit von der Wassertiefe, mit Regressionsgerade (rot) (rechts).

4.3 Sensitivitätsanalyse

4.3.1 Modellierte, synthetische Spektren

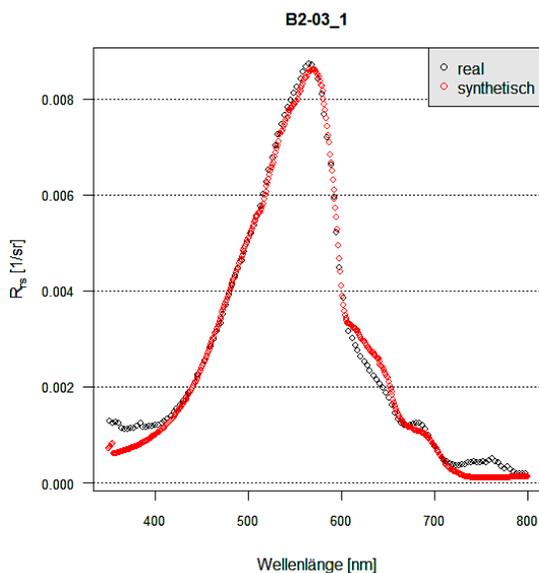


Abbildung 4.8: berechnetes (real) und synthetisches Spektrum der Messstation B2-03 in der Wassertiefe 1 m.

Für die Erzeugung der synthetischen Spektren wurden die berechneten Spektren der *remote sensing reflectance* als Grundlage verwendet¹⁰. Ausgewählt wurden für 1 m Wassertiefe das Spektrum B2-03_Rrs_1, für 4 m Wassertiefe das Spektrum B3-06_Rrs_4 und für 2,6 m Wassertiefe das Spektrum B3-03_Rrs_2.5. Die Spektren wurden so ausgewählt, dass ein messbarer Einfluss der Boden-Reflexion sowie ein für die Gesamtheit der Daten typischer Verlauf als Kriterien erfüllt waren. Zusätzlich konnten als Orientierung die gemessenen Parameter Chlorophyll- und Schwebstoffkonzentration sowie die Gelbstoffabsorption und

¹⁰ Klärung der Begrifflichkeiten: mit *berechnete Spektren* sind die Spektren der *remote sensing reflectance* gemeint, da diese aus den gemessenen Spektren von L_u und E_d ermittelt wurden. Diese Spektren werden als *reale Spektren* bezeichnet, was sie eigentlich nicht sind, da selbst die beste Messung nicht die Realität eins zu eins abbilden kann. Der Begriff ist dennoch hilfreich, da er in Abgrenzung zum *synthetischen Spektrum* verwendet wird.

deren Exponent angenommen werden. Ebenfalls bekannt waren die Wassertemperatur (7 °C), die Wasser- und Messkopftiefen sowie der Winkel des Sonnenzenits.

Abbildung 4.8 zeigt das als Grundlage verwendete Spektrum (schwarz) und das im forward-mode synthetisch produzierte Spektrum (rot) für den Messpunkt B2-03_1. Im Bereich von 410 nm bis ca. 600 nm gibt es eine sehr hohe Übereinstimmung der Werte. An den Rändern des Spektrums verliert die Modellierung an Genauigkeit. Die synthetischen Spektren in den größeren Tiefen weisen etwas weniger Qualität auf (Abbildung 4.9). Verlaufen die synthetischen Werte in einem Meter Wassertiefe fast identisch zu den Werten der aus den gemessenen Daten der Radianz und Irradianz berechneten *remote sensing reflectance*, so zeigt sich ein anderes Bild für 2,6 m und 4 m. Insbesondere die kleinen Werte ($<0,002 \text{ [sr}^{-1}\text{]}$) sind fehlerhaft. Außerdem kommt es tendenziell zu größeren Werten, die für das synthetische Spektrum generiert wurden. Das Bestimmtheitsmaß der Regression des synthetischen Spektrums im Vergleich mit dem realen Spektrum hat einen Wert von 0,99 in einem Meter Tiefe, einen Wert von 0,93 in 2,6 m Tiefe und für 4 m Wassertiefe bei 0,70.

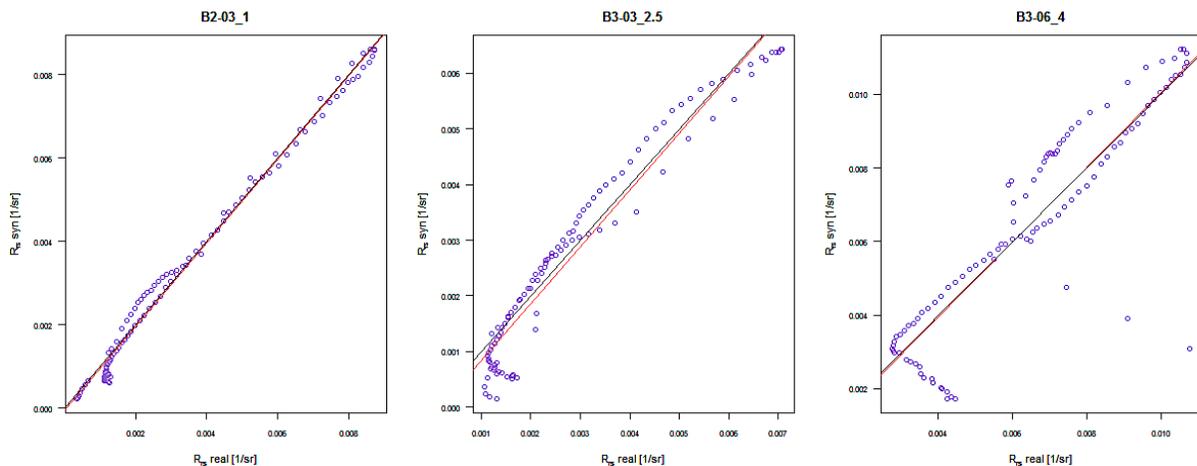


Abbildung 4.9: Streudiagramm der synthetischen und realen Wertepaare; mit Regressionsgerade (rot) und Ursprungsgerade (schwarz).

Die Werte der synthetischen Parameter können dem Anhang entnommen werden (Tabelle 8.2, Tabelle 8.3 und Tabelle 8.4).

4.3.2 Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse

Im ersten Schritt der Sensitivitätsanalyse wurden die synthetischen Spektren eingelesen, die Parameter Chlorophyll- und Schwebstoffkonzentration, die Gelbstoffabsorption, die Tiefe des Messkopfs sowie die Bodenanteile eingestellt und in einem Fehlerbereich von $\pm 10 \%$ variiert. Mit einer Ausnahme: war der

Bodenanteil gleich null, so konnte der Wert weder auf 90 % reduziert, noch auf 110 % angehoben werden. Stattdessen wurde im Bereich von 0 bis 0,1 variiert. Wie stark die modellierte Wassertiefe von der synthetischen Wassertiefe abweicht, ist in der Tabelle 4.4 aufgelistet:

Tabelle 4.4: Überblick über die ermittelten Fehler der Sensitivitätsanalyse; Fehler₉₀ entspricht der Reduzierung des ursprünglichen Parameter-Werts auf 90 %; Fehler₁₁₀ bedeutet eine Anhebung um 10 % des Ausgangswerts.

Parameter	B2-03_1		B3-03_2.5		B3-06_4	
	Fehler ₉₀ [%]	Fehler ₁₁₀ [%]	Fehler ₉₀ [%]	Fehler ₁₁₀ [%]	Fehler ₉₀ [%]	Fehler ₁₁₀ [%]
C	-1,30	1,36	-0,29	0,30	-0,09	0,09
X	1,65	-1,63	0,62	-0,61	0,06	-0,06
Y	-3,02	3,06	-1,66	1,69	-0,17	0,17
S	4,50	-3,54	2,34	-1,84	0,19	-0,15
z	2,54	-2,53	5,44	-5,44	8,37	-8,37
f _A [0]	-	-12,00	-	-12,10	2,24	-1,80
f _A [1]	4,60	-3,69	4,20	-3,55	-	-4,45
f _A [2]	2,78	-2,59	-	-9,91	-	-3,65
f _A [3]	-	-1,19	-	-2,17	0,48	-0,45
f _A [4]	-	-3,46	0,97	-0,93	-	-0,54
f _A [5]	-	-7,91	-	-8,40	-	-2,87

Die Fehler, verursacht durch die Variation der Wasserinhaltsstoffe und der Tiefe des Messkopfes, sind vom Betrag her nahe zu symmetrisch. Dies ist beim Exponenten der Gelbstoffabsorption anders, dass hat mit der zugrunde liegenden Exponentialfunktion zu tun. Ähnlich verhält es sich mit dem Fehler der modellierten Wassertiefe durch die Variation der Bodenzusammensetzung, da hier nicht lineare Spektren gewichtet werden. Die größten durch die Sensitivitätsanalyse festgestellten Fehler im Bereich der Wasserinhaltsstoffe konnten für die Messstation B2-03_1 ausfindig gemacht werden. Hier wurde die Wassertiefe für die geänderte Chlorophyllkonzentration um -1,3 % und 1,36 %, für den Schwebstoff um -1,63 % und 1,65 % und für die Absorption des Gelbstoffs um -3,02 % und 3,06 % falsch modelliert. Die Variation der Gelbstoffwerte hat von den Wasserinhaltsstoffen in allen drei Szenarien den größten Messfehler verantwortet. Der Fehler der berechneten Wassertiefe, der durch die Variation des Gelbstoffexponenten entsteht, nimmt mit zunehmender Tiefe des Messkopfes ab. Sein Einfluss auf die Güte der Modellierung ist in allen drei Szenarien, neben der Bodenzusammensetzung und teilweise der Tiefe des Messkopfes, am größten. Beim Einfluss der Wassertiefe, in der sich der Messkopf befand, auf die berechnete Wassertiefe verhält es sich gegenteilig zum Einfluss durch den Gelbstoffexponenten. Der Fehler wird mit zunehmender Wassertiefe, in der die Messung stattfand, größer. Auch hier liegt in der Regel eine höhere Sensitivität des Modellergebnisses vor, als bei den Ergebnissen verursacht durch die Modifikation der Wasserinhaltsstoffe.

Bei der Darstellung der Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse in Bezug auf die Bodenzusammensetzung, hilft es, zwei Unterscheidungen zu treffen. Zum einen ist das Bodenspektrum $f_A[0]$ das konstante Spektrum (der Wert des Spektrums lautet für alle Wellenlängen 0,1). Die modellierte Wassertiefe reagiert im Szenarium I und II stark auf das konstante Bodenspektrum. Der Fehler liegt hier bei 12 %. Im dritten Szenarium ist der Einfluss des ersten Bodenspektrums auf das Ergebnis weniger stark ausgeprägt, allerdings ging im *forward mode* zur Ermittlung des synthetischen Spektrums eben jenes konstante Bodenspektrum mit ein. Zum anderen unterscheiden sich die Ergebnisse merklich in Bezug auf die Bodenzusammensetzungen, also die, die ungleich null und jene, die gleich null zum Zeitpunkt der Berechnung der synthetischen Spektren waren. Der absolute Mittelwert des Fehlers, verursacht durch die Variation der Bodenspektren, die in das synthetische Spektrum einfließen, liegt bei 2,36 %. Die größte Auswirkung auf die Wassertiefe hat das Bodenspektrum $f_A[1]$ mit 4,6 %. Die Sensitivität der Bodenspektren, die ursprünglich keinen Einfluss auf die Gestalt der synthetischen Spektren hatte, liegt durchschnittlich bei 4,45 %. Hier zeigt sich eine überdurchschnittliche Bedeutung des Bodenspektrums mit Makrophytenauflage ($f_A[5]$).

Der Einfluss der einzelnen Parameter (Sensitivitätsanalyse) kann wie folgt zusammengefasst werden:

- Die Berechnung der Wassertiefe reagiert gering sensitiv auf die Variation der Werte der Wasserinhaltsstoffe.
- Es gibt keinen qualitativen Unterschied zwischen den Szenarien. Tendenziell erscheint das Messergebnis in tieferen Zonen ebenfalls belastbar.
- Hingegen haben sowohl der Exponent der Gelbstoffabsorption wie auch die Tiefe des Messkopfes größeres Gewicht auf die Ergebnisse der Modellierung.
- Das konstante Bodenspektrum ($f_A[0]$) beeinflusst die kalkulierte Wassertiefe deutlich, wenn es nicht bereits im Vorfeld für die Berechnung des synthetischen Spektrums berücksichtigt wurde.
- Die Resultate bei der Berechnung der Wassertiefe reagieren auf die Zusammensetzung der Bodenspektren allgemein sensitiv, insbesondere auf Bodenspektren, die nicht bereits in die Produktion des synthetischen Spektrums zur Geltung kamen.

Was die genannten relativen Abweichungen im Konkreten für absolute Abweichungen von der synthetischen zur berechneten Wassertiefe nach sich ziehen, kann der Tabelle 4.5 entnommen werden.

Tabelle 4.5: Absoluter Fehler der Wassertiefe; Ausgangswassertiefe des synthetischen Spektrums (links); maximale Abweichung der modellierten Wassertiefe (rechts).

	synthetische Wassertiefe [m]	Maximaler Fehler von ...					
		C	X	Y	S	z	f _A [i]
B2-03_1	3,95	4,00	4,02	4,07	4,11	4,05	3,48
B3-03_2.5	4,78	4,79	4,81	4,86	4,89	5,04	4,20
B3-06_4	4,90	4,90	4,90	4,91	4,91	5,31	4,68

Sieht man von der Bodenzusammensetzung und in Teilen von z ab, verdeutlicht die Tabelle, dass der Einfluss der Parameter auf die Berechnung der modellierten Wassertiefe überwiegend unter zwei Dezimetern blieb. In der Regel weichen die Werte nur wenige Zentimeter voneinander ab. Das gilt nicht für die Sensitivitätsanalyse der Bodenzusammensetzung. Hier kam es zu Abweichungen von 22 cm, 53 cm und 58 cm.

Im zweiten Schritt wurde die Sensitivitätsanalyse für den Messpunkt B2-03_1 wiederholt und die Spannweite der einzelnen Parameter auf $\pm 100\%$ erweitert. Das Ergebnis kann der Tabelle 4.6 und der Abbildung 4.10 entnommen werden.

Tabelle 4.6: Überblick über die ermittelten Fehler der Sensitivitätsanalyse innerhalb der Spannweite von $\pm 100\%$.

Parameter	Fehler ₀ [%]	Fehler ₂₀₀ [%]
C	-12,1	14,3
X	17,2	-15,2
Y	-30,3	33,7
S	759	-17
z	25,3	-25,3
fA[0]	-	-49,7
fA[1]	112	-27,2
fA[2]	42	-19,6
fA[3]	-	-10,4
fA[4]	-	-24,7
fA[5]	-	-40,5

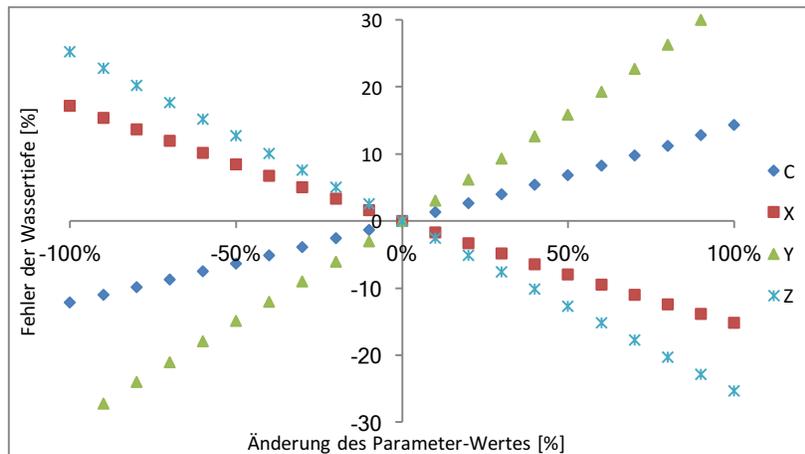


Abbildung 4.10: Ausmaß des Fehlers der modellierten Wassertiefe unter Änderungen der Parameter innerhalb der Spannweite von $\pm 100\%$.

Die Ergebnisse zeigen erneut eine hohe Sensitivität bezüglich des Exponenten der Gelbstoffabsorption. Da eine hundertprozentige Änderung des Exponenten allerdings realitätsfern ist, anders als bei den weiteren Parametern, wird dieser Teil der Ergebnisse nicht weiter dargestellt. Die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse liegen für die Chlorophyll- (C) und Schwebstoffkonzentration (X) zwischen $-15,2\%$

und 17,2 %. Abbildung 4.10 zeigt, dass trotz der Änderung der Konzentration der Parameter Chlorophyll und Schwebstoff um $\pm 50\%$, die modellierte Tiefe davon wenig tangiert wurde. Der Fehler blieb unter $\pm 10\%$. Der Einfluss der Absorption des Gelbstoffs (Y) ist größer, es kommt zur Abweichung von der synthetischen Ausgangstiefe von ca. $\pm 33\%$. Eine ähnliche Größenordnung haben die Fehler, die durch die Variation der Tiefe des Messkopfes und der Gewichtung der einzelnen Bodenspektren verursacht werden. Eine Ausnahme sind die in der Prozessierung der synthetischen Spektren verwendeten Bodenspektren. Hier ist der Fehler bei -100% Variation deutlich größer ausgefallen. Beim Bodenspektrum $f_A[2]$ kommt es zu einer Anhebung der berechneten Wassertiefe um 42% und für $f_A[1]$ um 112% (beide in der Prozessierung der synthetischen Spektren verwendet). Die Sensitivität verläuft anders als bei den Werten der Wasserinhaltsstoffe nicht linear (Abbildung 4.11).

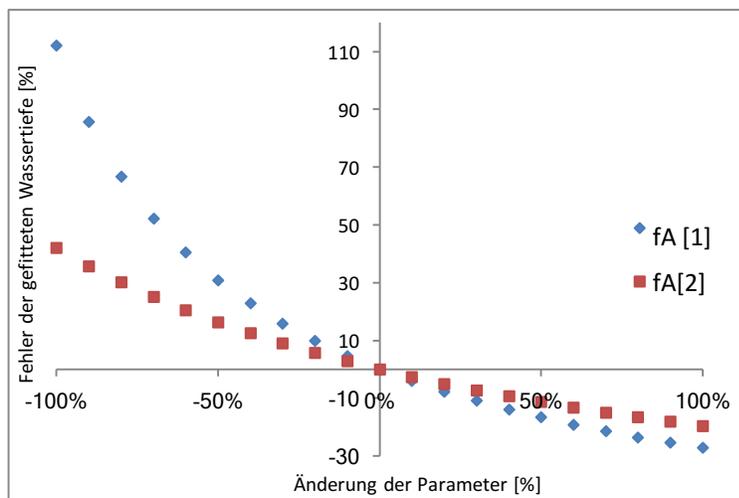


Abbildung 4.11: Größe des Fehlers der modellierten Wassertiefe unter Änderungen der Gewichtung der Bodenspektren $f_A[1]$ und $f_A[2]$ innerhalb der Spannweite von $\pm 100\%$.

5 Diskussion

5.1 Die Messgenauigkeit der wichtigsten Parameter und der Referenzwassertiefe

Der erhobene Datensatz ist von hoher Qualität. Die Durchführung jeder einzelnen Messmethode war erfolgreich. Das Besondere des vorliegenden Datensatzes ist der Tatsache geschuldet, dass eine große Anzahl von *verschiedenen* Messmethoden zur Anwendung kam. In der Auswertung greifen schließlich die unterschiedlichen Messungen ineinander. So gäbe es keine sinnvolle Sensitivitätsanalyse ohne Ostsee-Bodenspektren, keine valide Modellierung der Wassertiefe ohne gemessene Wasserparameter und Wassertiefe. Einzig die relativ geringe Anzahl von Messstationen ist von gewissem Nachteil. Zwar wurden an jeder einzelnen Messstation mehrere optische Messungen durchgeführt, eine größere Anzahl von Messstationen insgesamt hätte zur Auswertung der modellierten Wassertiefen allerdings positiv beigetragen. Der Grund für die eingeschränkte Anzahl lag an den meteorologischen Bedingungen, wie Regen und zu hoher Wellengang, sowie an ökonomischen Begrenzungen. Aus finanziellen Gründen, konnte die Kampagne nicht übermäßig lange ausgedehnt werden. Nachfolgend soll auf die **erzielte** Messgenauigkeit¹¹ der wichtigsten Messungen eingegangen werden (Tabelle 5.1):

Tabelle 5.1: Messgenauigkeit der wichtigsten Parameter und der Referenzwassertiefe.

Messmethode	Messgenauigkeit	Erläuterungen
Referenzwassertiefe (Sonar)	2 % bis 5 %	Positiv: Hohe Übereinstimmung mit Tiefenkarten des BSH Negativ: Die Sonarmessung ist temperaturabhängig; Interpolation war notwendig
Wasserinhaltsstoffe	-	Positiv: Auswertung im Labor von hoher Genauigkeit Negativ: Zeitliche und räumliche Heterogenität des Wasserkörpers
Wassertiefe des Messkopfs	± 10 cm	Positiv: Einfaches, direktes Messverfahren Negativ: Wellengang

Die Qualität der gemessenen Referenzwassertiefe ist überzeugend. Neben dem Vergleich mit den Daten des BSH (2016) konnten die Referenzwassertiefen ebenfalls mit den Secchi-Tiefen bestätigt werden (für $z_B \leq z_S$). Das gilt auch für die Wassertiefe, in der sich die Sensoren zum Zeitpunkt der Messungen befanden.

¹¹ Anmerkung: Die Messgenauigkeit wird für bis zu 13 m Wassertiefe diskutiert, für größere Tiefen wird in dieser Arbeit keine Aussage getroffen, da hierfür keine Messungen vorlagen.

Eine Aussage über die Genauigkeit der Messungen der Wasserinhaltsstoffe ist nicht eindeutig zu treffen. Entscheidender Faktor ist hierbei die zeitliche und räumliche, sowohl horizontale als auch vertikale Variabilität. Die Messwerte der Schwebstoffkonzentration, der Gelbstoffabsorption und des Gelbstoffexponenten unterscheiden sich im Verlauf der zwei Messtage relativ wenig (ca. $\pm 10\%$). Anders verhält es sich mit dem Wert des Chlorophyllanteils. Hier gibt es Schwankungen von bis zu 100 % innerhalb eines Messtages. Ein Trend der Zu- oder Abnahme der Konzentration im Tagesverlauf für die gesamte Bucht ist nicht feststellbar. Hinzu kommt ein Problem des verwendeten Modells. Das Modell löst die einzelnen Wasserparameter nicht über das gesamte Tiefenprofil auf. So wird der Dämpfungskoeffizient einer bestimmten Wassertiefe für den gesamten Wasserkörper angenommen (Gege 2015). Das entspricht allerdings nur näherungsweise der Realität (siehe 2.3 *Wasserinhaltsstoffe*). Aus diesem Grund sollte der Wasserkörper auf eine potenzielle Schichtung der Wasserinhaltsstoffe untersucht werden, um die Messgenauigkeit noch weiter zu erhöhen. Insbesondere das Chlorophyll ist wegen der hohen Variabilität von Interesse. Da die Berechnung der Schichtung des Chlorophylls von konkretem und allgemeinem wissenschaftlichen Interesse ist, und auch weil der Datensatz die potenzielle Möglichkeit bietet, dies zu tun, wird am Ende dieses Kapitels ein Exkurs unternommen (in 5.7 *Die Schichtung des Chlorophylls*). Das Ziel ist dabei, aus der abwärts gerichteten Irradianz eine Schichtung des Chlorophylls abzuleiten.

5.2 Die optischen Messungen

Die optischen Messungen wurden erfolgreich durchgeführt. Der Verlauf und die Größenordnung der Spektren sind plausibel. Der Vergleich und die Korrespondenz der Spektren untereinander bestätigen eine gute Qualität der einzelnen Messungen. Die *Abbildung 4.3* unterstützt diese Aussage, schließlich ist hier eine große Ähnlichkeit der Spektren in Form und Ausmaß gegeben, was durch die Tatsache weiter bekräftigt wird durch die Tatsache, dass es sich um eines der ersten und eines der letzten gemessenen Spektren der Kampagne handelt. Einzig die absoluten Werte der Messungen stimmen nicht eindeutig überein. Das geht auf unterschiedliche Systemzustände zurück, ist aber auch verursacht durch wechselnden Wetterbedingungen, wie Bewölkungs- und Windverhältnisse, so dass die Voraussetzungen für ein starkes Messsignal teilweise nicht gegeben waren.

Die Profile der aufwärtsgerichteten Radianz (L_u) sind aufschlussreich. Man könnte erst einmal annehmen, dass der höchste Wert für L_u in der größten Tiefe gemessen wurde. Schließlich wäre dann die zu durchquerende Wassersäule bis zum Sensor am wenigsten mächtig, vom Boden reflektierte Signal somit am stärksten. Allerdings ist dies in der Regel nicht der Fall. Verallgemeinert kann gesagt

werden, dass das Messsignal in der größten Wassertiefe am geringsten ist, gefolgt von der niedrigsten Wassertiefe und am größten ist das Signal in niedrigen bis mittleren Tiefen des Wasserkörpers. Das deutet darauf hin, dass die Rückstreuung und die Emission des Wasserkörpers die wichtigsten Faktoren in der optischen Strahlungsbilanz sind. Die Bodenreflexion ist von geringerem Einfluss.

Mit Hilfe der Profile der abwärtsgerichteten Irradianz können weitere Aussagen getroffen werden. Aus der Abnahme des Messwerts kann indirekt auf die Konzentration und Absorption der Wasserinhaltsstoffe geschlossen werden. Da die Absorption des Signals durch reines Wasser in einem linearen Zusammenhang mit der Tiefe steht, sind nichtlineare Änderungen im Messsignal mit zunehmender Wassertiefe primär auf die Wasserinhaltsstoffe zurückzuführen (siehe 5.7 *Die Schichtung des Chlorophylls*). Dies deutet erneut daraufhin, dass aus den optischen Messungen die Schichtung der Wasserinhaltsstoffe abgeleitet werden kann (Abbildung 4.3; B2-03: E_d mit differenzierbarer Schichtung, hier gibt es einen Sprung zwischen dem Messsignal in 1 m und 1,5 m Wassertiefe; B3-06: E_d Schichtung weniger stark ausgeprägt, tendenziell lineare Abnahme mit der Tiefe).

5.3 Bewertung der invertierten Wassertiefe

Die Qualität der invertierten Wassertiefe muss unter zwei Aspekten bewertet werden. Zum einen muss das Ergebnis der berechneten Wassertiefe selbst diskutiert werden und zum anderen die Qualität der Anpassung des modellierten Spektrums an das gemessene Spektrum. Werden beide Aspekte positiv bewertet, kann ein insgesamt erfolgreiches Fazit gezogen werden.

Die Inversion der Wassertiefe war erfolgreich. Es konnte mit einer durchschnittlichen Abweichung der berechneten Wassertiefe von der Referenzwassertiefe von nur 3,78 % ein sehr gutes Ergebnis erzielt werden. Berücksichtigt man nun noch den Fehlerbereich der Referenzwassertiefe selbst (2 % bis 5 %), wird die hohe Qualität des Ergebnisses weiter bekräftigt. Anlass zum Nachdenken gibt allerdings folgende Tatsache: Es gibt keinen qualitativen Unterschied zwischen den Ergebnissen der Berechnung für Wassertiefen von $z_B \leq z_S$ und $z_B \approx z_S$. Selbst Inversionen in einem etwas tieferen Bereich als dem der Secchi-Tiefe führten zu einem validen Ergebnis. Zwar ist es grundsätzlich vorstellbar, dass die Tiefe des Meereskörpers so lange feststellbar ist, so lange eine Reflexion des Bodens messbar ist, aber es ist nachzufragen, warum die Qualität der Ergebnisse mit der Zunahme der Wassertiefe kaum schlechter wird. Dass die Genauigkeit der berechneten Wassertiefe nicht abnahm, hängt in erster Linie mit dem Versuchsaufbau zusammen. Durch die Vorgabe und Eingrenzung der Parameterwerte kann die Genauigkeit des Ergebnisses in größeren Tiefen auf einem guten Niveau gehalten werden, da so der

Spielraum für mehrdeutige Lösungsansätze des Algorithmus begrenzt wird. Liegen diese Rahmenbedingungen nicht vor, kann das deutlich kleinere Messsignal¹² zu mehr fehlerbehafteten berechneten Wassertiefen führen.

Außerdem kommt hinzu, dass die Anzahl der betrachteten Inversionen für Tiefen $z_B \approx z_S$ relativ gering ausfällt (vier von 19). Daher ist nicht endgültig auszuschließen, dass es selbst unter Einschränkung der Parameterwerte unter Umständen nicht doch einen Zusammenhang zwischen der Modellgenauigkeit und der Tiefe des Wassers gibt. Wünschenswert wäre deshalb, die Anzahl der Messungen mit Wassertiefen im Grenzbereich der Sichttiefe zu erhöhen.

Die Qualität der modellierten Spektren ist sehr gut. Insbesondere die Regressionsgerade lässt auf eine hohe Güte der Anpassung an die gemessenen Spektren schließen. Der *normalized root-mean-square error* ist etwas schwächer, aber insgesamt auf einem tolerierbaren Niveau (ca. 12 %). Anders als beim Fehler der modellierten Wassertiefe gibt es einen Unterschied in der Qualität der Modellierung der Spektren zwischen $z_B \leq z_S$ und $z_B > z_S$. Wie in den Ergebnissen dargestellt, ist der Unterschied zwischen dem Median und dem Mittelwert diskussionswürdig. Für flache Wasserzonen ist der Median des relativen Fehlers deutlich geringer als in tieferen Zonen (6,8 % zu 14,7 %). Für den Mittelwert ist dieser Unterschied schwach ausgeprägt. Der Grund hierfür ist der Wellenlängenbereich bis ca. 420 nm und ab ca. 670 nm. Dort ist der relative Fehler um ein Vielfaches größer als im Bereich dazwischen. Die Berechnung des Medians reduziert den Einfluss jener Fehler. Steigt nun der Median des relativen Fehlers mit zunehmender Wassertiefe, bedeutet dies, dass die Größe der relativen Fehler zunimmt. Da der Unterschied zwischen den Mittelwerten von Wassertiefen $z_B \leq z_S$ und $z_B > z_S$ deutlich geringer ausfällt als zwischen den Medianen, deutet dies darauf hin, dass nicht nur die Größe der bereits hohen Fehler weiter zunimmt, sondern dass insgesamt die Anzahl von hohen Fehlerwerten zunimmt. Für die Modellierung könnte hier ein Ansatzpunkt zur Optimierung liegen. In der Iteration könnte die Berücksichtigung des Medians des relativen Fehlers (beziehungsweise in der Minimierung der Residuen) ein erfolgversprechender Ansatz sein, um tiefere Gewässer zu interpretieren oder zumindest einen Hinweis auf die Problematik der Modellierung für diese Zonen zu geben.

Weiterhin kann Folgendes festgehalten werden: In flachen Bereichen des Wassers ist der Median des relativen Fehlers deutlich kleiner als der Mittelwert (6,8 % zu 13,2 %). Diese Tatsache belegt, dass es

¹² Die Abnahme des Messsignals ist von beträchtlicher Größe. Beispielsweise ist das maximale Messsignal der abwärts gerichtete Irradianz in 4 m Tiefe 5,3-mal so groß wie in 8 m Tiefe (353 zu 66 mW/m²nm; Messstation B2-05).

einen relevanten Anteil von sehr hohen Fehlerwerten gibt, die den Mittelwert stark beeinflussen. Dabei handelt es sich um die Ränder der Spektren. Das Problem geht laut Gege (2015) nicht auf die verwendeten Algorithmen in WASI zurück, da die verwendeten Modelle durchaus in der Lage sind, an den Rändern valide Ergebnisse zu produzieren, sondern vermutlich auf die Qualität der gemessenen Daten. In der Tat muss konstatiert werden, dass die Werte bis ca. 420 nm und ab ca. 670 nm sehr klein sind. Der Einfluss von Fehlern auf das Ergebnis wächst deshalb, das Rauschen nimmt zu. Zurückzuführen ist dieser Umstand auf die Zunahme des Einflusses des Streulichts im blauen Spektralbereich, der nicht ausreichenden Empfindlichkeit des Sensors, und auch, was vielleicht den wichtigsten Einfluss darstellt, auf den Bewölkungsgrad. Unter strahlend blauem Himmel konnte kaum gemessen werden, das eintreffende Messsignal war deshalb in der Regel nicht sehr hoch. Für die Bewertung der Ergebnisse sollte dieser Umstand berücksichtigt werden. Die Leistung des Modells am Gesamtergebnis muss deshalb nicht negativer ausfallen, stattdessen muss die Qualität der Messungen ein Stück weit relativiert werden.

Zusammengefasst kann festgehalten werden, dass die Modellierung der Wassertiefen mit WASI belastbare und in weiten Teilen sehr gute Ergebnisse produzierte. Diese Aussage trifft auf Wassertiefen zu, deren Sichttiefe größer der realen Wassertiefe ist und mit Einschränkungen für Wassertiefen, die im Bereich der Sichttiefe liegen. Voraussetzung ist hierfür – mit Stand der derzeitigen Algorithmen-Entwicklung – das Wissen über die Parameter des Modells, wie optisch relevante Wasserinhaltsstoffe und das Reflexionsverhalten des Bodens.

5.4 Bewertung der Sensitivitätsanalyse

Mit der Durchführung der Sensitivitätsanalyse konnte nachgewiesen werden, dass die Modellergebnisse maßgeblich durch den Exponenten der Gelbstoffabsorption und die Bodenzusammensetzung beeinflusst werden. Die für die Fernerkundung von Wasserkörpern so wichtigen Wasserinhaltsstoffe – Chlorophyll, Gelb- und Schwebstoff – haben einen geringen Einfluss auf das Ergebnis. In der Regel beeinflussen sie das Ergebnis der modellierten Wassertiefe um 1 % bis 3 %.

Prinzipiell sollte es möglich sein, den Exponenten der Gelbstoffabsorption erfolgreich in die Berechnung einfließen zu lassen. Der Wert schwankte innerhalb und zwischen den beiden Tagen um weniger als 10%. Außerdem werden die gemessenen Gelbstoffwerte durch die Literatur bestätigt (Stedmon et al. 2000; Ferrari und Dowell 1998; Kowalczuk et al. 2007). Aus diesen Gründen kann durch eine einmalige Messung oder durch die Modellanpassung – der Ausgangswert könnte beispielsweise der Literatur

entnommen werden – ein gutes Ergebnis für den Parameter erzielt werden.

Deutlich anspruchsvoller ist der Umgang mit der Zusammensetzung der Bodenspektren. Deshalb wurden diesbezüglich eigene Überlegungen im Kapitel 5.6 *Diskussion der Bodenspektren und deren Bedeutung für die Modellierung* unternommen. An dieser Stelle soll nur noch der große Einfluss des konstanten Bodenspektrums ($f_A[1]$) diskutiert werden. Das Ziel bei der Modellierung des Spektrums ist es, mit Hilfe von $f_A[1]$ die Größenskalierung der Bodenzusammensetzung zu gewährleisten. Der große Einfluss auf das Ergebnis bestätigt daher die Existenzberechtigung des konstanten Spektrums, die Skalierung der Reflektanz.

Der Umstand, dass die Bestimmung der Wassertiefe für tiefer gemessene Spektren (Szenario II und III) exakter wird, ist plausibel. Schließlich ist die Mächtigkeit des durch das Licht zu durchquerenden Wasserkörpers deutlich geringer ausgeprägt. Das Potenzial von Fehlern ist somit ebenfalls geringer. Nichtsdestotrotz ist die Durchführung von optischen Messungen wenige Dezimeter über dem Boden, begründet durch das bessere Ergebnis, nicht praktikabel, schließlich ist die Zielvorstellung, zukünftig flugzeug- oder satellitengestützte Datenerfassung zu realisieren. In diesem Sinne belegen die Szenarien II und III somit lediglich die Qualität des Modells.

5.5 Das Problem der Mehrdeutigkeit

Das Hauptproblem in der Anwendung von WASI ist die Mehrdeutigkeit. Grundsätzlich gibt es im Wasserkörper für die Modellierung der Wassertiefe einen entscheidenden optisch relevanten Prozess: die Reduktion der Strahlungsleistung. Diese kann unterschiedliche Gründe haben (siehe 2.4 *Physikalische Grundlagen zur Beschreibung des Strahlungstransportes*). Diesen Gründen nachzugehen, ist die Herausforderung bei der Modellierung. Dabei gilt es, bestimmten Prozessen der Reduktion der Strahlungsleistung ganz spezifische, möglichst eindeutige Wirkungen im Messsignal zuzuordnen, zum Beispiel die Auswirkung auf den Wert der Strahlungsleistung einer bestimmten Wellenlänge oder einer Kombination von Wellenlängen. Diese Spezifika sind festzustellen und in das Modell zu integrieren. Da allerdings eine Vielzahl von Einflussfaktoren das Messsignal vor der Messung bereits beeinflusst hat, gestaltet sich dies schwierig. So ist es möglich, dass unterschiedliche Settings von Parametern, zu einem ähnlichen Reflexionsspektrum führen, dies zeigen:

- der sehr geringe Unterschied in der Genauigkeit der modellierten Wassertiefe zwischen $z_B \leq z_S$ und $z_B > z_S$.

- die Problematik der Boden Anpassung (siehe 5.6).
- der Algorithmus an sich, der in der Regel die Eigenschaften der einzelnen Parameter als einfache Abhängigkeiten beschreibt (siehe 3.2.1Das).

Im nächsten Abschnitt soll mit Hilfe der Zusammensetzung der Bodenspektren auf das Problem der Mehrdeutigkeit im Detail eingegangen werden.

5.6 Diskussion der Bodenspektren und deren Bedeutung für die Modellierung

Das Ergebnis der Modellierung ist, wie oben ausgeführt, sehr gut. Die Arbeit stellt allerdings ein wesentliches Problem fest: der Einfluss der Zusammensetzung der Bodenspektren auf das Ergebnis der Modellierung. Die Untersuchungen zur Qualität der Anpassung des modellierten Spektrums vor und nach der Boden Anpassung veranschaulichen deren große Bedeutung für das Gesamtergebnis. Dass die Zusammensetzung der Bodenspektren bedeutsam ist, wird durch die Sensitivitätsanalyse ebenfalls bestätigt. Dies leitet sich allerdings nicht zwangsläufig aus den realen Bedingungen ab, also dem Zustandekommen des Messsignals, sondern aus der Modellierung. Das Problem bei der Modellierung der Zusammensetzung der Bodenspektren ist, dass eine große Unsicherheit darin besteht, inwiefern die modellierte Bodenzusammensetzung der Realität entspricht. Diese Unsicherheit hat eine andere Qualität als die Unsicherheit der Wasserparameter. Der Unterschied ist, dass es eine ziemlich exakte Messung der Wasserparameter gab und die Werte dieser Messungen die Werte der modellierten Ergebnisse schließlich eingrenzten ($\pm 10\%$). Dieses Vorgehen war aber im Fall der Bodenzusammensetzung nicht möglich. Zwar wurden ostseespezifische Bodenspektren in die Modellierung integriert, die konkrete, am Messpunkt real existierende Zusammensetzung war allerdings nicht bekannt. Wie Abbildung 6.1 zeigt, wäre die Verwendung des Spektrums der Bodenprobe, die bei der entsprechenden Messstation aus dem Wasser gehoben wurde, nicht hilfreich gewesen. Der Boden im Untersuchungsgebiet ist schlicht zu heterogen. Das Messsignal wird innerhalb von Zentimetern, auf Grund der geänderten Bodenreflexion, anders ausfallen.



Abbildung 5.1: Heterogenität des Ostseebodens im Untersuchungsgebiet; Fotos: Peter Gege.

Die Konsequenz dessen ist, dass in der Modellierung aller Parameter der berechnete Wertebereich beschränkt ist, abgesehen von der Zusammensetzung des Bodens, die keine Einschränkung erfahren darf. Aus diesem Grund sinkt die Qualität der Modellierung, denn es ist nicht eindeutig feststellbar, ob statt der Bodenzusammensetzung nicht eigentlich die Wasserparameter hätten geändert werden müssen. Konkret ist beispielsweise vorstellbar, dass ein helles Bodenspektrum in der Modellierung an Bedeutung gewinnt, wohingegen in der Realität eine geringere Konzentration des Chlorophyllgehalts für die Gestalt des gemessenen Spektrums verantwortlich war. Ein Aspekt stärkt jedoch die Qualität der modellierten Ergebnisse: Die Einschränkung des Wertebereichs der modellierten Wasserparameter und der Tiefe des Messkopfs entspringt einer realitätsnahen Datengrundlage. Die Variation der Werte auf $\pm 10\%$ zu beschränken, ist inhaltlich plausibel und sinnvoll.

Ein Blick auf die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse ist im Kontext der Bodenspektren ebenfalls aufschlussreich. Diese zeigen, dass diejenigen Bodenspektren, die in der Modellierung der realen Messungen nicht berücksichtigt wurden, potenziell den größten Fehler in der Sensitivitätsanalyse generieren. Zählt man zusammen, wie oft ein Bodenspektrum zur Modellierung einer realen Messung berücksichtigt wurde, stellt man fest, dass lediglich vier von sechs Spektren¹³ relevant waren (Tabelle 5.2).

Tabelle 5.2: Anzahl der Berücksichtigungen der einzelnen Bodenspektren in der Modellierung.

	$f_A[0]$	$f_A[1]$	$f_A[2]$	$f_A[3]$	$f_A[4]$	$f_A[5]$
Berücksichtigt in der Modellierung	11	19	12	2	17	0

¹³ Die unbedeutenden Spektren sind das fast reine Sandspektrum ($f_A[3]$) und ein Spektrum von einem Boden mit Makrophyten-Auflage ($f_A[5]$).

Aus diesem Grund könnte es überlegenswert sein, zukünftig von Anfang an lediglich mit drei bis vier Spektren zu modellieren. So würde man die potenzielle Anzahl von Fehlerquellen reduzieren, vorausgesetzt, die ausgewählten Spektren sind in ihrer Kombination in der Lage, die Realität ähnlich gut abzubilden wie die sechs Spektren zusammen. Dies scheint der Fall zu sein, da hier nur vier von sechs verwendet wurden.

5.7 Die Schichtung des Chlorophylls

Wie bereits erwähnt geht es in diesem Kapitel um die Herleitung der Chlorophyllschichtung im Wasserkörper. Eine erfolgreiche Modellierung würde das Verständnis des Strahlungstransportes im Wasser verbessern und so eine höhere Qualität der Fehler- und Sensitivitätsanalyse möglich machen. Für die Berechnung der Schichtung des Chlorophylls in einem natürlichen Wasserkörper sind die physikalischen Gesetze zur Absorption und Streuung der Ausgangspunkt. Ferner ist die notwendige Datengrundlage durch den Datensatz der Messkampagne gegeben. Die abwärtsgerichtete Irradianzen aus *unterschiedlichen Wassertiefen* liegen vor. Theoretischer Hintergrund ist die Überlegung, dass aus den wassertiefenabhängigen Werten für E_d Rückschlüsse auf den Dämpfungskoeffizienten und somit auf den Chlorophyllanteil im Wasser zu ziehen sind. Angenommen wird dabei, dass der **Chlorophyllgehalt mit der Intensität der abwärtsgerichteten Irradianz korreliert**. Diese These soll im Folgenden belegt werden. Im zweiten Schritt wird der bekannte Chlorophyllwert aus einem Meter Wassertiefe herangezogen, um nicht nur den Verlauf der Abnahme beschreiben zu können, sondern auch konkrete Werte berechnen zu können. Mit diesem Wissen lässt sich der Chlorophyllgehalt schichtspezifisch feststellen.

Zuerst gilt es, den Blick auf das Verhältnis des Dämpfungskoeffizienten und der abwärtsgerichteten Irradianz zu richten. Der Dämpfungskoeffizient fasst die Wirksamkeit der absorbierenden und streuenden Elemente des Wasserkörpers bezüglich der eintreffenden elektromagnetischen Strahlung in Bezug auf den Zenitwinkel der Sonne (θ_{sun}) zusammen und wird von Gordon (1989) wie folgt beschrieben¹⁴:

$$K_d(\lambda) = \kappa_0 \frac{a(\lambda) + b_b(\lambda)}{\cos \theta'_{sun}} \quad (5.1)$$

¹⁴ K_d ist an dieser Stelle etwas anders dargestellt als im Kapitel 2.4.1.2. Dies dient dem besseren Verständnis in den folgenden Ausführungen.

Die folgenden Umformungen sind dadurch gekennzeichnet, dass sie versuchen, den nichtlinearen Einfluss der Abnahme des Messsignals zu beschreiben (siehe Abbildung 4.3). Konstante Einflussfaktoren, die lediglich die absolute Größe beeinflussen, spielen keine Rolle. Aus diesem Grund kann der Zenitwinkel der Sonne sowie der κ_0 unberücksichtigt bleiben, schließlich ist ihr Einfluss in einem Meter Wassertiefe genau so groß wie in jeder anderen Wassertiefe auch.

Nachstehend werden die Testanwendungen mit den von Messstation B2-01 ermittelten Daten berechnet. Außerdem werden weitere Überlegungen speziell für die Wellenlänge von 664 nm vorgenommen. Dies hat mit den Eigenschaften der Absorption des Wasserkörpers zu tun. Diese Wellenlänge bietet die gute Voraussetzung, den Einfluss von Wassermolekülen und der Gelbstoffabsorption auf das Messsignal möglichst gering zu halten (geringe Dämpfungseigenschaften), sowie im Gegenzug ein lokales Maximum bei der Absorption des Chlorophylls aufzufinden (siehe Abbildung 2.6). Um das Verhältnis von Absorption (a) und Streuung (b) am Dämpfungskoeffizienten festzustellen, wurden für die Wellenlänge von 664 nm die konkreten Werte unter Berücksichtigung der gemessenen Wasserinhaltsstoffkonzentrationen berechnet (nach Gege 2015):

$$a(664) = 0,357 \text{ m}^{-1}$$

$$b(664) = 0,011 \text{ m}^{-1}$$

Es wird ersichtlich, dass die Absorption für die Wellenlänge von 664 nm eine weitaus wichtigere Bedeutung hat. Die Streuung macht lediglich 3,0 % des Dämpfungskoeffizienten aus. Der Streukoeffizient $b(\lambda)$ ist daher ohne große Bedeutung und kann unberücksichtigt bleiben. Der entscheidende Grund für die Nichtberücksichtigung ist allerdings nicht der geringe Einfluss auf den Dämpfungskoeffizienten, sondern die Tatsache, dass sich der Streukoeffizient zusätzlich konstant verhält und sich nicht mit der Tiefe ändert, da er lediglich wellenlängenabhängig ist. Deshalb kann der Dämpfungskoeffizient in Korrelation mit dem Absorptionskoeffizienten folgendermaßen angenähert werden:

$$K_d(\lambda) \sim a(\lambda) + \text{const} \tag{5.2}$$

Die Gesamtabsorption (2.15) setzt sich zusammen aus der Absorption von reinem Wasser (a_w), einem Temperaturgradienten ($\frac{da_w(\lambda)}{dT}$) und aus der Absorption von Wasserinhaltsstoffen (a_{WC}) (Gege 2015). Ferner werden die Absorption des Wassers sowie der Temperaturgradient außer Betracht gelassen, da diese ebenso lediglich wellenlängenabhängig sind und keine Änderungen ihrer Größen entlang der

Tiefe vorweisen, es folgt daraus:

$$a(\lambda) \sim a_{WC}(\lambda) + const \quad (5.3)$$

$a_{WC}(\lambda)$ stellt eine erste Zielgröße dar. $a_{WC}(\lambda)$ ist der GesamtabSORPTIONSKOEFFIZIENT der verschiedenen AbsORPTIONSKOEFFIZIENTEN der Wasserinhaltsstoffe (Gege 2015):

$$a_{WC}(\lambda) = C_0 \cdot a'_0(\lambda) + Y \cdot a'_Y(\lambda) + D \cdot a'_d(\lambda) \quad (5.4)$$

An dieser Stelle können Änderungen der Konzentrationen (C_0 , Y , D) tiefenabhängig berücksichtigt werden. Genau diese Änderung des Chlorophyllgehalts ist Gegenstand der Untersuchung. Der Vergleich der AbsORPTIONSKOEFFIZIENTEN der Wasserinhaltsstoffe für die Wellenlänge 664 nm in einem Meter Wassertiefe¹⁵ zeigt die Dominanz des Chlorophylls. Die Konzentration von Detritus wird gleich Null angenommen (siehe 2.3 Wasserinhaltsstoffe). Die Absorption des Gelbstoffs macht 16,7 % der GesamtabSORPTION aus. Die Absorption des Chlorophylls mit 83,3 % stellt daher den entscheidenden Faktor dar. Deshalb wird die Absorption der Wasserinhaltsstoffe vereinfacht wie folgt angenommen:

$$a_{WC}(\lambda) \sim a_c(\lambda) \sim C_0 \cdot a'_0(\lambda) + const \quad (5.5)$$

$a_c(\lambda)$ ist der wellenlängenabhängige AbsORPTIONSKOEFFIZIENT des Chlorophylls. Der Wert für a'_0 ist aus dem generierten Spektrum namens „Phytoplankton“ abzulesen und ist vergleichbar mit der dargestellten Absorption des Phytoplanktons in Abbildung 2.6:

$$\Rightarrow a_c(664) = 0,0159 \cdot C_0(z) + const \quad (5.6)$$

Und für $C_0(z = 1 \text{ m})$ gilt:

$$\Rightarrow a_c(664) = 0,0159 \cdot 2,386 = 0,038 \quad (5.7)$$

$a_c(664) = 0,038$ ist der AbsORPTIONSKOEFFIZIENT des Chlorophylls in einem Meter Wassertiefe. Um Aussagen über alle weiteren Wassertiefen machen zu können, wird die Abnahme des Messwerts der

¹⁵ Die Konzentrationen sind in einem Meter Wassertiefe bekannt; Chl_a = 2,39 µg/l; TSM = 0,40 mg/l; C_Y = 0,255 1/m.

abwärtsgerichteten Irradianz entlang des Profils herangezogen. Es liegt folgende Messreihe vor (Tabelle 5.3):

Tabelle 5.3: abwärtsgerichtete Irradianz abhängig von der Wassertiefe.

Tiefe [m]	$E_{d,664}(z)$ [mW/m ² nm]
-1	413,7
-2	226,9
-3	153,2
-4	98,2
-5	48,1
-6	29,9
-7	15,9
-8	10,2
-9	5,9

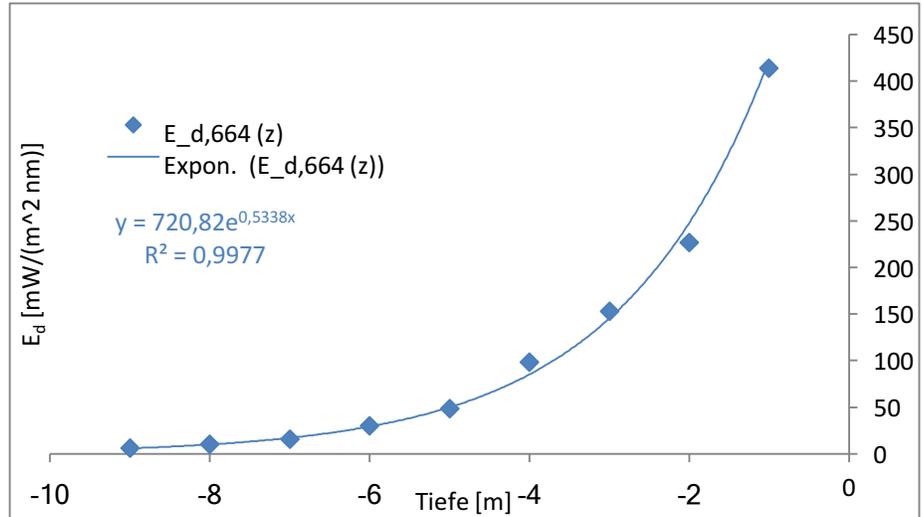


Abbildung 5.2: Abwärtsgerichtete Irradianz (664 nm) entlang der Wassertiefe.

Die Abnahme der abwärts gerichteten Irradianz mit zunehmender Wassertiefe wird durch die Gleichung $E_d(z) = 720,82 \cdot e^{0,5338 \cdot z}$ beschrieben¹⁶ (Abbildung 5.2). Die erste Ableitung der abwärtsgerichteten Irradianz beschreibt die Änderung über die Tiefe:

$$\frac{dE_d(z)}{dz} = 720,82 e^{0,5338 \cdot z} dz \quad (5.8)$$

$$E'_d(z) = 384,77 e^{0,5338 \cdot z} \quad (5.9)$$

Hier bestätigt sich die anfangs getroffene Annahme, dass eine Korrelation zwischen der Änderung der abwärtsgerichteten Irradianz und der Änderung des Dämpfungskoeffizienten beziehungsweise des Chlorophyllgehalts besteht:

$$E'_d(z) \sim \beta \cdot K_d(z) \quad (5.10)$$

β ist der Faktor, um den sich die absoluten Werte unterscheiden. Wie oben nachgewiesen, kann man ferner sagen:

¹⁶ Man beachte, dass die Angabe der Wassertiefe hier mit negativen Vorzeichen angeführt wird, anders als im vorangegangenen Text.

$$K_d(z) \sim \beta \cdot a_c(z) \quad (5.11)$$

Korreliert die abwärtsgerichtete Irradianz mit dem Dämpfungskoeffizienten und der Dämpfungskoeffizient mit dem Absorptionskoeffizienten des Chlorophylls, dann korreliert auch die abwärts gerichtete Irradianz mit dem Absorptionskoeffizienten des Chlorophylls:

$$E'_d(z) \sim \beta \cdot a_c(z) \quad (5.12)$$

Die allgemeine Formel zur Bestimmung des Chlorophyll-Gehalts in einer bestimmten Tiefe z lautet schließlich:

$$E'_d(z) \sim \beta \cdot C_0(z) \cdot a'_0(\lambda) \quad (5.13)$$

$$C_0(z) \sim \frac{E'_d(z)}{\beta \cdot a'_0(\lambda)} \quad (5.14)$$

In der konkreten Durchführung von $C_0(z)$ muss der Faktor β berechnet werden. Hierfür stellt man die Gleichung (5.14 nach β um und setzt die bekannten Messwerte für die Tiefe -1 m ein:

$$\beta = \frac{384,77 e^{0,5338 \cdot z}}{a'_0 \cdot C_0(-1)} \quad (5.15)$$

$$\beta = \frac{384,77 e^{0,5338 \cdot -1}}{0,0159 \cdot 2,386} = 2439,14 \quad (5.16)$$

Setzt man im Anschluss in die erste Ableitung der abwärtsgerichteten Irradianz, den bekannten Wert für a'_0 , sowie den Faktor β ein, so kommt man zu folgender Lösung für die Messstation B2-03:

$$C_0(z) = 4,069 \cdot e^{0,5338 \cdot z} \quad (5.17)$$

Die berechneten Ergebnisse zeigen eine deutliche Tiefenabhängigkeit (Tabelle 5.4; Abbildung 5.3).

Tabelle 5.4: Chlorophyllgehalt abhängig von der Wassertiefe; Messstation B2-03.

z [m]	$C_0(z)$ [$\mu\text{g/l}$]
-1	2,39
-2	1,46
-3	0,90
-4	0,55
-5	0,34
-6	0,21
-7	0,13
-8	0,08
-9	0,05

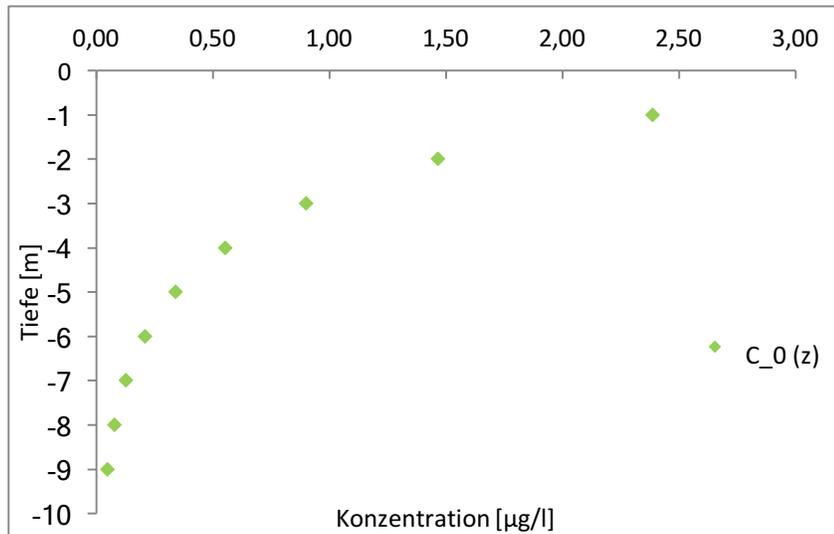


Abbildung 5.3: Chlorophyllgehalt entlang der Wassertiefe; Messstation B2-03.

Für die Anwendung in WASI bedeutet dies, dass der sich ändernde Chlorophyll-Anteil vermittelt über die optische Dicke berücksichtigt werden muss, um exaktere Ergebnisse produzieren zu können.

6 Ausblick

Dieses Kapitel erläutert die Perspektiven für eine Anwendbarkeit optischer Messungen zur Wassertiefenschätzung und diskutiert einige Lösungsvorschläge für das Problem der Mehrdeutigkeit.

6.1 Anwendbarkeit in der Praxis

Bis zur routinemäßigen, großflächigen Bestimmung von Wassertiefen aus flugzeug- oder satellitengestützten Fernerkundungsdaten ist es noch ein weiter Weg. Im Kern sind zwei Punkte zu klären: erstens, wie ist mit den gewässerspezifischen Bodenreflexionen zu verfahren und zweitens, wie ist mit unzureichenden vorliegenden Informationen über die Wasserparameter umzugehen und, daraus resultierend, das Problem der Mehrdeutigkeit.

Für das Problem der Bodenreflexionen, sind zwei Lösungsansätze denkbar: zum einen der Aufbau einer gewässerspezifischen Datenbank. So können regionale Bodenspektren für die entsprechende Fragestellung in WASI integriert werden. Zum anderen wäre eine Untersuchung wünschenswert, die die Anzahl und spektrale Form charakteristischer Sedimentreflexion für unterschiedliche Gewässertypen feststellt. Unter Umständen ist es möglich, mit wenigen „universellen“ Bodenspektren eine Großzahl unterschiedlicher Wasserkörper erfolgreich zu modellieren. Der zweite zu klärende Punkt, die Ermittlung der Wasserparameter, kann ebenfalls unterschiedlich gelöst werden. Es wäre zum einen vorstellbar, das Modell vorab mit einigen wenigen in-situ-Daten zu speisen und so zu erfolgsversprechenden Ergebnissen zu kommen. Darauf deutet die Sensitivitätsanalyse hin. Diese Daten könnten durch einen kurzen Feldeinsatz oder durch das Abrufen von Datensätzen stationärer Messstationen erhoben werden. Zum anderen ist es denkbar, ein zweites biooptisches Modell an die Modellierung zu koppeln, welches unabhängig von der WASI-Anwendung zum Status der Wasserinhaltsstoffe gelangt.

Das Ziel der Messgenauigkeit für die Bestimmung der Wassertiefe könnte die von der *International Hydrographic Organization* (2008) empfohlene Richtlinie für die Schifffahrt sein. Nach dieser Richtlinie beträgt die maximal erlaubte vertikale Messungenauigkeit (total vertical uncertainty [m]) für ein Vertrauensniveau von 95 % und für Gewässer mit weniger als 100 m Tiefe:

$$TVU_{max} = \pm \sqrt{(0,5 \text{ m})^2 + (0,013 \cdot z_B)^2} \quad (6.1)$$

Für eine Wassertiefe von 8 m beträgt somit das empfohlene Unsicherheitsintervall 7,5 % (oder 51 cm). Die mit WASI generierten Ergebnisse erfüllen diese Vorgabe. Das stimmt optimistisch, wenn auch mit Qualitätsverlusten in der großflächigen Anwendung zu rechnen ist. Letztlich kann die Fernerkundung perspektivisch ein unterstützendes Instrument für die Bestimmung von Wassertiefen werden. Auf absehbare Zeit sind hochaufgelöste Echolot-Messungen allerdings nicht zu ersetzen. Stattdessen sollte nach Synergien und Kombinationen in der Anwendung beider Messmethoden gesucht werden. Der Schwerpunkt der Fernerkundung liegt dabei auf Küstenregionen, da dort die Gewässertiefen überhaupt eine Messung zulassen und dort auch mit der größten Kurzzeitdynamik zu rechnen ist. Eine zu geringe Eindringtiefe des Lichts limitiert zwar eine großflächige Anwendung der Methode in den offenen Meeren, von zentraler ökologischer Bedeutung sind allerdings die küstennahen Bereiche der Meere, welche in Zukunft vermessen werden könnten.

6.2 Problem der Mehrdeutigkeit

Das Problem der Mehrdeutigkeit ist die größte Herausforderung für die Modellierungen. Deshalb werden in diesem Ausblick schwerpunktmäßig Ideen zur Lösung dieses Problems verhandelt. Im Folgenden werden drei denkbare Lösungsansätze vorgestellt.

6.2.1 Wertebereiche der Einflussparameter eingrenzen

Grundsätzliches Ziel, um das Problem der Mehrdeutigkeit zu lösen, ist es, die erlaubte Wertemenge zu verkleinern. Die Parameter dürfen so nicht mehr jeden x-beliebigen Wert annehmen, sondern werden in einem vorgegebenen und eingegrenzten Bereich iteriert. Diesen Bereich festzulegen, ist dabei die Herausforderung. Die einfachste Methode ist, den Wertebereich auf Grundlage von a-priori Erfahrung und ortsspezifischem Wissen einzugrenzen. Ein zusätzlich erfolgversprechendes Vorgehen, da auf Grundlage von wissenschaftlich fundierten Studien, ist die Berücksichtigung von Korrelationen.

6.2.2 Korrelationen bestimmen und implementieren

Die spezifischen Attenuationseigenschaften der einzelnen Modellparameter sind weitgehend erforscht. Beispielsweise ist bekannt, wo die spezifischen Maxima und Minima von Absorption und Streuung der Wasserinhaltsstoffe liegen oder welche wellenlängenabhängige Form die Reflektanz des jeweiligen Parameters besitzt. Und dennoch ist im Modell der Einfluss zwischen den verschiedenen Charakteristika der einzelnen Parameter auf das gemessene Signal nicht ausreichend präzise zu bestimmen. Ein Weg aus diesem Problem könnte die Suche nach Abhängigkeiten sein. So wäre eine Korrelation verschiedener Parameter miteinander aufschlussreich, um bei der Modellierung den Möglichkeitsraum

der betroffenen Parameterwerte zu verkleinern (beispielsweise, wenn Parameter X mit der Konzentration Y vorliegt, dann kann Parameter Q nur noch die Konzentration der Wertemenge Z haben). Es gibt bereits Studien, die solche Zusammenhänge untersuchen (Carder et al. 1986, Ferrari und Dowell 1998, Kowalczuk 1999 und 2005, u.m.).

6.2.3 Kombination von Messtechniken

Vorstellbar ist auch eine Kombination von Messtechniken. Ohlendorf et al. (2011) diskutieren die Kombination von biooptischen Modellen zur Bestimmung der Wassertiefe in Verbindung mit der Beobachtung physikalischer Prozesse, welche durch die Unterwassertopographie beeinflusst werden. Beispielsweise wird die Wellenstruktur der Meere durch die Topografie des Meeresbodens mitgeformt. So könnte es gewinnbringend sein, unterschiedliche Ansätze zur Bestimmung der Wassertiefe zu verschränken oder zumindest zur Prüfung der Plausibilität heranzuziehen.

Weiterhin wäre eine Bewertung der modellierten Wassertiefen mit Bezug auf die Sichttiefe interessant. Dies wäre ebenfalls eine Synthese aus der Suche nach Korrelationen und Kombination von Messtechniken. Da die Sichttiefe mit dem Dämpfungskoeffizienten korreliert (Kaabi et al. 2016), könnten so Rückschlüsse auf die Wasserinhaltsstoffe und die Tiefe des Wasserkörpers gezogen werden, da der Dämpfungskoeffizient sich aus den Absorptions- und Streuungseigenschaften des Wasserkörpers zusammensetzt. In Bezug auf den Dämpfungskoeffizienten spielt der Boden keine Rolle, was vorteilhaft ist, da so eine klare Differenzierung im Modell zwischen Einfluss des Bodens und des Wasserkörpers vollzogen werden kann. Zum anderen könnte der Dämpfungskoeffizient herangezogen werden, um in einer Voranalyse zu klären, ob die entsprechenden jahreszeitlichen und räumlichen Vorstellungen eine Modellierung der Wassertiefe überhaupt zulassen. Weitere Untersuchungen, die auf eine valide Modellierung der Wassertiefe in Verbindung mit der Sichttiefe setzten, wären hilfreich. Der Vorteil der Secchi-Tiefe ist, dass sie eine der ältesten hydrologischen Messgrößen ist, die seit Jahrzehnten flächenhaft durchgeführt wird und deshalb eine große Anzahl an Messwerten zur Verfügung stehen würden.

7 Literatur

Albert, A., Mobley, C. D. (2003): An analytical model for subsurface irradiance and remote sensing reflectance in deep and shallow case-2 waters. *Optics Express* 11, S. 2873–2890.

Bricaud, A., Morel, A., Prieur, L. (1981): Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnology and Oceanography* 26, S. 43-53.

BSH (2016a): GeoSeaPortal.

URL: <https://www.geoseaportal.de/gdi-bsh-portal/ui>

Letzter Zugriff: 19.09.2016

BSH (2016b): Wochenmittel Chlorophyll, Gelbstoff und Schwebstoff.

URL: <http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Fernerkundung/ostsee2016.jsp>

Letzter Zugriff: 20.10.2016

Carder, K. L., Steward, R. G., Paul, J. H. und Vargo, G. A. (1986): Relationships between chlorophyll and ocean color constituents as they affect remote-sensing reflectance models. *Limnology and Oceanography* 31(2), S. 403-413.

Devred, E., Turpie, K. R., Moses, W., Klemans, V. V., Moisan, T., Babin, M., Toro-Farmer, G., Forget, M.-H. und Jo, Y.-H. (2013): Future Retrievals of Water Column Bio-Optical Properties using the Hyperspectral Infrared Imager (HyspIRI). *Remote Sensing* 5(12), S. 6812-6837.

Doerffer, R. und Schiller, H. (2007): The MERIS Case 2 water algorithm. *International Journal of Remote Sensing* 28(3-4), S. 517–535.

Erhardt, M. (1995): Organische Komponente, in: Gerhard Rheinheimer (Hrsg.): *Meereskunde der Ostsee*. Berlin, S. 108-112.

Ferrari, G. M. und Dowell, M. D. (1998): CDOM Absorption Characteristics with Relation to Fluorescence and Salinity in Coastal Areas of the Southern Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 47(1), S. 91-105.

Gege, P. (1994): Gewässeranalyse mit passiver Fernerkundung: Ein Modell zur Interpretation optischer Spektralmessungen. Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Institut für Optoelektronik, Forschungsbericht 94-15, Oberpfaffenhoffen.

Gege, P. (2004): The water color simulator WASI: an integrating software tool for analysis and simulation of optical in situ spectra. *Computers & Geosciences* 30, S. 523–532.

Gege, P. (2008): Sensitivity analysis of water depth determination. Ocean Optics XIX Conference, Barga, Italy.

Gege, P. (2015): The Water Colour Simulator WASI.

URL: <http://www.ioccg.org/data/software.html>

Letzter Zugriff: 25.09.2016

Gordon, H. R. (1989): Can the Lambert-Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water? *Limnology and Oceanography* 34(8), S. 1389-1409.

Hakvoort, J.H.M. (1994): Absorption of light by surface water. Doktorarbeit, Delft University Press.

Humminbird (2009): 798c and 798ci SI Combo Operations Manual.

URL: <http://www.humminbird.com/WorkArea/DownloadAsset.aspx?id=2982>

Letzter Zugriff: 04.11.2016

Hübner, T. (2014): Visualisierung von Secchi-Tiefen in der Ostsee zum Zwecke der Laserbathymetrie. Bachelorarbeit, Hochschule Neubrandenburg & Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie.

URL: http://digibib.hs-nb.de/file/dbhsnb_derivate_0000001799/Bachelorarbeit-Huebner-2014.pdf

Letzter Zugriff: 04.09.2016

IHO (2008): IHO standards for hydrographic surveys. Special Publication 44, Monaco.

URL: http://www.iho.int/iho_pubs/standard/S-44_5E.pdf

Letzter Zugriff: 04.07.2016

Kähler, W.M. (2010): Statistische Datenanalyse. 6. Auflage, Vieweg + Teubner, Wiesbaden.

Klonowski, W., Lynch, M., Fearn, P., Majewski, L., und Gray, M. (2011): Ningaloo Collaboration Cluster: Hyperspectral Mapping of Bathymetry and Benthic Cover. Curtin University, Ningaloo Collaboration Cluster Final Report 1a.

Kowalczyk, P., Olszewski, J., Darecki, M. und Kaczmarek, S. (2005): Empirical relationships between coloured dissolved organic matter (CDOM) absorption and apparent optical properties in Baltic Sea waters. *International Journal of Remote Sensing* 26(2), S. 345–370.

Linne von Berg, K.H., Hoef-Emden, K., Marin, B., Melkonian, M. (2012): *Der Kosmos-Algenführer*. 2. Auflage, Franckh-Kosmos Verlag, Stuttgart.

Mobley, C. D. (1994): *Light and Water*. Academic Press, San Diego, S. 592ff.

Mobley, C. D., Gentili, B., Gordon, H.R., Jin, Z., Kattawar, G. W., Morel, A., Reinersman, P., Stamnes, K. und Stavn, R.H. (1993): Comparison of numerical models for computing underwater light fields. *Applied Optics* 32, S. 7484–7504.

Monteys, X., Harris, P., Caloca, S. und Cahalane, C. (2015): Spatial Prediction of Coastal Bathymetry Based on Multispectral Satellite Imagery and Multibeam Data. *Remote Sensing* 7(10), S. 13782-13806.

Morel, A. (1974): Optical Properties of Pure Water and Pure Sea Water, in: Jerlov, N. G., Steemann Nielsen, E. (Hrsg.): *Optical Aspects of Oceanography*. Academic Press London, S. 1-24.

Muna. R. Al Kaabi, M. R. Al, Zhao, J. und Ghedira, H. (2016): MODIS-Based Mapping of Secchi Disk Depth Using a Qualitative Algorithm in the Shallow Arabian Gulf. *Remote Sensing* 8(5), S. 423ff.

Niemeyer, J., Song, Y., Kogut, T. und Heipke, C. (2015): *Untersuchungen zum Einsatz der Laserbathymetrie in der Seevermessung*. Institut für Photogrammetrie und GeoInformation, Leibniz Universität Hannover.

Nyquist, G. (1979): Investigation of some optical properties of seawater with special reference to lignin sulfonates and humic substances. Doktorarbeit, Göteborgs Universität.

Ohlendorf, S., Müller, A., Heege, T.; Cerdeira-Estrada, H.T. (2011): Bathymetry mapping and sea floor classification using multispectral satellite data and standardized physics-based data processing. International Society for Optical Engineering, Volume 8175.

Piotr Kowalczyk (1999): Seasonal variability of yellow substance absorption in the surface layer of the Baltic Sea. Journal of Geophysical Research 104(C12), S. 30047–30058.

Riha, J. S. (2013): Detektion und Quantifizierung von Cyanobakterien in der Ostsee mittels Satellitenfernerkundung. Herausgeber: Prof. Dr.-Ing. Konrad Miegel, Universität Rostock, Agrar- und Umweltwissenschaftliche Fakultät.

Schneider, T., Zimmermann, S. (2004): Allgemeine Einführung in das fernerkundliche Umfeld. Bayrische Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege, Laufener Seminarbeiträge 2(03), S. 25-36.

Stolz, O. (2013): Quantifizierung und Korrektur des Messfehlers von bathymetrischen Messungen mittels Echolotung in Süßwasserkörpern in Abhängigkeit von verschiedenen Wasserparametern. Bachelorarbeit, Universität Potsdam.

Stedmon, C. A., Markager, S. und Kaas, H. (2000): Optical Properties and Signatures of Chromophoric Dissolved Organic Matter (CDOM) in Danish Coastal Waters. Coastal and Shelf Science 51, S. 267–278.

Stroppe, H. (2012): PHYSIK - für Studierende der Natur- und Ingenieurwissenschaften. Fachbuchverlag Leipzig im Carl Hanser Verlag, München.

Tischler, W. (1990): Ökologie der Lebensräume. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

Wagner, S. (2006): Sensitivitätsanalyse quantitativer Modelle. Technische Universität München.

URL: https://www4.in.tum.de/misc/perlen/perlen-folien/2006_wagner.pdf

Letzter Zugriff: 20.06.16

Wittig, R., Streit, B. (2004): Ökologie. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.

Zimmermann, G. (1991): Fernerkundung des Ozeans. Akademie Verlag, Berlin.

8 Anhang

Der abwärtsgerichtete Dämpfungskoeffizient der Irradianz (Gordon 1989, Gege 2015):

$$K_d(\lambda) = \kappa_0 \frac{a(\lambda) + b_b(\lambda)}{\cos \theta_{sun}} \quad (8.1)$$

Der aufwärtsgerichtete Dämpfungskoeffizient der Irradianz des Bodens (Albert und Mobley 2003, nach Gege 2015):

$$K_{uB} = [a(\lambda) + b_b(\lambda)] \cdot [1 + \omega_b(\lambda)]^{1,2441} \cdot \left[1 + \frac{0,5182}{\cos \theta_{sun}}\right] \quad (8.2)$$

Der aufwärtsgerichtete Dämpfungskoeffizient der Irradianz des Wassers (Albert und Mobley 2003, nach Gege 2015):

$$K_{uW} = [a(\lambda) + b_b(\lambda)] \cdot [1 + \omega_b(\lambda)]^{1,9991} \cdot \left[1 + \frac{0,2995}{\cos \theta_{sun}}\right] \quad (8.3)$$

Tabelle 8.1: Vergleich der mit dem Sonar gemessenen Wassertiefe und der durch den BSH Datensatz ermittelten Wassertiefe; zusätzlich ist die Secchi-Tiefe (z_s) aufgelistet.

	Lat	Long	Tiefe BSH	Tiefe Sonar	Differenz	Abweichung [%]	z_s [m]
B2-02	54 0 31 N	11 19 52 O	12,72	13	0,28	2,15%	4,3
B2-03	54 0 0 N	11 21 30 O	4,03	3,9	-0,13	-3,33%	4,1
B2-03	53 59 59 N	11 21 30 O	4,24	4,1	-0,14	-3,41%	4,1
B2-04	53 59 50 N	11 20 23 O	8,57	8,7	0,13	1,49%	4,8
B2-04	53 59 43 N	11 20 18 O	8,05	8,2	0,15	1,83%	4,8
B2-04	53 59 40 N	11 20 15 O	8,32	8,3	-0,02	-0,24%	4,8
B2-05	53 59 21 N	11 19 58 O	10,06	10,5	0,44	4,19%	5,5
B2-05	53 59 13 N	11 19 52 O	9,82	10	0,18	1,80%	5,5
B2-05	53 59 21 N	11 19 59 O	10,6	10,65	0,05	0,47%	5,5
B2-05	53 59 14 N	11 19 53 O	9,81	10,2	0,39	3,82%	5,5
B2-05	53 59 9 N	11 19 49 O	10,23	10,2	-0,03	-0,29%	5,5
B2-05	53 59 8 N	11 19 47 O	10,16	10,4	0,24	2,31%	5,5
B2-06	53 59 58 N	11 20 58 O	4,6	4,6	0	0,00%	5,5
B2-06	53 59 53 N	11 20 54 O	6,17	6,5	0,33	5,08%	5,5
B2-06	53 58 48 N	11 18 31 O	9,27	9,4	0,13	1,38%	5,5
B3-01	53 58 55 N	11 17 56 O	7,31	7,4	0,09	1,22%	7,5
B3-01	53 58 45 N	11 17 54 O	8,84	9,2	0,36	3,91%	7,5

B3-01	53 58 43 N	11 17 54 O	8,9	9,3	0,4	4,30%	7,5
B3-02	53 59 25 N	11 15 51 O	5,5	5,6	0,1	1,79%	5,8
B3-02	53 59 15 N	11 15 50 O	5,16	5,4	0,24	4,44%	5,8
B3-02	53 59 11 N	11 15 50 O	5,88	6	0,12	2,00%	5,8
B3-03	53 58 52 N	11 15 52 O	5,05	5,2	0,15	2,88%	5,2
B3-03	53 58 43 N	11 15 54 O	4,93	4,9	-0,03	-0,61%	5,2
B3-03	53 58 39 N	11 15 54 O	4,63	4,7	0,07	1,49%	5,2
B3-04	53 57 40 N	11 15 34 O	8,94	8,9	-0,04	-0,45%	6
B3-04	53 57 32 N	11 15 23 O	8,31	8,1	-0,21	-2,59%	6
B3-05	53 56 58 N	11 17 2 O	8,91	9,1	0,19	2,09%	6
B3-05	53 56 49 N	11 16 59 O	8,73	9,05	0,32	3,54%	6
B3-06	53 57 59 N	11 19 19 O	5,36	5,2	-0,16	-3,08%	5,2
B3-06	53 57 57 N	11 19 19 O	5,09	5,2	0,11	2,12%	5,2
B3-06	53 57 53 N	11 19 20 O	5,52	5,3	-0,22	-4,15%	5,2
B3-07	54 0 19 N	11 19 1 O	5,04	4,9	-0,14	-2,86%	5,2
B3-07	54 0 10 N	11 18 48 O	5,67	6,05	0,38	6,28%	5,2

Tabelle 8.2: Werte des synthetischen Spektrums B2-03_1 (linke Seite); Fehler der modellierten Wassertiefe im Verhältnis zur bekannten, synthetischen Wassertiefe (rechte Seite).

Parameter	90 %	Ausgangswert	110 %	Fehler [%] bei 90 %	Fehler [%] bei 110 %
C [$\mu\text{g/l}$]	1,494	1,66	1,826	-1,30	1,36
X [mg/l]	0,381	0,423	0,465	1,65	-1,63
Y [$1/\text{m}$]	0,260	0,289	0,318	-3,02	3,06
S [$1/\text{m}$]	0,01449	0,0161	0,01771	4,50	-3,54
z [m]	0,9	1	1,1	2,54	-2,53
fA[0]	-	0	0,1	-	-12,00
fA[1]	0,8298	0,922	1,0142	4,60	-3,69
fA[2]	0,2241	0,249	0,2739	2,78	-2,59
fA[3]	-	0	0,1	-	-1,19
fA[4]	-	0	0	-	-3,46
fA[5]	-	0	0,1	-	-7,91

Tabelle 8.3: Werte des synthetischen Spektrums B3-03_2.5 (linke Seite); Fehler der modellierten Wassertiefe im Verhältnis zur bekannten, synthetischen Wassertiefe (rechte Seite).

Parameter	90 %	Ausgangswert	110 %	Fehler [%] bei 90 %	Fehler [%] bei 110 %
C [$\mu\text{g/l}$]	0,72	0,8	0,88	-0,29	0,30
X [mg/l]	0,219	0,243	0,267	0,62	-0,61
Y [$1/\text{m}$]	0,288	0,32	0,352	-1,66	1,69
S [$1/\text{m}$]	0,0135	0,015	0,0165	2,34	-1,84
z [m]	2,34	2,6	2,86	5,44	-5,44
fA[0]	-	0	0,1	-	-12,10
fA[1]	0,675	0,75	0,825	4,20	-3,55

fA[2]	-	0	0	-	-9,91
fA[3]	-	0	0,1	-	-2,17
fA[4]	0,207	0,23	0,253	0,97	-0,93
fA[5]	-	0	0,1	-	-8,40

Tabelle 8.4. Werte des synthetischen Spektrums B3-06_4 (linke Seite); Fehler der modellierten Wassertiefe im Verhältnis zur bekannten, synthetischen Wassertiefe (rechte Seite).

Parameter	90 %	Ausgangswert	110 %	Fehler [%] bei 90 %	Fehler [%] bei 110 %
C [$\mu\text{g/l}$]	1,494	1,66	1,826	-0,0858	0,0882
X [mg/l]	0,381	0,423	0,465	0,0576	-0,0607
Y [1/m]	0,241	0,268	0,295	-0,172	0,172
S [1/m]	0,014	0,015	0,017	0,19	-0,145
z [m]	3,69	4,10	4,51	8,37	-8,37
fA[0]	0,83	0,92	1,02	2,24	-1,8
fA[1]	-	0	0,10	-	-4,45
fA[2]	-	0	0,10	-	-3,65
fA[3]	0,21	0,23	0,26	0,479	-0,452
fA[4]	-	0	0,10	-	-0,536
fA[5]	-	0	0,10	0	-2,87

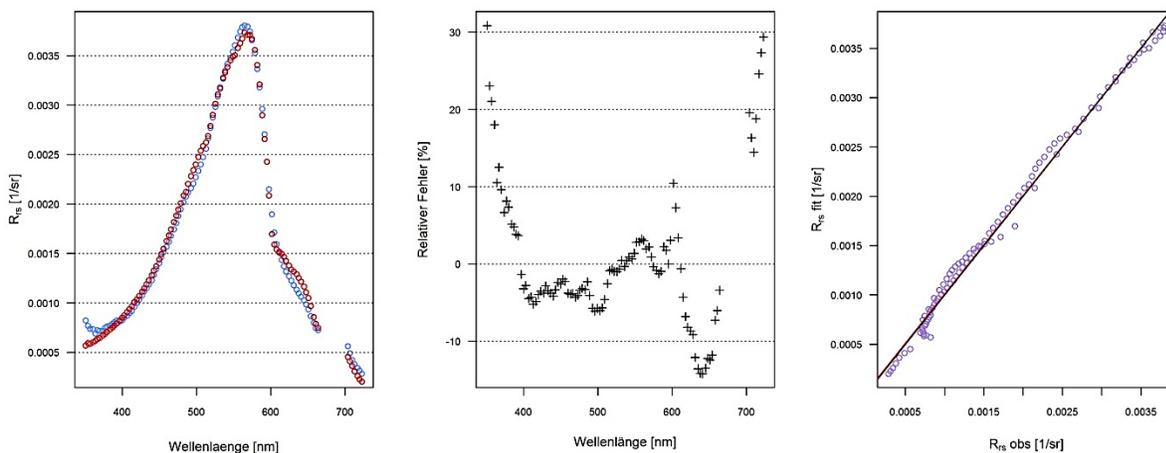


Abbildung 8.1: Messpunkt B2-01_1.01; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

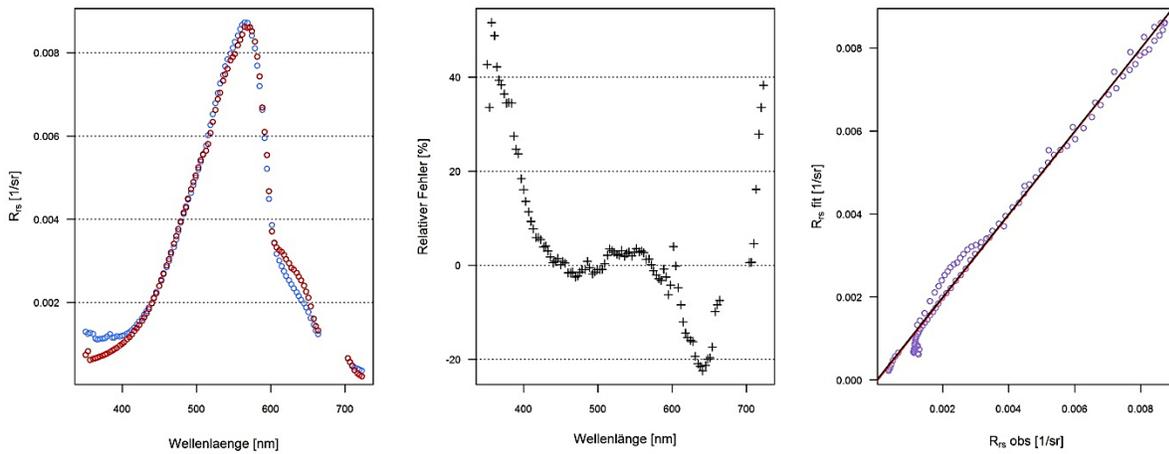


Abbildung 8.2: Messpunkt B2-03_1; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) *remote sensing reflectance* Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

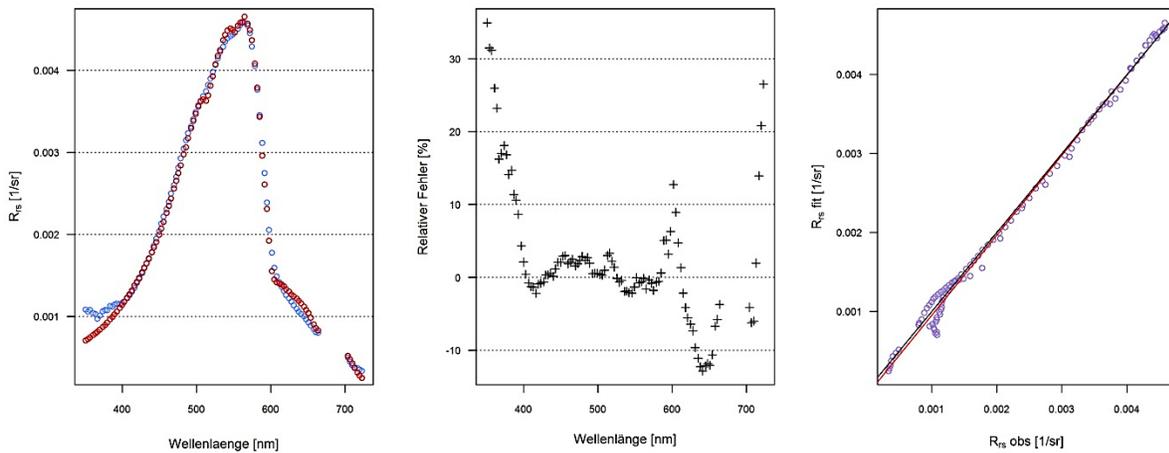


Abbildung 8.3: Messpunkt B3-01_1; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) *remote sensing reflectance* Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

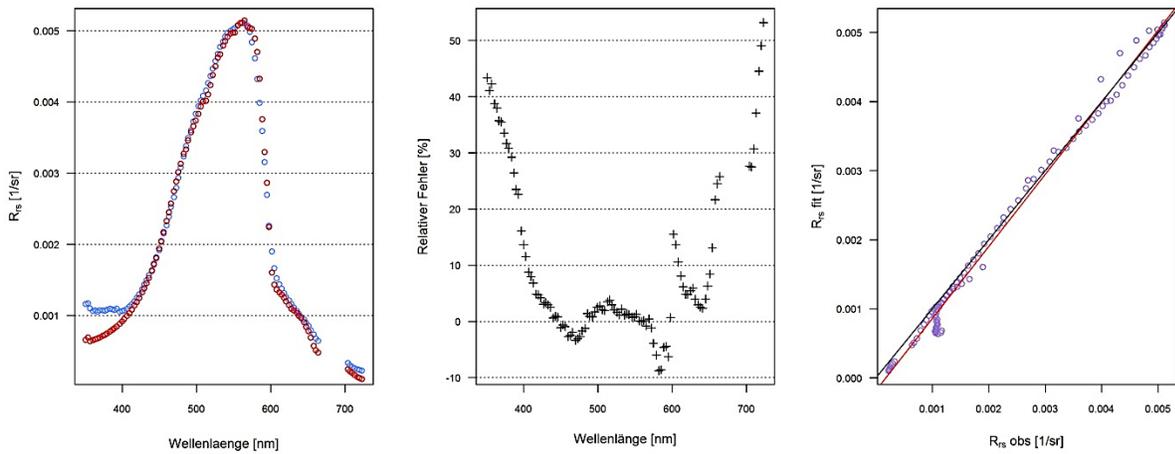


Abbildung 8.4: Messpunkt B3-02_1; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen ($R_{rs\ obs}$) zu den modellierten ($R_{rs\ fit}$) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

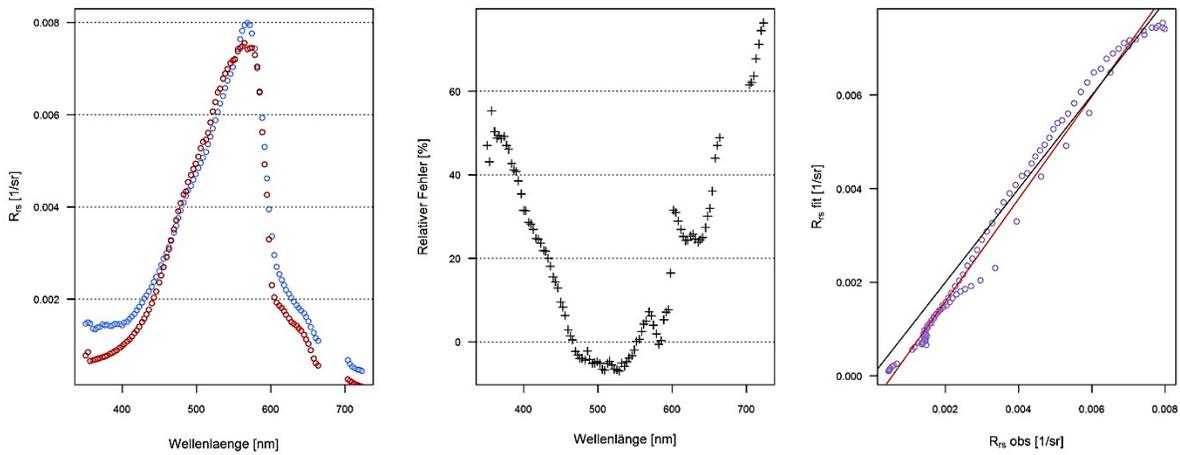


Abbildung 8.5: Messpunkt B3-02_1.01; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen ($R_{rs\ obs}$) zu den modellierten ($R_{rs\ fit}$) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

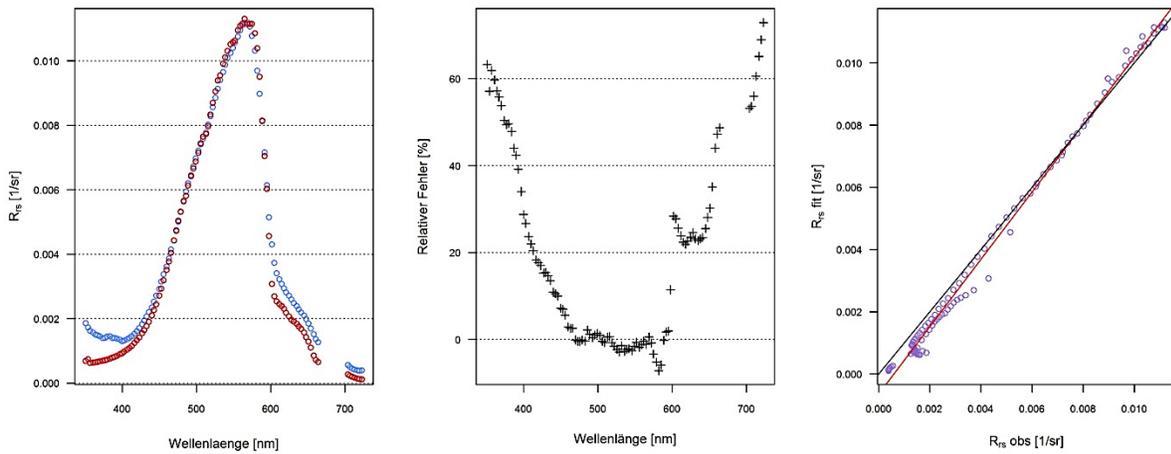


Abbildung 8.6: Messpunkt B3-02_1.02; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen ($R_{rs\ obs}$) zu den modellierten ($R_{rs\ fit}$) *remote sensing reflectance* Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

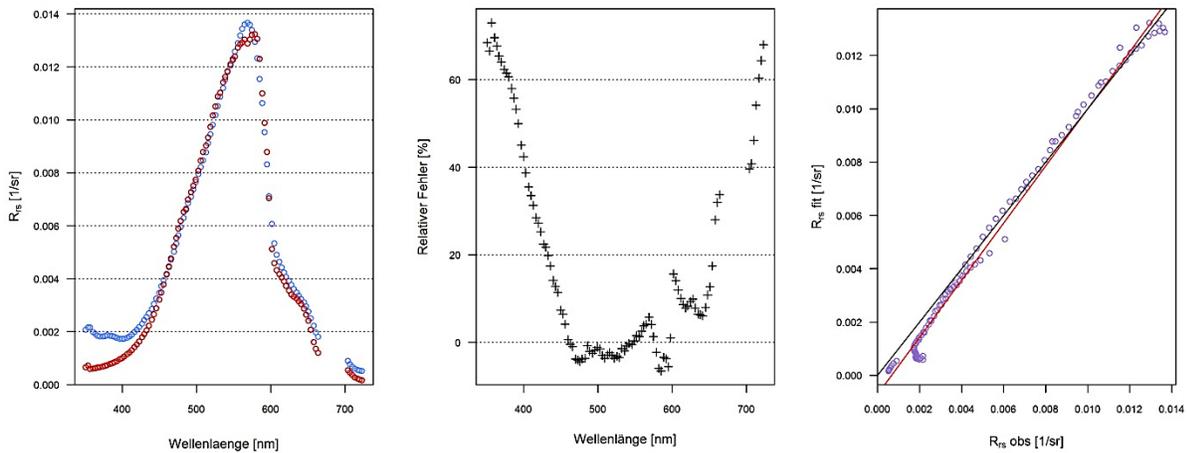


Abbildung 8.7: Messpunkt B3-03_1; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen ($R_{rs\ obs}$) zu den modellierten ($R_{rs\ fit}$) *remote sensing reflectance* Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

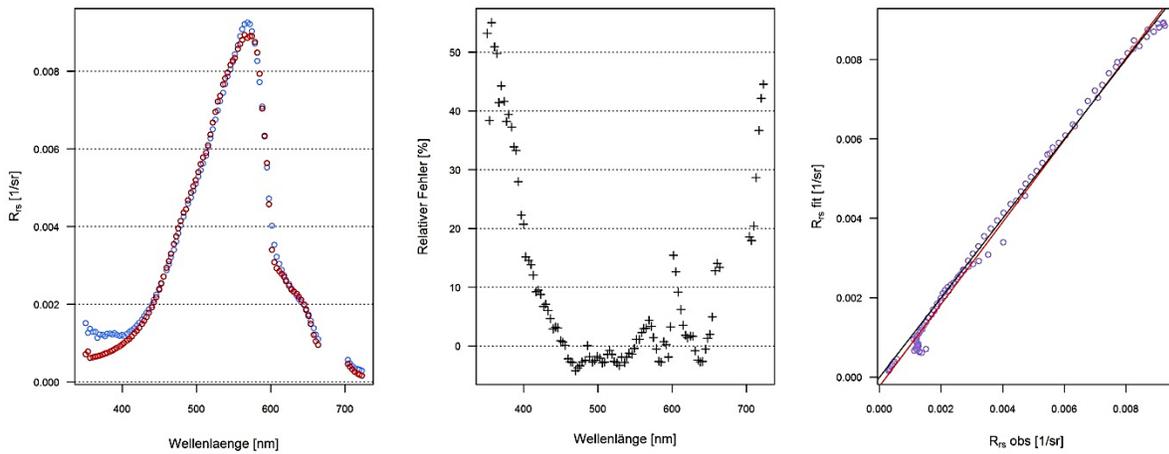


Abbildung 8.8: Messpunkt B3-03_1.01; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

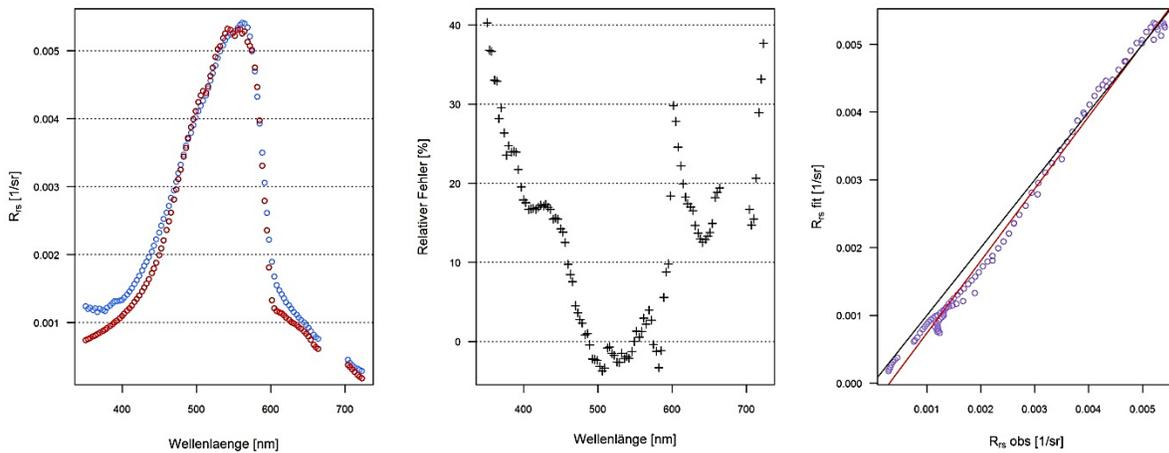


Abbildung 8.9: Messpunkt B3-04_1; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

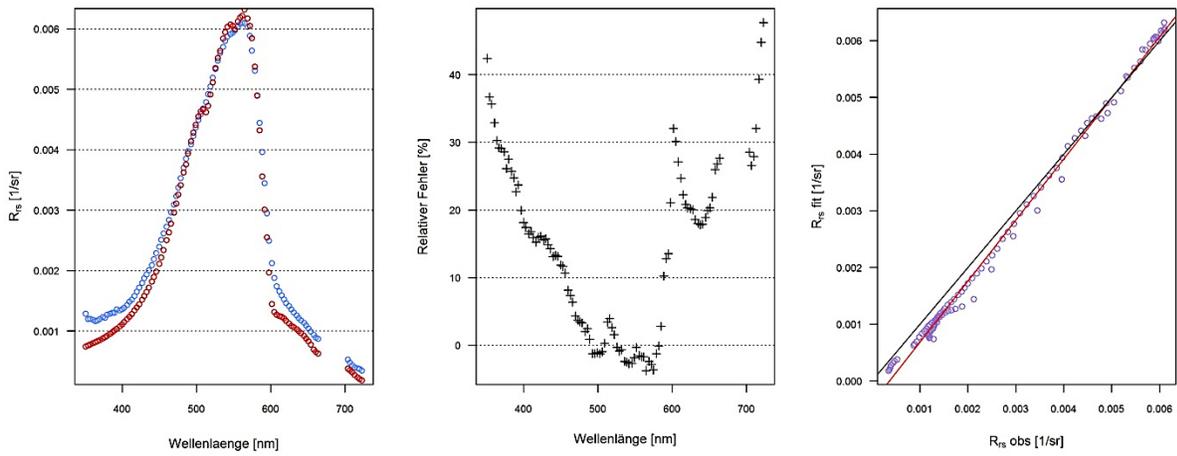


Abbildung 8.10: Messpunkt B3-04_1.01; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessen ($R_{rs\ obs}$) zu den modellierten ($R_{rs\ fit}$) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

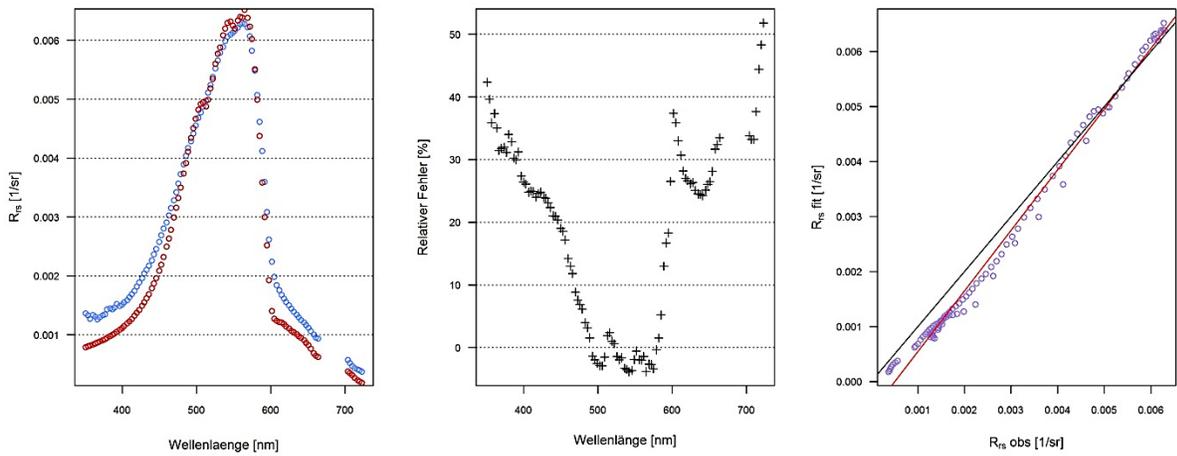


Abbildung 8.11: Messpunkt B3-04_1.02; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessen ($R_{rs\ obs}$) zu den modellierten ($R_{rs\ fit}$) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

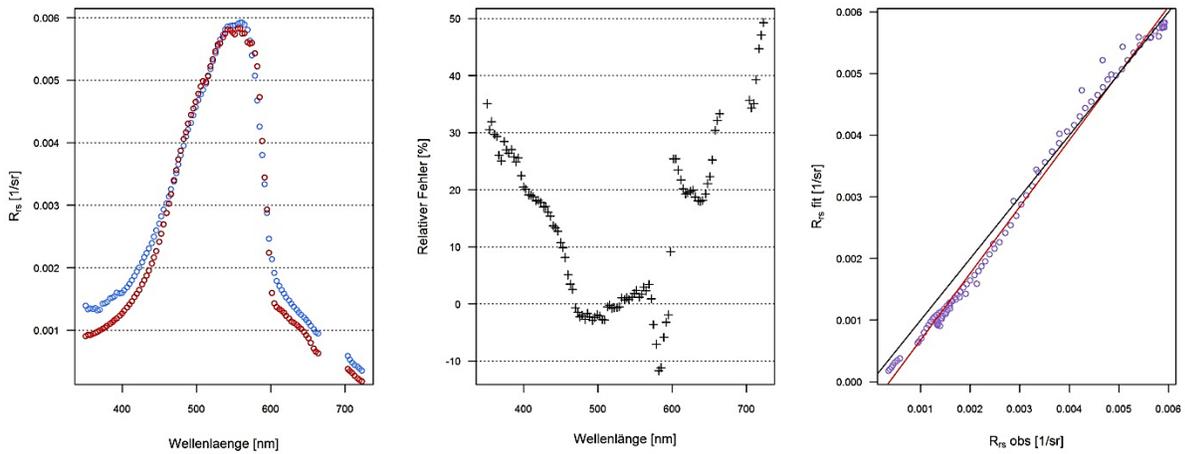


Abbildung 8.12: Messpunkt B3-05_1; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

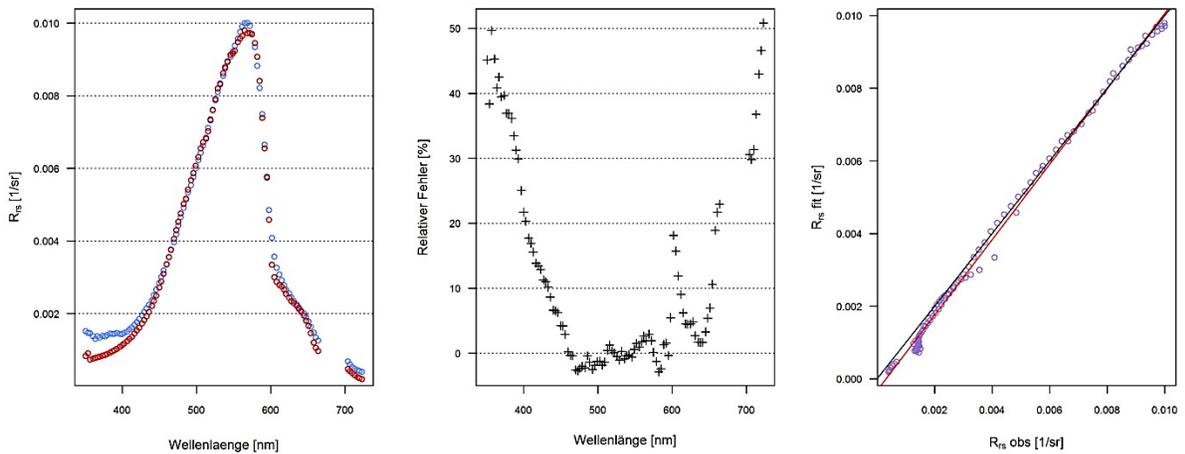


Abbildung 8.13: Messpunkt B3-06_1; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

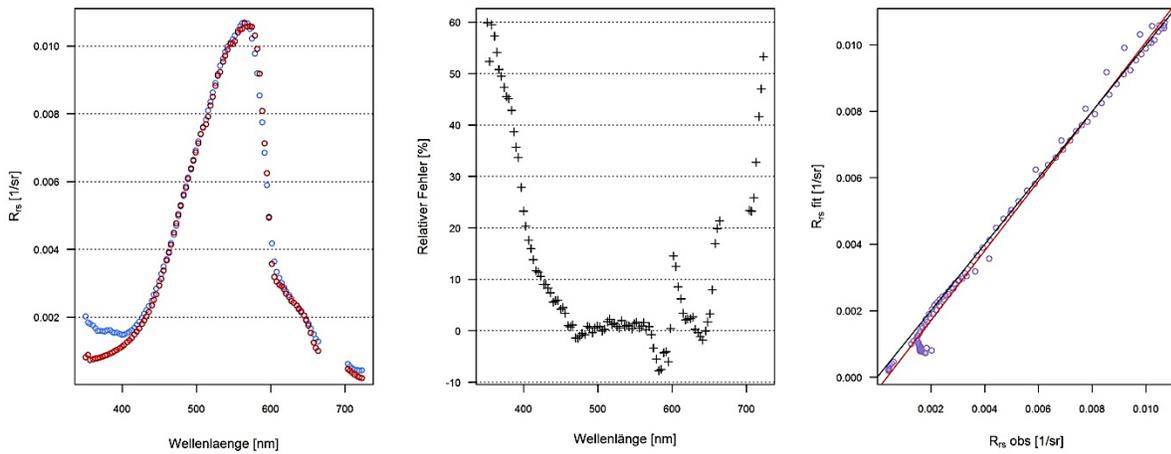


Abbildung 8.14: Messpunkt B3-06_1.01; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

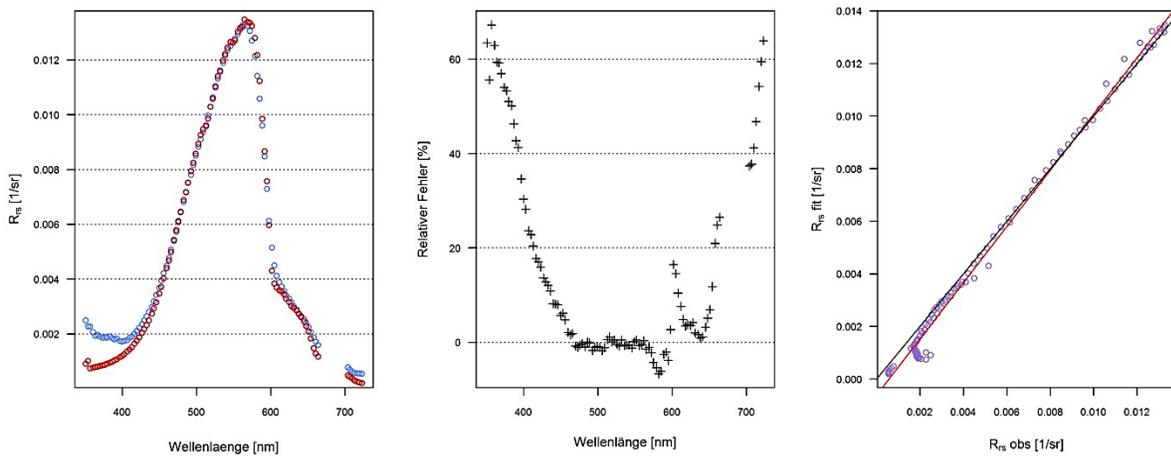


Abbildung 8.15: Messpunkt B3-06_1.02; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

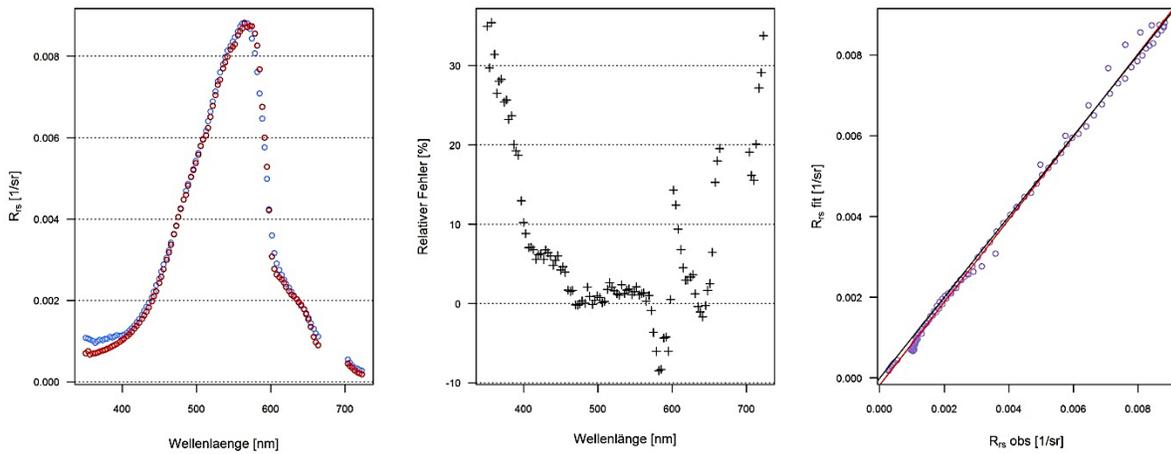


Abbildung 8.16: Messpunkt B3-07_1; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

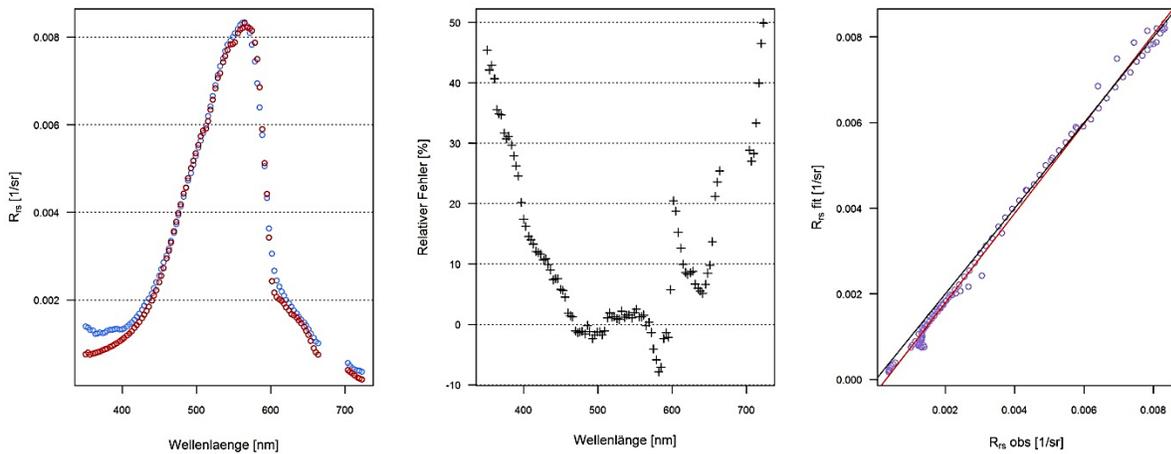


Abbildung 8.17: Messpunkt B3-07_1.01; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) remote sensing reflectance Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

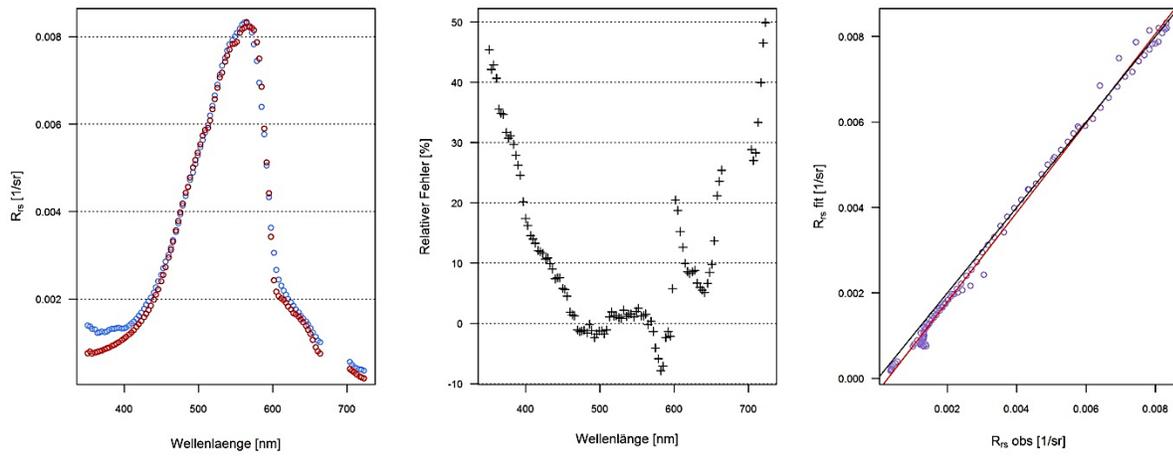


Abbildung 8.18: Messpunkt B3-07_1.02; links – gemessenes Spektrum (blau), modelliertes Spektrum (rot); mittig – relativer Fehler des modellierten Spektrums zum gemessenen Spektrum; rechts – Regressionsgerade (rot) der gemessenen (R_{rs} obs) zu den modellierten (R_{rs} fit) *remote sensing reflectance* Werten, mit Ursprungsgerade (schwarz).

9 Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die Arbeit eigenständig verfasst, keine anderen Quellen und Hilfsmittel als die angegebenen benutzt und die Stellen der Arbeit, die anderen Werken dem Wortlaut oder Sinn nach entnommen sind, in jedem Fall unter Angabe der Quelle als Entlehnung kenntlich gemacht habe. Das Gleiche gilt auch für beigegebene Abbildungen und Tabellen.

Berlin, den 16. Januar 2017 _____