Einfluss von absorbierenden Aerosolen über Wolken auf das Klima: Analyse mit Satellitendaten

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von Karsten Peters

September 2008

Meteorologisches Institut Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg





Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich diese Diplomarbeit ohne fremde Hilfe selbständig verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe. Ich bin mit der Veröffentlichung dieser Arbeit einverstanden.

Karsten Peters Hamburg, im September 2008

Zusammenfassung

In der Luft suspendierte feste oder flüssige Partikel werden als Aerosole bezeichnet. In Abhängigkeit ihrer Größe, ihrer Bestandteile und ihrer Lage in der Atmosphäre wechselwirken diese auf verschiedene Arten mit der einfallenden solaren Strahlung. Diese Wechselwirkungen können entweder einen negativen (abkühlenden) oder positiven (erwärmenden) Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre erzeugen. Es wird zwischen direkten und indirekten Aerosoleffekten unterschieden, wobei deren Repräsentation in numerischen Modellen noch sehr ungenau und die größte Unsicherheit bei der Bestimmung des anthropogenen Klimawandels ist.

In dieser Arbeit wird eine Methode vorgestellt, den Strahlungsantrieb absorbierender Aerosole oberhalb von Wolken allein aus Messdaten abzuleiten. Satellitenmessungen, insbesondere die, welche von Messinstrumenten innerhalb der Satellitenkonstellation "A-Train" stammen, sind dazu sehr gut geeignet, da diese eine hohe Korrelation in Raum und Zeit gewährleisten.

Es wird gezeigt, dass eine qualitative Identifikation in Gegenwart von Wolken befindlicher absorbierender Aerosole durch Kombination des aus Messungen von OMI ermittelten UV-Aerosol-Index (UV-AI) mit MODIS Wolkendaten möglich ist. Allerdings ist es schwierig, eine exakte Bestimmung von Situationen, in denen sich die Aerosole oberhalb von Wolken befinden, auf globaler Skala durchzuführen, da bei der entwickelten Methode keine Vertikalprofile der Atmosphäre verwendet werden.

Zur Bestimmung eines funktionellen Zusammenhangs zwischen Änderungen der lokalen planetaren Albedo (LPA) und der vorhandenen Konzentration absorbierender Aerosole werden verschiedene Ansätze verfolgt. Eine direkte Abhängigkeit der LPA vom Wert des UV-AI allein ist nicht festzustellen, da es nicht möglich ist, diesen quantitativ mit der tatsächlich vorhandenen Aerosolkonzentration in Bezug zu setzen. Ein weiterer Ansatz ist durch das Verwendenden des mathematischen Modells der linearen Regression gegeben. Dabei wird die optische Dicke der Wolken in die Regression mit einbezogen und der UV-AI lediglich als Indikator benutzt. Die Ergebnisse zeigen in vielen Fällen eine Abnahme der LPA mit steigender Konzentration absorbierender Aerosole in bewölkten Situationen. Damit ist genau der Effekt gezeigt, welcher schon in früheren Modellrechnungen ermittelt wurde. Unter Verwendung der linearen Regression ist es somit durchaus möglich, den direkten Strahlungsantrieb absorbierender Aerosole in bewölkten Situationen aus Messdaten allein zu quantifizieren.

Mit den Ergebnissen der linearen Regression wird schließlich der Strahlungsantrieb absorbierender Aerosole anthropogenen Ursprungs in Gegenwart von Wolken für das Jahr 2005 berechnet. Je mehr die Berechnungen dabei auf hohe Werte des UV-AI beschränkt sind, desto positiver ist der global gemittelte Strahlungsantrieb (bis zu +0.1 $\frac{W}{m^2}$). Dieser hängt außerdem von der betrachteten Jahreszeit und Region ab. So kann der Strahlungsantrieb während der Zeit der Biomassenverbrennung in Angola und Namibia im jahreszeitlichen Mittel mehr als +10 $\frac{W}{m^2}$ über den semipermanenten Stratocumulusfeldern über dem Südostatlantik aufweisen.

Abstract

Tiny, solid or fluid particles suspended in the air are considered as aerosols. They interact with the incoming solar radiation, with the interaction being a function of their size, composition and location in the atmosphere. These interactions may result in either a negative (cooling) or positive (warming) radiative forcing at the top of the atmosphere (TOA). The resulting forcing can be due to the direct or indirect aerosol effect, which are both not very well represented in numerical models and constitute the biggest uncertainties when it comes to quantifying human induced climate change.

In this study, a method for deriving the direct aerosol effect of absorbing aerosols above clouds solely from measurements is introduced. Data from different instruments mounted on satellites of the "A-Train" satellite constellation is very well suited for this, since these guarantee a very good correlation in time and space.

It is shown, that it is possible to qualitatively identify absorbing aerosols in the presence of clouds by combining the UV Aerosol Index (UV-AI) derived from OMI measurements with cloud parameters derived from MODIS measurements. Nevertheless, determining exactly those situations with absorbing aerosols above clouds on a global scale is difficult, since no information of the vertical profile of a particular situation is used in the method proposed.

Different approaches for appointing a functional dependency between the alteration of the local planetary albedo (LPA) and the presence of absorbing aerosols in cloudy scenes are being followed. Relating changes of LPA directly to the value of the UV-AI is not possible, since there is no quantitative dependancy between the UV-AI and aerosol mass, especially at low values. Another approach given is the use of the simple mathematical model of linear regression. Doing this, the cloud optical depth is directly included in the calculations and the UV-AI is just used as an indicator for absorbing aerosols. The results show a decrease of LPA with increasing amount of absorbing aerosols in cloudy scenes, which is exactly the effect derived by numerous numerical calculations of other studies. Deriving the direct aerosol effect of absorbing aerosols in cloudy scenes from measurements is thereby feasible by using the simple approach of a linear regression.

Finally, the direct radiative forcing of anthropogenic absorbing aerosols in cloudy scenes for the year 2005 is calculated with the results of the linear regression. The more the calculations are restricted to high values of the UV-AI, the more positive the global mean radiative forcing gets (up to $+0.1 \frac{W}{m^2}$, depending on the season). Regional and seasonal variations are especially pronounced off the Atlantic coast of southern Africa. During the biomass burning season, the forcing can be more than $+10 \frac{W}{m^2}$ in seasonal mean, whilst it is much lower throughout the rest of the year.

Inhaltsverzeichnis

1	Ein	führung	3
2	The	eoretische Grundlagen	5
	2.1	Aerosole und ihr Einfluss auf das Klima	5
		2.1.1 Allgemeine Betrachtungen	5
		2.1.2 Der direkte Aerosoleffekt	6
		2.1.3 Der indirekte Aerosoleffekt	10
	2.2	Fernerkundung troposphärischer Aerosole	11
		2.2.1 Bodengestützte Fernerkundung troposphärischer Aerosole	11
		2.2.2 Satellitengestützte Fernerkundung troposphärischer Aerosole	12
3	Ver	wendete Messinstrumente und -daten	23
4	Ide	ntifikation absorbierender Aerosole über Wolken	27
	4.1	Ansatz nach Haywood u.a. (2004)	27
		4.1.1 Theorie	27
		4.1.2 Differenzen der effektiven Radien	29
		4.1.3 Quantitative Kombination von MODIS mit OMI und CALIOP	34
		4.1.4 Weitere Anwendung des Ansatzes nach Haywood u.a. (2004) ?	35
	4.2	Der UV-AI als Indikator für absorbierende Aerosole über Wolken?	36
		4.2.1 Quantitative Kombination von CALIOP, OMI und MODIS	36
		4.2.2 Globale Identifikation absorbierender Aerosole über Wolken	39
5	Alb	edoänderungen in Abhängigkeit absorbierender Aerosole	41
	5.1	Berechnung der instantanen lokalen planetaren Albedo (LPA)	41
	5.2	Der UV-AI als primäre Einflussgrösse auf Änderungen der LPA?	42
		5.2.1 Eine Aufteilung der Erde	42
		5.2.2 Albedoänderungen als $f(UV-AI)$ - ein Ansatz	43
	5.3	Albedoänderungen als $f(AOD)$ mit dem UV-AI als Indikator	51
		5.3.1 Einfache lineare Regression	53
		5.3.2 Multiple lineare Regression	56
	5.4	Berechnung des Effekts anthropogener Aerosole	59
		5.4.1 Die optische Dicke anthropogener Aerosole aus Satellitendaten	59
		5.4.2 Berechnung des Strahlungsantriebes	61
6	Dis	kussion und Ausblick	68
	6.1	Diskussion und Beurteilung der Ergebnisse	68
		6.1.1 Identifikation absorbierender Aerosole über Wolken	68
		6.1.2 Durch absorbierende Aerosole bedingte Albedoänderungen	70
	6.2	Ausblick	74
	6.3	Fazit	74

\mathbf{A}	Die LPA als $f(\ln(AOD))$ für alle Regionen	76
	A.1 Funktionelle Abhängigkeit	76
	A.2 Häufigkeitsverteilungen	78
в	Ergebnisse der linearen Regressionen	80
	B.1 2D Regression	81
	B.2 3D Regression	83
Ał	bkürzungs- und Symbolverzeichnis	84

Kapitel 1

Einführung

Motivation

Aerosole, also in der Atmosphäre suspendierte feste oder flüssige Partikel, sind ein wichtiger Bestandteil des Erdsystems, da diese Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre und damit auf alles Leben auf der Erde nehmen. Aerosole können durch Interaktion mit der auf das Erdsystem eintreffenden Solarstrahlung zu einer lokalen Erwärmung oder Abkühlung (positivem oder negativem Strahlungsantrieb) mittels des direkten Aerosoleffekts führen. Durch die Modifikation von Wolkeneigenschaften ist außerdem negativer Strahlungsantrieb möglich (indirekter Aerosoleffekt).

Um das Klimasystem genau verstehen zu können, ist eine genaue Kenntnis der Mechanismen aller diesem System zugrunde liegenden Prozesse von großer Wichtigkeit. Natürlich ist damit auch die korrekte Repräsentation der Aerosole und ihrer optischen Eigenschaften essentiell, da die Aerosole zu den Parametern des Klimasystems gehören, welche der Mensch durch Emission oder Reduktion derselben beeinflussen kann. Obwohl die Modellierung der Atmosphäre seit mehreren Jahrzehnten vorangetrieben und immer weiter verfeinert wird, stellen die direkt oder indirekt durch Aerosole bedingten Strahlungsantriebe die größten Unsicherheiten bei der Berechnung der Klimaerwärmung dar (IPCC AR4, 2007).

Die mit den direkten und indirekten Aerosoleffekten verbundenen Unsicherheiten können sowohl durch eine noch aufwändigere Modellierung weiter eingegrenzt als auch durch Messungen validiert werden. Die Messung von Aerosoleigenschaften kann in situ oder mit Methoden der Fernerkundung erfolgen. Die Fernerkundung von Aerosolen, ob boden- oder satellitengestützt, hat ihre Vorteile vor allem in der Möglichkeit des Erstellens von Aerosolklimatologien, während mit in situ Methoden Fallbeispiele mit größerer Genauigkeit untersucht werden können. Um das Verständnis der direkten oder indirekten Aerosoleffekte weiter voranzubringen, ist die Beobachtung vieler Aerosolsituationen in allen Gebieten der Erde über einen langen Zeitraum hinweg unerlässlich. Auf Satelliten montierte Messinstrumente erfüllen diese Kriterien und sind somit für die Untersuchung dieser Effekte besonders gut geeignet.

Satellitengestützte Fernerkundung von Aerosolen findet schon seit mehr als 30 Jahren Anwendung in der Forschung. In diesem Zeitraum wurden immer wieder neue Instrumente entwickelt und in die Umlaufbahn gebracht, womit sich die Genauigkeit der gemessenen Daten immer weiter verbessert hat. Seit mehreren Jahren umkreist nun schon eine Satellitenkonstellation, der "A-Train", bestehend aus zur Zeit fünf Satelliten, in einer sonnensynchronen Umlaufbahn die Erde. Auf jedem Satelliten dieser Formation befinden sich unterschiedliche Instrumente zum Messen verschiedener Parameter, welche sich aufgrund der exzellenten zeitlichen und räumlichen Korrelation sehr gut zur Analyse von Aerosoleffekten kombinieren lassen.

Ziel dieser Diplomarbeit ist es, den direkten Aerosoleffekt, speziell von absorbierenden Aerosolen, zu quantifizieren, wenn sich diese oberhalb von Wolken befinden. Als Grundlage für diese Analyse sind die Studien von Keil u. Haywood (2003) und Haywood u. a. (2004) sowie diverse Modellstudien zu nennen (z.B. Schulz u. a. (2006)), aus welchen hervorgeht, dass absorbierende Aerosole oberhalb von Wolken einen positiven Strahlungsantrieb verursachen. Diese Studie wird sich komplett auf die Analyse von Satellitendaten stützen, wobei Daten von Instrumenten innerhalb der "A-Train" Konstellation benutzt werden sollen. Durch diese Satellitenformation ist es möglich, mit einer Vielzahl von Instrumenten gemessene Aerosol- und Wolkeneigenschaften zuverlässig in Verbindung zu bringen. Zum Zeitpunkt des Erstellens dieser Diplomarbeit ist keine weitere Studie bekannt, in welcher versucht wird, den Strahlungsantrieb absorbie-render Aerosole in Gegenwart von Wolken auf Basis eines globalen, allein auf Satellitendaten basierenden, Datensatzes zu quantifizieren.

Aufbau

Zunächst werden die dieser Arbeit zugrunde liegenden theoretischen Grundlagen behandelt. Dazu gehören vor allem die physikalischen Eigenschaften von Aerosolen im Allgemeinen und deren Wechselwirkung mit der einfallenden Solarstrahlung im Besonderen. Außerdem werden in diesem Abschnitt die Methoden der Fernerkundung von Aerosolen erläutert. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der satellitengestützten Fernerkundung. Danach wird kurz auf die in dieser Arbeit verwendeten Messinstrumente und -daten eingegangen. In den darauf folgenden Abschnitten werden insgesamt drei verschiedene Ansätze zur Identifikation absorbierender Aerosole über Wolken und dem damit verbundenen direkten Aerosoleffekt sowie aus ihnen hervorgegangene Ergebnisse vorgestellt. Im letzten Kapitel dieser Arbeit folgt die Diskussion der Ergebnisse und ein Ausblick.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen

2.1 Aerosole und ihr Einfluss auf das Klima

2.1.1 Allgemeine Betrachtungen

In der jüngsten Zeit hat sich das Interesse an den Einflüssen von Aerosolen auf das Erdsystem stark erhöht, da angenommen wird, dass der Mensch mit seinen Aktivitäten, besonders seit dem Beginn der industriellen Revolution, die Menge an Aerosolen in der Atmosphäre vermehrt hat. Aerosole werden von diversen natürlichen wie anthropogenen Quellen emittiert und sind somit bei weitem nicht allein vom Menschen verursacht. Es handelt sich hierbei um Partikel mit einem Radius zwischen etwa 0.001 und 10 μ m, welche in zwei Grundtypen unterteilt werden: primäre und sekundäre Aerosole. Primäre Aerosole werden direkt von einer Quelle emittiert. Beispiele für primäre Aerosole sind zum Beispiel Asche und Ruß von industriellen Aktivitäten, von der Meeresoberfläche emittiertes Seesalz oder durch Wind aufgewirbelter Staub. Sekundäre Aerosole hingegen entstehen aus von einer Quelle emittierten, gasförmigen Substanzen und werden erst in der Atmosphäre durch chemische Reaktionen gebildet. Sekundäre Aerosole entstehen auf natürliche Weise durch von Bäumen emittierte Terpene (Svendby u.a., 2008) oder von ozeanischem Phytoplankton emittierten DMS (Dimethylsulfid). Anthropogene sekundäre Aerosole entstehen vor allem durch Emission von Ammoniak (Landwirtschaft), Schwefelund Stickstoffdioxid (Heizungsanlagen und Verkehr) sowie nicht methanhaltigen leichtflüchtigen Kohlenwasserstoffen (Industrie und Verkehr). Sind die Aerosole in die Atmosphäre gelangt, weisen sie dort eine Lebenszeit von einigen Minuten bis mehreren Wochen auf. Aufgrund der damit recht kurzen Verweildauer in der Atmosphäre und den lokal begrenzten Quellen und Senken der Aerosole sind diese in der Atmosphäre räumlich und zeitlich sehr inhomogen verteilt.

Die Lebenszeit der Aerosole ist vor allem durch die Aerosolgröße und -masse sowie dem Ort der Emission bestimmt und endet am Ende eines von zwei Depositionswegen: Trocken- oder Nassdeposition. Trockendeposition ist bedingt durch die Masse eines Teilchens. Aufgrund der Erdanziehung und Viskosität der Luft ergibt sich eine charakteristische Sinkgeschwindigkeit, mit der sich das Teilchen dem Erdboden nähert. Diese Geschwindigkeit nimmt mit abnehmender Partikelmasse und -größe ab, womit kleine Partikel durch turbulente, konvektive und großskalige Strömungen länger in der Luft gehalten werden können als größere.

Nassdeposition kommt in Betracht, wenn die Aerosole als Kondensationskeime dienen oder sich in der Umgebung von Wolken befinden, in denen sich Niederschlag bildet. Durch die Dampfdruckerniedrigung über der Oberfläche von Partikeln hydrophiler Substanz (Pruppacher u. Klett, 1997) quellen diese zuerst auf, indem Wasserdampf auf ihrer Oberfläche kondensiert. Die auf diese Weise enstandenen Wassertropfen wachsen weiter, bilden bei gehäuftem Auftreten Wolken und regnen bei erreichen einer kritischen Größe aus. Auf diese Weise werden die als Kondensationskeime dienenden Aerosole effektiv aus der Atmosphäre ausgewaschen.

Ein wichtiger Effekt von Aerosolen ist die Beeinflussung des Strahlungshaushalts der Erde,

wobei zwischen zwei grundlegenden Arten derselben unterschieden wird: dem direkten und dem indirekten Aerosoleffekt. Durch diese üben die Aerosole einen Strahlungsantrieb auf das Erdsystem aus, welcher über die Änderung der am Oberrand der Atmosphäre austretenden Strahlung in Abhängigkeit von der Änderung vorher definierter Parameter bei Konstanz aller anderen Parameter definiert ist. Hierbei wird in normalerweise angenommen, ein Strahlungsantrieb könne erst angegeben werden, wenn die Temperaturen der Stratosphäre im Gleichgewicht sind. Dies ist besonders wichtig bei Betrachtung von Phänomenen, welche die Stratosphärentemperatur ändern können, wie z.B. die Abnahme stratosphärischen Ozons. Bei der Analyse von Aerosoleffekten ist dies jedoch unerheblich und wird deswegen oft nicht beachtet (Haywood u. Boucher, 2000).

2.1.2 Der direkte Aerosoleffekt

Die Streuung und Absorption solarer Strahlung durch Aerosole und die damit verbundene Anderung der Strahlungsbilanz des Erdsystems wird als direkter Aerosoleffekt bezeichnet ((Haywood u. Boucher, 2000; Yu u. a., 2006) und darin enthaltene Quellen; gilt auch im Folgenden wenn nicht anders angegeben). Als Maß hierfür wird die Änderung der lokalen planetaren Albedo

$$\alpha = \frac{F\uparrow}{F\downarrow} \tag{2.1}$$

im Vergleich zu ungestörten Bedingungen herangezogen. Hierbei ist $F \downarrow$ die einfallende und $F \uparrow$ die austretende Strahlung gleicher Wellenlänge an einem Punkt. So ist die Albedo ein Maß für die Reflektivität des Erdsystems, wenn diese am Oberrand der Atmosphäre bestimmt wird.

Das Prinzip des direkten Aerosoleffektes wurde schon in den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts diskutiert und es wurde schon damals erkannt, dass dieser durch mehreren Faktoren bestimmt sein muss (McCormick u. Ludwig, 1967; Charlson u. Bolin, 1976). So sind die Eigenschaften der Aerosole selbst (Menge, chemische Zusammensetzung, Größenverteilung, Form) genauso zu beachten wie die Albedo der Erdoberfläche, Wolkeneigenschaften und solarer Zenitwinkel der betrachteten Situation. Am Anfang der Erforschung des direkten Aerosoleffekts waren nur wenig bis gar keine Daten zur Überprüfung der Theorie vorhanden. Bis heute sind aufgrund des hohen Interesses sehr viele Daten akkumuliert worden und die genauen Zusammenhänge sind, dank unzähliger Modellrechnungen, weitestgehend verstanden.

Die komplexen Wechselwirkungen der Aerosole mit Strahlung können in den Grundzügen durch die Betrachtung dreier optischer Parameter verstanden werden: der Aerosol optischen Dicke (AOD), der Einfachstreualbedo (single scattering albedo, im Folgenden als SSA oder ω_0 bezeichnet) und der Phasenfunktion. Die AOD gibt die gesamte Extinktion der Strahlung in der atmosphärischen Säule bei einer bestimmten Wellenlänge an und es spielt dabei keine Rolle, ob die Extinktion durch Streuung oder Absorption zustande kommt. Im physikalischen Sinne beschreibt die AOD die Abnahme der Strahlungsdichte beim Durchlaufen der Aerosolschicht nach dem Beerschen Gesetz

$$I = I_0 \cdot e^{-\tau}. \tag{2.2}$$

Dabei ist I_0 in die Aerosolschicht einfallende, I die austretende Strahlung und τ die AOD.

Die SSA ist gegeben durch

$$\omega_{0,\lambda} = \frac{K_{s_{\lambda}}}{K_{a_{\lambda}} + K_{s_{\lambda}}},\tag{2.3}$$

wobei $K_{s_{\lambda}}$ der Streu- und $K_{a_{\lambda}}$ der Absorptionskoeffizient einer Substanz bei einer bestimmten Wellenlänge ist. Die SSA beschreibt damit das Verhältnis der Streuung zur Gesamtextinktion der einfallenden Strahlung. Streuende Aerosole haben eine SSA von $\omega_0 \approx 1$ und für absorbierende Aerosole nimmt diese mit zunehmender Absorptionsfähigkeit ab. Die SSA bestimmt im Wesentlichen, ob eine Aerosolschicht einen positiven (erwärmenden) oder einen negativen (abkühlenden) Effekt hat: bei einem bestimmten Wert der SSA wechselt das Vorzeichen des Antriebes in Abhängigkeit der Oberflächenalbedo. In Abb. 2.1 ist zu erkennen, dass absorbierende



Abbildung 2.1: Kritische SSA, bei der der Strahlungsantrieb in wolkenfreien Situationen das Vorzeichen wechselt, als Funktion der Oberflächenreflektivität (hier R_S) für verschiedene Rückstreuanteile β (Haywood u. Boucher, 2000)

Aerosole ($\omega_0 \neq 1$) einen negativen Strahlungsantrieb über Oberflächen mit geringer Albedo oder aber einen positiven Strahlungsantrieb über Oberflächen mit hoher Oberflächenalbedo ausüben können. Abb. 2.1 zeigt zwar Berechnungen für wolkenfreie Bedingungen, jedoch können diese Erkenntnisse auch auf Situationen übertragen werden, in denen sich absorbierende Aerosole oberhalb von Wolken mit hoher Albedo befinden.

Fast analog dazu lässt sich auch leicht verstehen, dass nicht nur das Vorzeichen, sondern auch der Betrag des Strahlungsantriebes durch den direkten Aerosoleffekt, von der Oberflächenalbedo abhängt. In Abb. 2.2 ist der Strahlungsantrieb (in $\frac{W}{m^2}$) streuender und absorbierender Aerosole



Abbildung 2.2: Beispiele für den Strahlungsantrieb einer atmosphärischen Säule für a) streuende Aerosole (Sulfat) und b) absorbierende Aerosole (Ruß) als Funktion des solaren Zenitwinkels und der Oberflächenreflektivität (hier R_S) (Haywood u. Boucher, 2000)

in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel und der Oberflächenalbedo dargestellt. Dabei ist zu erkennen, dass streuende Aerosole den betragsmäßig größten Strahlungsantrieb bei niedriger und absorbierende Aerosole bei hoher Oberflächenalbedo haben. Daraus folgt, dass der Kontrast zwischen aerosolbelasteten und -unbelasteten Situationen zunimmt, je heller/dunkler die Oberfläche bei Vorhandensein von absorbierenden/streuuenden Aerosolen ist.

Die dritte zum Verständnis der Wechselwirkung von Aerosolen mit Strahlung nötige Größe ist die Streuphasenfunktion. Diese beschreibt die Winkelverteilung der an einem Partikel gestreuten Strahlung. Der Wert der Phasenfunktion bei einem bestimmen Winkel ist durch den Anteil der in diese Richtung gestreuten Strahlung im Verhältnis zur insgesamt in alle Raumrichtungen gestreuten Strahlung definiert. Die Phasenfunktion hängt von der Aerosolgröße ab. Je größer die Aerosolteilchen werden, desto stärker wird die Strahlung vorwärts gestreut. Bei Rayleigh-(Molekül-)streuung ist die Phasenfunktion hingegen räumlich isotrop.

Im Prinzip kann die Phasenfunktion für einen bestimmten Aerosoltyp bei gegebener Größenverteilung für kugelförmige Partikel aus der Mie-Theorie berechnet werden. Da dies nur mit relativ hohem Aufwand möglich ist, wurden in der Vergangenheit oft Approximationen, wie z.B. die Henyey-Greenstein (HG) Phasenfunktion benutzt. Die HG Phasenfunktion ist einfacherweise über nur einen einzigen Parameter definiert: der Asymmetrie-Faktor g. Der Asymmetrie-Faktor ist g = 1 für komplette Vorwärtstreuung und g = 0 für räumlich isotrope Streuung, wobei typische Werte von g zwischen 0.5 und 0.8 liegen.

Diese optischen Eigenschaften hängen in der Regel von der betrachteten Wellenlänge ab. Die Wellenlängenabhängigkeit der optischen Dicke wird kann durch den Ångström Koeffizienten

$$\alpha = -\frac{\ln\frac{\tau\lambda_1}{\tau\lambda_2}}{\ln\frac{\lambda_1}{\lambda_2}}, \quad \lambda_1 < \lambda_2 \tag{2.4}$$

angegeben werden. Hierbei sind τ_{λ_1} und τ_{λ_2} die bei λ_1 bzw. λ_2 gemessenen AODs. Unter der Voraussetzung, dass die Wellenlängenabhängigkeit der optischen Dicke linear ist, kann bei Kenntnis von α aus einer umgeformten Form der Gl. 2.4, nämlich

$$\frac{\tau_{\lambda_1}}{\tau_{\lambda_2}} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{-\alpha},\tag{2.5}$$

die optische Dicke τ_{λ_2} bei Kenntnis der optischen Dicke τ_{λ_1} berechnet werden. Physikalisch hängt ein großer Ångström Koeffizient mit kleinen und ein kleiner Ångström Koeffizient mit großen Partikeln zusammen.

Die Berechnung von τ_{λ_2} aus Gl. 2.5 kann wie schon erwähnt nur dann richtig erfolgen, wenn die optische Dicke mit zunehmender Wellenlänge monoton zu- oder abnimmt. Dies ist besonders bei der Betrachtung von Staub zu beachten. Die AOD von Staub, ein wichtiges natürliches absorbierendes Aerosol, nimmt im UV im Vergleich zum sichtbaren und infraroten Spektralbereich sehr hohe Werte an. Bedingt durch die nicht monotone Abnahme der AOD von Staub hin zu größeren Wellenlängen, kann die spektrale Verteilung derselben nicht aus Messungen bei unterschiedlichen Wellenlängen abgeleitet werden (Bergstrom u. a., 2007). Die Kenntnis von α ist somit von keinem Nutzen. Um die spektrale Verteilung der AOD von Staub zu ermitteln, müssen demnach Modellrechnungen verwendet werden.

Im globalen Mittel bewirkt der direkte Aerosoleffekt einen negativen Strahlungsantrieb, d.h. die in der Atmosphäre suspendierten Aerosole üben eine kühlende Wirkung auf das Erdsystem. Den schon zahlreich erschienenden Studien zur Quantifizierung des direkten Aerosoleffekts ist zu entnehmen, dass sich der ermittelte Strahlungsantrieb von Studie zu Studie zwar unterscheidet, der Wert jedoch zwischen \approx -0.5 und \approx -5 $\frac{W}{m^2}$ im globalen Mittel anzusiedeln ist. Im aktuellen IPCC Report wird der direkte Strahlungsantrieb mit -0.1 - -0.9 $\frac{W}{m^2}$ angegeben (IPCC, 2007).

Die Bestimmung des direkten Aerosoleffektes und des damit verbundenen Strahlungsantriebes ist immer noch mit vielen Unsicherheiten behaftet. Da die meisten Schätzungen von Modellrechnungen herrühren, müssen die verwendeten Modelle mit möglichst genauen Parametrisierungen versehen und mit genauen Anfangswerten initialisiert werden. Hierbei treten grob gesehen Probleme in drei Bereichen auf: bei Bestimmung der Aerosolmenge in der Atmosphäre, bei der Bestimmung der genauen optischen Eigenschaften der Aerosole sowie bei der Kombination von Aerosolmenge und optischer Eigenschaften, um dann einen Strahlungsantrieb zu berechnen. Zur Auswertung der Modellrechnungen eignen sich besonders Messungen von Instrumenten auf Satelliten, da diese Aerosolkonzentrationen auf globaler Skala messen können. Mit ??? Satellitendaten kann davon ausgegangen werden, dass die Unsicherheiten bei der Berechnung des direkten Aerosoleffektes in Zukunft reduziert werden können.

Der direkte Aerosoleffekt in bewölkten Situationen

Die Gegenwart von Wolken kann die Interaktion der Aerosole mit der Strahlung stark beeinflussen, wobei das Ausmaß dieser Beeinflussung von den jeweiligen Wolken- und Aerosoleigenschaften, der relativen Position beider zueinander sowie von dem solaren Zenitwinkel abhängt (Yu u. a., 2006, und darin enthaltene Referenzen). Wolkeneigenschaften, welche in einer Analyse des direkten Aerosoleffekts eine Rolle spielen, sind der Bedeckungsgrad, die optische Dicke der Wolken und das vertikale Position der Wolken.

Für bewölkte Situationen werden im Allgemeinen zwei vereinfachende Berechnungen des direkten Aerosoleffektes vorgenommen. Bei 100% Bedeckungsgrad optisch dicker Wolken kann dieser einfach vernachlässigt werden, wenn die Aerosole unterhalb der Wolken liegen. Bei teilweise bewölktem Himmel wird der direkte Aerosoleffekt der vorhandenen Aerosole mit dem wolkenfreien Anteil der Situation gewichtet. Wie schon erwähnt gelten diese Annahmen nur für optisch dicke Wolken oberhalb der Aerosole, da die einfallende Solarstrahlung dann innerhalb der Wolken so stark reduziert wird, dass ein Signal von unterhalb der Wolken von oben nicht gemessen werden kann.

Bei der Betrachtung von dünnen Wolken muss der Effekt der unterliegenden Aerosole mit berücksichtigt werden. Ein signifikanter Anteil der einfallenden Strahlung wird durch die Wolken transmittiert, womit die Aerosoledarunter mit derselben interagieren können. So erzeugen z.B. Aerosole mit einer AOD ≈ 2 einen direkten Aerosoleffekt, welcher bis zu $\frac{3}{4}$ dessen in wolkenfreien Gebieten beträgt, wenn die optische Dicke der Wolken ≈ 1 ist.

Liegen die Aerosole, speziell absorbierende, jedoch oberhalb der Wolken, so wird deren Absorptionseffekt noch verstärkt und es kann zu einem positiven Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre, also einer lokalen Erwärmung, kommen. Qualitativ lässt sich dieser Zusammenhang mit Hilfe der relativen Helligkeit der Aerosole und der darunter liegenden Oberfläche erklären. Vom Weltraum aus gesehen, also zum Beispiel aus der Sicht eines Satelliten, erscheint der Ozean im sichtbaren Spektralbereich fast schwarz, da Wasserflächen dort eine Albedo von $\alpha < 0.05$ haben (dieser Wert variiert stark mit dem Einfallswinkel des Lichts; für flache Einfallswinkel ist die Albedo weitaus höher). Befindet sich nun eine Schicht absorbierender Aerosole in der Luft, so ist diese leicht vom Weltraum aus zu erkennen, da sie heller erscheint als die darunter liegende Wasserfläche. Die lokale planetare Albedo im sichtbaren Spektralbereich wird in dieser Szene also erhöht, womit es zu einem negativen direkten Aerosoleffekt kommt. Befindet sich dieselbe Aerosolschicht im Gegensatz dazu oberhalb von Wolken, welche eine relativ zur Meeresfläche viel höhere Albedo aufweisen, so ist diese ebenfalls vom Weltraum aus leicht auszumachen. Die Aerosolschicht erscheint jedoch dunkler als die Wolken. Des Weiteren kann es durch Absorption von von den Wolken nach oben reflektierten Strahlung durch die vorhandenen Aerosole zu einer zusätzlichen Verdunkelung der Situation kommen. Somit kommt es in dieser Szene zu einer Erniedrigung der lokalen planetaren Albedo relativ zu aerosolfreien Bedingungen (positiver Strahlungsantrieb). In Abb. 2.3 ist eine MODIS RGB Aufnahme von dem Atlantik vor der Küste Angolas vom 13.8.2006 dargestellt. Im rechten Teil des Bildes sind Aerosolwolken, welche höchstwahrscheinlich von Biomassenverbrennung herrühren, zu erkennen. Die albedoerniedrigende Wirkung oberhalb von Wolken ist genauso gut zu erkennen wie die albedoerhöhende Wirkung über unbewölkten Wasserflächen.

Ackerman u. a. (2000) fanden einen als mittlererweile "semi-direkten" Aerosoleffekt bekannten Einfluss absorbierender Aerosole in Gegenwart von Wolken. Befinden sich z.B. Rußaerosole in der Atmosphäre, absorbieren diese die einfallende solare Strahlung und bewirken eine Erwärmung der Luft in mittelbarer Umgebung. Diese Erwärmung kann zu Evaporation von Wolkentröpfchen führen, womit sich der Flüssigwasserweg und Bedeckungsgrad der Wolken ändert. Durch beide Effekte kommt es zu einer Albedoerniedrigung und damit zu einem positiven Strahlungsantrieb relativ zu aerosolunbelasteten Situationen.



Abbildung 2.3: MODIS-Terra RGB Aufnahme vom 13.8.2006 (NASA MODIS RGB). Der rechte untere Bildrand entspricht 10° S 5° E. Im rechten Bildbereich sind Biomassenverbrennungsaerosole, welche zu Albedoänderungen führen, zu erkennen.

2.1.3 Der indirekte Aerosoleffekt

Aerosole köennen, wie schon erwähnt, als Kondensationskeime und damit als eine Grundlage der Wolkenbildung. Erhöht sich die Aerosolkonzentration, erhöht sich auch die Anzahl der Wolkentröpfchen. Dadurch kommt es zu einer Veränderung der mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften der Wolken. Diese Veränderungen sind die Grundlage des indirekten Aerosoleffekts. In Abb. 2.4 sind die verschiedenen Auswirkungen des indirekten Aerosoleffekts schema-



Abbildung 2.4: Schematische Darstellung Möglichkeiten des indirekten Aerosoleffekts. CDNC (cloud droplet number concentration) ist die Konzentration von Wolkentröpfchen und LWC (liquid water content) ist der Flüssigwassergehalt; (Haywood u. Boucher, 2000)

tisch dargestellt. Das Bild ganz links in dem Schema stellt eine Wolke in einem ursprünglichen, von anthropogenen Aerosolen unbeeinflussten Zustand dar. Ein Teil der einfallenden Sonnenstrahlung wird gemäß der Albedo der Wolke reflektiert und ein Teil kann durch Transmission weiter nach unten in Richtung Erdboden gelangen. Die kleinen Kreise in der Wolke stellen schematisch die Wolkentröpfchengröße und die kleinen Punkte rechts unten neben der Wolken die zur Kondensation zur Verfügung stehenden Aerosole dar. Die durch eine Vermehrung von Aerosolpartikeln verursachte Vermehrung von Wolkentröpfchen ist in dem nächsten Bild dargestellt. Bei Konstanz des Flüssigwassergehalts der Wolke nimmt der Tröpfchenradius ab, womit sich die Oberfläche aller Tröpfchen innerhalb der Wolke und damit auch die Albedo erhöht (Twomey, 1974). Dieser Effekt wird auch als der "erste" indirekte Aerosoleffekt bezeichnet. Analysen von Messdaten zeigen, dass dieser Effekt besonders in Regionen zu finden ist, in denen eine hohe Belastung durch industrielle anthropogene Aerosole herrscht (Krüger u. Grassl, 2002; Krüger u. a., 2004). Anthropogene Aerosole beinhalten auch solche, welche aus den Emissionen von Schiffen stammen. Diesen wurde, im Vergleich zu denen an Land produzierten, wenig Aufmerksamkeit gewidmet. Es ist jedoch erst kürzlich gezeigt worden, dass von Schiffen emittierte Verbrennungsaerosole einen nicht unsignifikanten Einfluss auf in Küstennähe befindliche Wolken haben (Devasthale u. a., 2006).

Der "zweite" indirekte Aerosoleffekt kann zusammenfassend mit der Veränderung der Lebensdauer einzelner Wolken in Verbindung gebracht werden (Albrecht, 1989). Hierbei wird davon ausgegangen, dass es durch die Vermehrung und damit auch Verkleinerung von Wolkentröpfchen zu einer Verzögerung oder Unterdrückung von Niederschlagsbildung kommt. Dies ist dadurch bedingt, dass die kleinen Wolkentröpfchen weniger effektiv kollidieren können, was wiederum die Bildung von genügend großen Tropfen verlangsamt oder sogar verhindert. Somit kommt es in Gebieten, in denen die Aerosolkonzentration erhöht ist, zu einer Erhöhung des Bedeckungsgrades und damit auch zu einer Erhöhung der mittleren lokalen planetaren Albedo (Albrecht, 1989).

Des Weiteren ist herausgefunden worden, dass sich die geometrische Dicke von Wolken in Gebieten mit erhöhter Aerosolkonzentration ebenfalls erhöht (Pincus u. Baker, 1994). Erhöht sich der Flüssigwasserweg der Wolken, kommt es zu einer Erhöhung der ptischen Dicke und damit ebenfalls zu einer Erhöhung der Albedo. Devasthale u. a. (2005) fanden heraus, dass sich die Wolkenoberkantentemperatur systematisch erniedrigt, wenn die betrachteten Wolken unter Einfluss anthropogener Aerosole stehen. Dieser Effekt lässt sich mit dem zweiten indirekten Aerosoleffekt erklären. Durch die Unterbindung von Niederschlagsbildung wird die konvektive Dynamik der einzelnen Wolke länger aufrecht erhalten, womit diese in größere Höhen vordringen kann. Der so zustande kommende Strahlungseffekt kommt dann allerdings nicht im sichtbaren sondern im thermischen Spektralbereich zum Tragen.

2.2 Fernerkundung troposphärischer Aerosole

In den letzten Jahren haben sich die Möglichkeiten der Fernerkundung troposphärischer Aerosole stark verbessert. Aufgrund dieser Entwicklung erscheint es sinnvoll und vor allem auch machbar, die Schätzungen der globalen Aerosolkonzentrationen und -effekte auf der Basis von Daten weiterzuentwickeln. Dabei ist es oft nicht möglich, die gewünschten Ergebnisse allein aus Messdaten abzuleiten. Eine Kombination von Messdaten und Modellläufen ist sinnvoll. Als Basis für die Beschaffung von Messdaten auf großen räumlichen und}oder zeitlichen Skalen eignen sich Methoden der Fernerkundung besonders gut, wobei vor allem zwischen boden- satellitengestützten Messungen unterschieden wird. Die Methoden sowie Vor- und Nachteile beider Vorgehensweisen werden im Folgenden erläutert.

2.2.1 Bodengestützte Fernerkundung troposphärischer Aerosole

Das AERONET (AERosol Robotic Network) Netzwerk ist der global am weitesten verbreiteste und auch ein sehr häufig benutzter Verbund von Sonnenphotometern und Radiometern zur Messung von Aerosoleigenschaften in der atmosphärischen Säule (Holben u. a., 2001; Dubovik u. a., 2002; Yu u. a., 2006, und darin enthaltene Quellen; gilt auch im Folgenden wenn nicht anders angegeben). Es gibt weltweit ungefähr 200 AERONET Stationen, welche alle auf der Erde typischen Aerosolregime abdecken. Die Sonnenphotometer werden zur Messung direkt zur Sonnenscheibe ausgerichtet um dabei direkt die Extinktion von Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre zu messen. Aus den Messungen wird die spektrale Verteilung der AOD (bei Wellenlängen von 440, 670, 870 und 1020 nm) ermittelt. Durch inverse Strahlungsberechnungen werden auch mittlere Eigenschaften der Aerosole in der atmosphärischen Säule wie SSA, Größenverteilungen, Phasenfunktion und Asymmetrieparameter ermittelt.

Alle AERONET Stationen weisen die gleiche Kalibrierung auf, womit diese sehr gut miteinander vergleichbar sind. Einige Stationen führen bereits seit mehr als zehn Jahren kontinuierliche Messungen durch. Diese eignen sich aufgrund der Genauigkeit gut zur Verbesserung atmosphärischer Modelle und werden auch häufig zur Kalibrierung von Messinstrumenten auf Satelliten verwendet. Allerdings muss auch darauf hingewiesen werden, dass die durch Inversionsalgorithmen gefundenen Parameter noch systematisch durch in-situ Messungen validiert werden müssen.

Weitere wichtige Netzwerke von bodengestützten Aerosolmessungen sind zum Beispiel MPLNET (Micro Pulse Lidar NETwork) der NASA (Spinhirne, 1993; Welton u. a., 2001) oder EARLINET (European Aerosol Research LIdar NETwork) (Matthias u. a., 2004). Lidar Instrumente sind in der Lage, die vertikale Struktur von Aerosolen und Wolken an einem Punkt zu messen. Durch die Verteilung von mehreren Instrumenten auf Landes- oder kontinentaler Ebene ist es möglich, die horizontale, vertikale und zeitliche Verteilung von Aerosolen auf großer räumlicher Skala zu charakterisieren. Auch diese Lidar Instrumente werden benutzt, um Modellergebnisse und Satellitenmessungen zu kalibrieren bzw. zu validieren.

2.2.2 Satellitengestützte Fernerkundung troposphärischer Aerosole

Um die Effekte von Aerosolen auf das Klimasystem genau zu verstehen und die Ergebnisse von Modellsimulationen zu kalibrieren ist es unabdinglich, auf globaler Skala vorliegende Daten zu benutzen. Diese Datensätze können erst erstellt werden, seitdem es möglich ist, das Erdsystem mit auf Satelliten montierten Messgeräten zu beobachten. Um diese Aufgabe zu bewältigen wurden in den letzten Jahrzehnten sehr viele immer besser werdende Satellitensysteme entwickelt. Die zur Zeit im Betrieb befindlichen Sensoren sind durchaus in der Lage, Messungen durchzuführen, welche zur exakten Berechnung von optischen Eigenschaften atmosphärischer Aerosole geeignet sind. Die ermittelten Parameter sind allen voran die AOD, aber auch zusätzliche Informationen wie die Größenverteilung, SSA und Brechungsindex. Erst mit der Benutzung von Satellitenfernerkundungsmethoden ist es möglich, detaillierte Informationen über die globale Verteilung, den Jahresgang und die Quellregionen von troposphärischen Aerosolen zu erlangen. Durch Kombination verschiedener Messinstrumente ist es außerdem möglich, den direkten und indirekten Aerosoleffekt zu quantifizieren.

Die von einem Satelliteninstrument gemessene kurzwellige spektrale Rückstreuung setzt sich aus vom Erdboden reflektierter als auch aus in der Atmosphäre in Richtung des Sensors gestreuter Strahlung zusammen. Hierbei kann die Strahlung im Prinzip auf zwei Wegen in den Sensor gelangen: durch Einfachstreuung direkt von einem Partikel aus oder durch Mehrfachstreuung. Hier kommt es zu einer Serie von Vor- und Rückstreuungen, wobei der letzte Streuprozess das Strahlungsquantum in Richtung des Satelliten lenkt. Die von dem Erdboden reflektierte Strahlung wechselwirkt mit der Atmosphäre, womit das vom Instrument gemessene Signal sowohl vom Erdboden als auch von der Atmosphäre beeinflusst ist.

Es stellt sich die Frage, wie sich aus diesem Signal, welches eine Kombination aus allen möglichen Einflüssen ist, der Anteil herausfiltern lässt, welcher durch die troposphärischen Aerosole bedingt ist. Stratosphärische Aerosole haben außer nach großen Vulkanausbrüchen keinen nennenswerten Einfluss und können relativ leicht herausgefiltert werden ((King u. a., 1999) und darin enthaltene Quellen; gilt auch im Folgenden wenn nicht anders erwähnt). Ausgangspunkt für die Bestimmung des Signals der troposphärischen Aerosole ist die Reflektionsfunktion

$$R(\tau_a, \omega_0; \mu, \mu_0, \phi) = \frac{\pi I(0, -\mu, \phi)}{\mu_0 F_0}.$$
(2.6)

Dabei ist der Ausdruck $I(0, -\mu, \phi)$ die reflektierte Strahlung, τ_a die AOD, ω_0 die SSA, μ_0 der Betrag des Cosinus des Zenitwinkels θ (gemessen unter Berücksichtigung der positiven τ Richtung abwärts), ϕ der relative Azimuth zwischen der Richtung der austretenden reflektierten/gestreuten und eintretenden solaren Strahlung und μ_0 der Cosinus des solaren Zenitwinkels θ_0 . Die Gl. 2.6 setzt die vom Erdsystem austretende Strahlung in Beziehung zu der einfallenden solaren Strahlung F_0 und ist damit äquivalent zu der Albedo des Erdsystems. Die Funktionen R, τ_a, ω_0, F_0 und I sind alle explizit wellenlängenabhängig.

Diese noch sehr allgemein gehaltene Formulierung der Reflektionsfunktion lässt sich nicht einfach für die Ermittlung von Aerosoleigenschaften benutzen. Eine für die Betrachtung einer wolkenfreien, vertikal homogenen Atmosphäre welche am unteren Rand durch einen Lambertschen Reflektor der Reflektivität A_q berandet ist, geeignete Reflektionsfunktion ist durch

$$R(\tau_{a}, \omega_{0}; \mu, \mu_{0}, \phi) = R_{atm}(\tau_{a}, \omega_{0}; \mu, \mu_{0}, \phi) + \frac{A_{g}}{1 - A_{g} \,\overline{r}_{atm}(\tau_{a}, \omega_{0})} \times t_{atm}(\tau_{a}, \omega_{0}; \mu) t_{atm}(\tau_{a}, \omega_{0}; \mu_{0})$$
(2.7)

gegeben, wobei $R_{atm}(\tau_a, \omega_0; \mu, \mu_0, \phi)$ die Reflektionsfunktion der Atmosphäre, $\overline{r}_{atm}(\tau_a, \omega_0)$ die sphärische Albedo und $t_{atm}(\tau_a, \omega_0; \mu)$ die Transmission bei $A_g = 0$ ist. Dabei ist zu beachten, dass alle diese Funktionen explizit von der AOD und SSA abhängig sind. Außerdem ist die Größenverteilung als wichtige Einflussgröße mit einzubeziehen.

Um mit Gl. 2.7 Aerosole identifizieren zu können, muss vorerst herausgefunden werden, wie sich verschiedene Aerosoleigenschaften (z.B. AOD und SSA) auf das gemessene Signal auswirken, da eine effektive Aufspaltung des Signals in die beitragenden Teilsignale (vom Erdboden, von Aerosolen, usw.) möglich sein muss. In Abb. 2.5 ist hierzu die die Differenz zwischen der Reflektionsfunktion und der Erdbodenreflektion für vier Werte der AOD ($\tau_a = 0.0, 0.2, 0.4$ und 0.6) und zwei Werte der SSA ($\omega_0 = 0.81$ und 0.96) aufgetragen. Abb. 2.5 stellt sozusagen



Abbildung 2.5: Differenz zwischen der Reflektionsfunktion und der Erdbodenreflektion bei 0.61 μ m als Funktion der Oberflächenalbedo für verschieden Werte der AOD τ_a und SSA ω_0 (s. Text). Die Aerosole sind gemäß einer Junge Größenverteilung mit $n(r) \propto r^{-4}$ verteilt. Die Ergebnisse repräsentieren nadir Messungen ($\mu = 1$) mit einem solaren Zenitwinkel von $\theta_0 = 40^{\circ}$. (King u. a., 1999)

die Grundlage der satellitengestützten Fernerkundung von Aerosoleigenschaften im sichtbaren Spektralbereich dar. Es ist zu erkennen, dass die Sensitivität zu Gunsten der Aerosolidentifikation dann am größten ist, wenn die Oberflächenalbedo in dem betrachteten Spektralberich klein ist. Aus diesem Grund ist es relativ einfach, Aerosoleigenschaften über dunklen Oberflächen, wie z.B. Meeresoberflächen, zu ermitteln. Dabei hängt"dunkel" nur mit der Oberflächenalbedo in einem bestimmten Spektralbereich zusammen. So sind beispielsweise Land- und Eisflächen im UV "dunkel", auch wenn sie im Sichtbaren sehr "hell" sind.

Es gibt mehrere Methoden sich diese optischen Eigenschaften des Erdsystems zu Nutze zu machen, um troposphärische Aerosole mit Hilfe von Satelliteninstrumenten zu erkunden. Im Folgenden werden einige dieser Methoden etwas näher erläutert.

Die Ein-Kanal-Methode

Bei der Ein-Kanal-Methode werden Veränderungen der Rückstreuung solarer Strahlung durch das Erdsystem ausgenutzt. Wenn sich Partikel in der Atmosphäre befinden, ist oft eine Zunahme der Rückstreuung im Vergleich zu ungestörten Bedingungen festzustellen. Auf diese Art und Weise kann auf in der Atmosphäre suspendierte Aerosole geschlossen werden. Auch wenn diese Methode auf den ersten Blick sehr einfach anmutet, kann sie heute immernoch benutzt werden, um neue Erkenntnisse über die Eigenschaften von z.B. Staubaerosolen zu erlangen. Des weiteren wird die Analyse langer Zeitreihen ermöglicht, da diese Messmethode seit vielen Jahren benutzt wird.

Wenn die Oberflächenalbedo klein ist, dominiert der erste Term auf der rechten Seite von Gl. 2.7. Damit hängt die Sensitivität der Reflexionsfunktion allein von den Reflexionseigenschaften der Atmosphäre ab. Dieser Term ist, wie oben schon erläutert, in erster Linie eine Funktion der AOD. Die Abhängigkeit von der Größenverteilung und der optischen Eigenschaften der betrachteten Aerosole ist gering und muss nicht zwingend mit betrachtet werden. Der funktionelle Zusammenhang dieser Größen ist in Abb. 2.6 gezeigt. Dargestellt ist die berechnete Reflexionsfunktion bei $\lambda = 0.61 \ \mu m$ als Funktion der AOD in einer Atmosphäre, deren optische Eigenschaften durch Rayleighstreuung ($\tau_R = 0.066$), Ozonabsorption ($\tau_{O_3} = 0.021$) und Aerosolstreuung und -absorption gegeben sind. Die Aerosole sind gemäß einer Junge-Verteilung der Form $n(r) \propto r^{-4}$ verteilt, wobei r der Radius der Teilchen ist. Mehrfachstreuung wurde berücksichtigt, der solare Zenithwinkel beträgt $\theta_0 = 40^{\circ}$ und vier verschiedene Werte für die Bodenalbedo ($A_g = 0.0, 0.1, 0.2, 0.4$) wurden verwendet.

Die Abhängigkeit der Reflektionsfunktion von der SSA und der AOD ist in Abb. 2.6 abgebildet. Die Kästchen (a) und (b) enthalten die Ergebnisse für einen Beobachtungszenithwinkel von $\theta = 60^{\circ}$, während die Kästchen (c) und (d) für nadir Beobachtungen gelten. Des Weiteren wurde für die Ergebnisse in (a) und (c) eine SSA von $\omega_0 = 0.96$ und in (b) und (d) von $\omega_0 = 0.81$ verwendet. Somit gelten die Berechnungen in (a) und (c) für schwach und die in (b) und (d) für stark absorbierende Aerosole. Dabei ist sofort zu erkennen, dass die Reflexionsfunktion bei verschiedenen Werten der SSA sehr unterschiedliche Verläufe als Funktion der AOD annimmt. Das eigentlich Wichtige an Abb. 2.6 ist jedoch, dass sich die Reflexion der Atmosphäre bei niedriger Bodenalbedo mit zunehmender AOD annähernd linear erhöht. Dabei ist in allen Kästchen der Abb. 2.6 außer (a) zu erkennen, dass die Reflexion der Atmosphäre bei erhöhter Bodenalbedo nicht zu-, sondern abnimmt.

Um nun aus der von einem Satellitensensor gemessenen Reflexion auf die vorherrschende AOD zu schließen, kann mit Hilfe von errechneten Tabellen (look-up tables, LUTs) die passende AOD für die gegebenen Beobachtungsbedingungen herausgesucht werden.

Die physikalischen Zusammenhänge hinter der Ermittlung der AOD über dunklen Oberflächen sind relativ einfach zu verstehen. Die Reflexion, welche durch die Streuung und Absorption der Aerosole zustande kommt, kann nämlich theoretisch als Residuum der Reflexionsfunktion bei Kenntnis der Einflüsse molekularer Streuung und der Oberfläche gesehen werden. Das Residuum berechnet sich für Werte der AOD $\tau_a < 1$ dann gemäß

$$R_{a} \equiv R - R_{mol} - R_{g} = R_{as'} + O\left(\tau_{a}^{2}\right), \qquad (2.8)$$



Abbildung 2.6: Die Reflektionsfunktion bei $\lambda = 0.61 \mu \text{m}$ und $\theta_0 = 40^\circ$ als Funktion der AOD und der Oberflächenalbedo für eine Aerosolgrößenverteilung gemäß $n(r) \propto r^{-4}$. (a) und (b) gelten für Messungen mit $\theta = 60^\circ$, (c) und (d) für nadir Messungen ($\theta = 0^\circ$) (King u. a., 1999).

$$R_{as'} \equiv \frac{\omega_0 \ \tau_a \ p_a \left(\Theta\right)}{(4\mu\mu_0)},\tag{2.9}$$

wobei R_a der Aerosolbeitrag, R_{mol} die molekulare Streuung, R_g der Beitrag vom Erdboden und $R_{as'}$ der Beitrag durch Aerosolstreuung ist. $p_a(\Theta)$ ist die vom Streuwinkel Θ abhängige Phasenfunktion (s. Kap. 1.2) und $O(\tau_a^2)$ beinhaltet alle Terme der Größenordnung τ_a^2 oder höher. Der in Gl. 2.9 dargestellte lineare Zusammenhang zwischen $R_{as'}$ und τ_a gilt bei nichtabsorbierenden Aerosolen auch bei hohen optischen Dicken, bei welchen sonst Mehrfachstreuung mit in Betracht gezogen werden müsste. Dies bedeutet, dass Mehrfachstreuung nahezu proportional zu dem linearisierten Beitrag durch Einfachstreuung ist und als

$$R_{am} \equiv R_a - R_{as'} \approx cR_{as'} + O\left(R_{as'}\right)$$
(2.10)

geschrieben werden kann. Gl. 2.10 vereinfacht die satellitengestützte Fernerkundung von Aerosolen anhand reflektierte solarer Strahlung enorm, da die Berücksichtigung von Mehrfachstreuung numerisch ungleich aufwändiger wäre.

Bei Betrachtung von absorbierenden Aerosolen sind jedoch die Terme von $O(\tau_a^2)$ und höher nicht mehr zu vernachlässigen. Zu diesem Zwecke wurden in der Vergangenheit schon mehrere Algorithmen entwickelt, welche die Gleichungen 2.8 - 2.10 unter Verwendung der Terme höherer Ordnung berechnen. Anhand dieser können dann wiederrum die schon erwähnten LUTs erstellt und verwendet werden.

Bei der Verwendung der Ein-Kanal-Methode ist es essentiell, ein sinnvolles Aerosolmodell zu verwenden, da jede Aerosolspezies auch andere optische Eigenschaften hat. Die Verwendung von Aerosolmodellen in der Satellitenfernerkundung wird später noch genauer erläutert.

Die größte Unsicherheit bei der Verwendung der Gleichungen 2.8 - 2.10 ist die Subtraktion des Erdbodenanteils R_g von dem Gesamtsignal. Aerosolmessungen mit der Ein-Kanal-Methode funktionieren am besten über dunklen Oberflachen, was bedeutet, das diese meistens nur über den Ozeanen vorliegen. Über dem Ozean müssen allerdings Effekte wie Spiegelung der Sonne im Wasser ("sun-glint") oder Schaumkronen von Wellen bei hohen Windgeschwindigkeiten beachtet werden. Einige Algorithmen behandeln den Ozean als eine Art Lambertschen Reflektor, andere

approximieren den Ozean als eine flache Oberfläche um Mehrfachstreuung berücksichtigen zu können.

Da die AOD in den meisten Fällen weitaus geringer als 1 ist, ist es vonnöten, die Messgeräte von Anfang an und auch während der Zeit in der Umlaufbahn genau zu kalibrieren. Mit der fortschreitenden Technik, auch von bodengestützten Messverfahren (s. AERONET), wird es in Zukunft möglich sein, die Messgeräte vor dem Start noch besser einzustellen, um noch genauere und vor allem verlässlichere Messdaten zu erhalten.

Außerdem ist es wichtig, dass eine quantitative Messung der AOD nur in unbewölkten Szenen möglich ist, da die Wolken dann aus der Sicht des Messinstruments den Erdboden darstellen. Wolken haben jedoch eine weitaus höhere Albedo als der Erdboden, womit eine sichere Ermittlung des Aerosolsignals unmöglich ist. Des Weiteren liegen die Wolken oft oberhalb der Aerosole, was eine Messung der von den Aerosolen reflektierten solaren Strahlung verhindert.

Mehrkanalmethoden

Mit Hilfe von Zwei-Kanal und Mehrkanalmethoden kann nicht nur die AOD sondern auch Information über die Größenverteilung der Aerosole ermittelt werden. Dazu kann z.B. das Verhältnis zweier gemessener Rückstreuungen R_1 und R_2 bei verschiedenen Wellenlängen

$$\epsilon_{1,2} = \frac{R_1}{R_2} \tag{2.11}$$

verwendet werden. Mit Benutzung von Gl. 2.9 folgt dann

$$\epsilon_{1,2} \approx \frac{\omega_1 \ \tau_1 \ P_1(\Theta)}{\omega_2 \ \tau_2 \ P_2(\Theta)}.\tag{2.12}$$

Bei simultaner Ermittlung der AOD und dieses Verhältnisses stellt sich heraus, dass dieses Verhältnis auf globaler Skala stark variiert. Das ist auch nicht verwunderlich, da nicht überall die gleichen Aerosoltypen vorherrschend sind und sich die optischen Eigenschaften, welche bei dem Vergleich der Reflexion bei zwei verschiedenen Wellenlängen ausschlaggebend sind, von Aerosoltyp zu Aerosoltyp signifikant unterscheiden können. Des Weiteren kann der Ångström Koeffizient ebenfalls unter Verwendung der Reflexion in zwei Kanälen nach Gl. 2.4 unter Verwendung eines passenden Aerosolmodells berechnet werden.

Außerdem können mit Mehrkanalmethoden Aussagen über die SSA einer Aerosolverteilung gemacht werden. Die Absorption solarer Strahlung ist bei den meisten absorbierenden Aerosolen stark wellenlängenabhängig. Somit ist zu erwarten, dass sich die gemessene Rückstreuung bei zwei verschiedenen Wellenlängen unterscheidet, womit Gl. 2.12 als ein Maß für die SSA genommen werden kann. So können mit Messungen im UV speziell absorbierende Aerosole ermittelt werden. Diese Methode wird in dem Abschnitt über Messungen im UV noch weiter ausgeführt.

Die hier nur kurz angerissenen Möglichkeiten der Verwendung von Mehrkanalmethoden sind dazu geeignet, Aerosole über Ozean als auch über Land zu messen. Damit stellen diese auch die Grundlage der Aerosolmessung mit aktuellen Messgeräten dar, welche im folgenden Kapitel ebenfalls kurz vorgestellt werden.

Auch bei den Mehrkanalmethoden gilt die Einschränkung, dass eine quantitative Messung von Aerosoleigenschaften nur in wolkenfreien Szenen möglich ist. Mit fortschreitender Technik, was auch oft bedeutet, dass pro Instrument mehr Messkanäle zur Verfügung stehen, sind die Möglichkeiten zur Identifizierung von Wolken schon sehr fortgeschritten und haben ein großes Maß an Zuverlässigkeit erreicht. Damit werden die Messungen von Aerosoleigenschaften verbessert, da effektive Methoden zum Aussortieren bewölkter Situationen angewandt werden können.

Aerosolmessung über Landflächen

Die bis hierhin erläuterten Methoden zur Messung der AOD von satellitengestützten Instrumenten aus finden hauptsächlich bei Fernerkundung von Aerosolen über Wasserflächen Verwendung. Für die quantitative Messung der AOD ist es vonnöten, die Bodenalbedo genau zu kennen, womit große Wasserflächen einfach zu behandeln sind, da deren Albedo erstens sehr gering und zweitens auch bekannt ist. Bei Messungen über Land stellt sich die Frage nach der Bodenalbedo völlig neu: die Landoberfläche ist auf großer räumlicher Skala keineswegs homogen bedeckt, womit auch die Bodenalbedo auf dieser Skala sehr variabel und nicht immer klein ist. Ist die Albedo der Erdoberfläche nicht bekannt, führt dies bei dem Versuch, mit den oben erwähnten Methoden die AOD zu bestimmen, zu Unsicherheiten, da die Rückstreuung der Erdoberfläche nicht von der der Aerosolschicht getrennt werden kann (Kaufman u. a., 1997b).

Jedoch ist die Erkundung der Aerosolkonzentrationen über Land von großer Relevanz, da das Interesse an aus anthropogenen Quellen stammenden Aerosolen sehr groß ist. Eine Methode zur Messung der AOD über Land nutzt aus, dass die Aerosole und die Erdoberfläche bei bestimmten Spektralbereichen verschiedene Wechselwirkungen mit der Strahlung aufweisen. Hierbei gilt die Tatsache, dass es auch über Land wichtig ist, Situationen zur Messung der AOD zu verwenden, bei denen die Bodenalbedo möglichst gering ist. Pixel mit einer besonders geringen Bodenalbedo müssen also vorerst identifiziert werden, um deren Rückstreuung von unterhalb der Aerosolschicht abschätzen zu können.

Zur Identifikation dunkler Landoberflächen können Messungen in einem Wellenlängenbereich, in welchem Aerosole keine signifikanten Wechselwirkungen mit der Strahlung zeigen, verwendet werden. Dies ist zum Beispiel mit Messungen im NIR möglich. Physikalisch gestützt ist diese Vorgehensweise durch die spektrale Verteilung der AOD. Mit Ausnahme von Staub nimmt die AOD nach Gl. 2.4 für $1 \le \alpha \le 2$ mit zunehmender Wellenlänge ab, wobei α der Ångström Koeffizient ist. Aus diesem funktionellen Zusammenhang ergibt sich, dass die AOD τ_a im NIR (2 - 4 μ m) 3-30 mal geringer ist, als im sichtbaren Spektralbereich. Des Weiteren ist die Rückstreuung der Erdoberfläche über das solare Spektrum hinweg gut korreliert. Dies wird durch Abb. 2.7 gut illustriert.



Abbildung 2.7: Streudiagramm zwischen der Rückstreuung der Oberfläche bei 0.49 μ m (gefüllte Symbole) bzw. 0.66 μ m (ungefüllte Symbole) und der bei 2.2 μ m für diverse Oberflächentypen; (King u. a., 1999), nach (Kaufman u. a., 1997b)

In Abb. 2.7 ist zu erkennen, dass die Rückstreuung der Erdoberfläche bei 0.49 μ m bzw. bei 0.66 μ m gut mit der Rückstreuung bei 2.2 μ m korreliert, womit sich recht einfach quantitative Aussagen zur Rückstreuung des Erdbodens im Sichtbaren durch Messungen im NIR machen lassen. Die Wahl fällt hier auf 2.2 μ m, da in der Studie aus welcher Abb. 2.7 stammt, untersucht wird, ob der 2.1 μ m Kanal von MODIS dazu geeignet ist, dunkle Erdoberflächen zu identifizieren. Die Messungen stammen von den satellitengestützen Instrumenten Landsat TM und AVIRIS (Kaufman u. a., 1997b). Aus Abb. 2.7 wird außerdem nochmals deutlich, warum der Effekt der Aerosole im NIR vernachlässigt werden kann. Der Erdboden hat bei 2.2 μ m eine wesentlich höhere Rückstreuung als bei 0.49 μ m bzw. 0.66 μ m. Da Aerosole im Allgemeinen mit zunehmender Wellenlänge, mit Ausnahme von Staub, eine geringere SSA aufweisen, reduziert sich der Effekt der Aerosole auf die gemessene Rückstreuung bei dieser Wellenlänge. Besonders deutlich wird dieser Effekt durch einen direkten Vergleich zwischen in verschiedenen Spektralbereichen aufgenommenen Satellitenbildern derselben Situation. Kaufman u. a. (1997b) benutzen hierzu Aufnahmen einer relativ aerosolfreien Situation über Virginia, USA, und einer durch Biomassenverbrennungsaerosole charakterisierten Situation über Alta Floresta, Brasilien, bei 0.49, 0.66, 0.86 und 2.2 μ m. Auf allen über Virginia aufgenommenen Bildern sind die Konturen der Oberflächenbedeckung gut zu erkennen. Im Gegensatz dazu ist auf den Aufnahmen von Brasilien bei 0.49 und 0.66 μ m nur ein grauer Dunst zu erkennen. Bei 0.86 μ m zeichnen sich einige Oberflächenstrukturen ab und bei 2.2 μ m sind alle Oberflächenstrukturen sehr gut zu erkennen. Dadurch ist gezeigt, dass die Biomassenverbrennungsaerosole die gemessene Rückstreuung lediglich im Sichtbaren deutlich beeinflussen und ihr Effekt mit zunehmender Wellenlänge zu vernachlässigen ist.

Wie schon erwähnt, hat das Instrument MODIS die technischen Möglichkeiten, diese Eigenschaften für die Aerosolerkundung zugänglich zu machen. Im Folgenden der Algorithmus hierzu kurz skizziert werden. Um im Sichtbaren, d.h. im blauen $(0.47 \ \mu m)$ und roten $(0.66 \ \mu m)$ Spektralbereich, "dunkle" Erdbodenoberflächen zu finden, werden Messungen bei 2.1 und 3.8 μm verwendet. Die Messungen bei 2.1 μm erfassen teilweise bewachsene Regionen und Grasflächen, welche nur partiell grün sind, während die Messungen bei 3.8 μ m nur noch sehr dichte Wälder erfassen. Messungen bei 3.8 μ m sind allerdings durch die thermische Emission der Erde beeinflusst, womit diese im Algorithmus nur die zweite Wahl darstellen. Die Messungen werden in Flächen von 20 x 20 Pixel ($10 \times 10 \text{ km}^2$) aufgeteilt und im Folgenden als eine Einheit behandelt. Jedes Pixel durchläuft zwecks "Aussortieren" eine Kaskade von Grenzwerten. Wird ein bestimmter vorgegebener Grenzwert für die Bodenalbedo A_g unterschritten, erhöht sich die Summe der geeigneten Pixel einer Einheit um 1. Begonnen wird mit $0.01 \le A_q(2.1 \ \mu m) \le 0.05$, dann $A_q(3.8 \ \mu m) \leq 0.025$ und am Ende der Kaskade $A_q(2.1 \ \mu m) \leq 0.10$. Das Kriterium, welches von Anfang der Kaskade an gezählt als erstes von mehr als 5% der Messungen einer Einheit erfüllt wurde, wird als geeignet befunden, die Albedo der Landoberfläche zu bestimmen (Kaufman u. a., 1997a). Dabei nimmt die Ungenauigkeit der Ergebnisse mit jedem Schritt dieser Kaskade zu.

Zur Berechnung der Albedo im Sichtbaren werden lineare Beziehungen zwischen der Albedo bei 2.1 μ m und bei 0.66 bzw. 0.47 μ m angewandt. Haben genügend Pixel einer Einheit das erste Kriterium $A_g(2.1 \ \mu\text{m}) \leq 0.05$ erfüllt, so berechnet sich die Albedo im Sichtbaren nach

$$A_q(0.47 \ \mu \text{m}) = 0.5 A_q(0.66 \ \mu \text{m}) = 0.25 A_q(2.1 \ \mu \text{m}). \tag{2.13}$$

Ist jedoch das Kriterium mit $A_g(3.8\mu \text{m}) \leq 0.025$ das, welches als erstes von genügend Pixeln erfüllt wird, erfolgt die Berechnung der Albedo nach der ungenaueren Formel

$$A_q(0.47 \ \mu m) = 0.5 A_q(0.66 \ \mu m) = 0.01.$$
 (2.14)

Wenn keines der beiden ersten Kriterien erfüllt hat, wird das dritte genommen und die Albedo im Sichtbaren gemäß Gl. 2.13 berechnet. Da in diesem Fall ein höherer Grenzwert für $A_g(2.1\mu\text{m})$ angenommen wird, ist die im Endeffekt ermittelte AOD aufgrund von höherer Bodenalbedo mit einer recht großen Unsicherheit behaftet (vgl. Abb. 2.5). Um die AOD einer Situation zu berechnen wird dann ein angebrachtes Aerosolmodell angenommen und die Differenz zwischen dem am Oberrand der Atmosphäre gemessenen Signal und dem berechneten Beitrag der Oberfläche, wie in Gl. 2.8 gezeigt, gebildet. Wie schon erwähnt misst MODIS zur Aerosolmessung im blauen (0.47 μ m) und roten (0.66 μ m) Spektralbereich. Aus diesen Messung lässt sich sehr genau auf die Größe der Aerosole schließen, indem das Verhältnis β zwischen den beiden gemessenen Rückstreuungen

$$\beta = \frac{R_{atm_{0.47}}}{R_{atm_{0.66}}} \tag{2.15}$$

gebildet wird. Dabei ist $R_{atm_{0.47}}$ der atmosphärische Anteil der gemessenen Rückstreuung bei 0.47 μ m und $R_{atm_{0.66}}$ der bei 0.66 μ m. Analog zu dem Ångström Koeffizienten (Gl. ??) ist ein großer Quotient β mit eher kleinen und ein kleiner Quotient mit eher großen Aerosolpartikel in Verbindung zu bringen.

In der Testphase dieses Algorithmus wurden noch einige mögliche Fehlerquellen identifiziert. So stellen kleine Wasserflächen ein Problem dar, da diese im NIR wahrscheinlich dunkel genug sind, jedoch eine höhere Albedo im Sichtbaren haben können als erwartet. Ebenfalls kleine Schnee- und Eisflächen erschweren die Identifikation von im Sichtbaren dunklen Landoberflächen, da diese im NIR fast schwarz sind, im Sichbaren jedoch äußerst reflektiv sind. Um diesen Problemen Herr zu werden, wurden weitere Maßnahmen im MODIS Algorithmus implementiert. So werden die Messungen, welche das gegebene Kriterium erfüllt haben, innerhalb einer Einheit (20 x 20 Pixel oder 10 x 10 km²) als Funktion der Rückstreuung im blauen und roten Spektralbereich sortiert. Für die Bestimmung der Bodenalbedo wird dann der Mittelwert der Messung zwischen dem 10. und dem 40. Perzentil verwendet. Selbst wenn 60% der Pixel einer Einheit von störenden Oberflächeneigenschaften beeinflusst sind, haben sie auf diese Weise keinen Einfluss auf die Berechnung der Bodenalbedo.

Messung von Aerosoleigenschaften im UV

Wie in den vorangegangen Abschnitten erwähnt, ist es meistens üblich, Messungen von Aerosoleigenschaften, wie z.B. die AOD, mit auf Weltraumplattformen operierenden Sensoren durchzuführen, welche im sichtbaren und infraroten Spektralbereich messen. Bei der Inversion des gemessenen Signals muss die Mehrfachstreuung erst bei Wellenlängen von weniger als etwa 450 nm in Betracht gezogen werden (Torres u. a., 1998). Da die Einbeziehung von Mehrfachstreuung numerisch sehr aufwändig ist, wurden Aerosolmessungen im UV deshalb lange Zeit nicht in Betracht gezogen. Im sichtbaren und infraroten Spektralbereich haben jedoch viele Landoberflächen eine hohe Albedo, womit die sichere Ermittlung von Aerosoleigenschaften über Land schwierig bis unmöglich ist. Durch das Interesse am Erforschen der Ozonschicht während der letzten drei Jahrzehnte haben die Strahlungsübertragungscodes, welche auch Mehrfachstreuung an Molekülen und Teilchen im UV beinhalten, einen hohen Genauigkeitsgrad erreicht (Torres u. a., 1998; de Graaf u. a., 2005). Zusammen mit der Bereitstellung von immer leistungsfähigeren Rechnern ist es heute möglich, aus Messungen im UV genaue Ergebnisse, z.B. über Aerosole, zu erzielen.

Das Messen von Aerosoleigenschaften im UV ist sowohl über Land- als auch über Wasserflächen möglich, da die Erdoberfläche eine geringe Albedo im UV aufweist. So werden Messungen im UV vom Weltraum aus zumeist von den Signalen aus der Atmosphäre dominiert, was eine Bestimmung von Aerosoleigenschaften über Landflächen relativ einfach macht.

Die Grundlage für die Bestimmung von Aerosoleigenschaften mit Messungen im UV ist das Betrachten und Verstehen der optischen Eigenschaften der Aerosole im UV. Dabei kann der Nettoaerosoleffekt auf die Rückstreuung gut bei Wellenlängen größer als 320 nm betrachtet werden, da Ozon dort nur schwach absorbiert (Torres u. a., 1998). Die Wechselwirkung der Aerosole mit der Strahlung setzt sich aus verschiedenen Strahlungsübertragungsprozessen wie Rayleigh- und Mie-Mehrfachstreuung, Absorption von rayleigh- und miegestreuter Strahlung und Streuung und Absorption von vom Boden reflektierter Strahlung (Torres u. a., 1998) zusammen. Somit ist klar, dass sich die am Oberrand der Atmosphäre gemessene Rückstreuung mit dem Vorhandensein von Aerosolen und in Abhängigkeit der optischen Eigenschaften derselben, wie dem komplexen Brechungsindex, der Form, der Größenverteilung und der AOD, ändert. Außerdem hängt die gemessene Rückstreuung im UV am Oberrand der Atmosphäre davon ab, ob absorbierende und nicht absorbierende Aerosole vorhanden sind, in welcher Höhe die Aerosolschicht liegt oder wie hell der Erdbodens ist (Torres u. a., 1998).

Um diese Anderung der Rückstreuung zu quantifizieren, wird die gemessene mit einer hy-

pothetischen verglichen, welche unter aerosolfreien Bedingungen mit derselben Oberflächenalbedo zustande kommen würde ("Rayleigh-Atmosphäre"). Somit kann die am Oberrand der Atmosphäre gemessene Rückstreuung in Abhängigkeit der Aerosoleigenschaften, ober- oder unterhalb der Modellierten liegen. Das Vorzeichen der Differenz hängt dabei von den optischen Eigenschaften der Aerosole ab.

Torres u. a. (1998) haben zur Ermittlung der oben erwähnten spektralen Abhängigkeit der Anderung der Rückstreuung Strahlungsübertragungsrechnungen mit insgesamt sieben Aerosolmodellen durchgeführt. Bei Verwendung einer Oberflächenalbedo von $A_q = 0.05$ zeigt sich, dass die Rückstreuung einer Atmosphäre mit streuendem Aerosol signifikant höhere Werte aufweist als die der aerosolfreien Atmosphäre, während für eine Atmosphäre mit einer absorbierenden Aerosolschicht genau das Gegenteil der Fall ist. Da die von Torres u. a. (1998) verwendeten Aerosolmodelle Aerosole repräsentieren, welche aufgrund ihrer Größe starke Vorwärtstreuung aufweisen, ändern diese die durch molekulare Streuung und Oberflächenreflektion generierte Hintergrundstrahlung nur unwesentlich. Hierdurch kommt für stark streuende Aerosole die im Verhältnis höhere Rückstreuung zustande. Bei der Verwendung von schwacher oder mittlerer Absorption zeigt sich, dass hier die Absorption von der Streuung dominiert wird und es immer noch zu einer im Verhältnis höheren Rückstreuung am Oberrand der Atmosphäre kommt. Stark absorbierende Aerosole zeigen eine andere Wirkung. Das Aerosolmodell wurde so gewählt, dass die Aerosole nur schwach streuen, die Hintergrundstrahlung jedoch stark absorbieren. Somit kommt es zu einer im Verhältnis signifikanten Reduktion der Rückstreuung am Oberrand der Atmosphäre, welche auch fast wellenlängenunabhängig ist.

Bei der Verwendung einer Oberflächenalbedo von $A_g = 0.6$ nimmt die Bedeutung der Reduktion der Rückstreuung durch absorbierende Aerosole zu, während der Effekt der streuenden Aerosole reduziert, bzw. neutralisiert oder umgekehrt wird. Dieses kommt durch die Zunahme der in Richtung Oberfläche gestreuten Strahlung, welche dann dort noch zusätzlich absorbiert wird, zustande (Torres u. a., 1998).

Eine weiterer wichtiger Punkt bei der Messung von Aerosoleigenschaften im UV ist die Abhängigkeit der Rückstreuung von der Höhe der Aerosolschicht. Die Berechnungen von Torres u. a. (1998) bei einer niedrigen Oberflächenalbedo ($A_g = 0.05$) zeigen, dass sich die Höhe der Aerosolschicht kaum auf die Rückstreuung einer mit nichtabsorbierenden Aerosolen versehenen Atmosphäre auswirkt. Für absorbierende Aerosole wird jedoch ein systematischer Zusammenhang zwischen Rückstreuung und Höhe der Aerosolschicht gefunden: je höher die Aerosolschicht, desto niedriger fällt die Rückstreuung im Verhältnis zu einer Rayleighatmosphäre aus. Dieses Ergebnis spiegelt die schon erwähnten optischen Eigenschaften der Aerosole wieder, nämlich dass nicht absorbierende Aerosole kaum mit der Hintergrundstrahlung wechselwirken, während absorbierende Aerosole diese absorbieren. Je höher hierbei die Aerosolschicht liegt, desto Hintergrundstrahlung kann auch absorbiert werden. Bei hoher Oberflächenalbedo ($A_g = 0.6$) hingegen ist die Bedeutung der molekularen Streuung reduziert, wodurch die Absorption durch absorbierende Aerosole fast höhenunabhängig wird.

Anwendung von Messungen im UV: der UV - Aerosol Index (UV-AI)

Aus den eben beschriebenen optischen Eigenschaften absorbierender und nichtabsorbierender Aerosole im UV lässt sich ein Parameter ableiten, welcher auf den Typ des vorhandenen Aerosols schließen lässt. Hierbei spielt die erwähnte Reduktion bzw. Verstärkung der Rückstreuung durch Aerosole im Vergleich zu einer Rayleigh-Atmosphäre eine Rolle. Gemäß

$$UV-AI = -100 \cdot \left\{ log_{10} \left(\frac{I_{\lambda}}{I_{\lambda_0}} \right)^{meas} - log_{10} \left(\frac{I_{\lambda}}{I_{\lambda_0}} \right)^{calc} \right\}.$$
 (2.16)

lässt sich der sogenannte UV-Aerosol Index (UV-AI) berechnen (Torres u. a., 1998; de Graaf, 2002; de Graaf u. a., 2005). Dabei sind λ und λ_0 zwei Wellenlängen im UV Messbereich des jeweiligen Instruments und es gilt $\lambda_0 > \lambda$. Die oberen Indices ^{meas} bzw. ^{calc} stellen die gemessenen

bzw. modellierten Werte für die Rückstreuung dar. Die modellierten Werte werden mit den im vorangegangenen Abschnitt erwähnten Annahmen mit Hilfe eines Strahlungsübertragungsmodells gewonnen und stellen eine Rayleigh-Atmosphäre dar.

Die Ermittlung des UV-AI stützt sich auf die im vorangegangenen Abschnitt kurz erläuterten optischen Eigenschaften absorbierender und streuender Aerosole im UV und stellt im Wesentlichen ein Fehlermaß zwischen gemessenen und modellierten Rückstreuungen dar. Wenn in einer von einem Spektrometer beobachteten Situation absorbierende oder streuende Aerosole vorhanden sind, wird ein anderes Verhältnis zwischen den beiden gemessenen Rückstreuungen ermittelt werden als zwischen den beiden modellierten. Je optisch effektiver die Aerosolschicht dabei ist, desto größer wird auch dieser Unterschied ausfallen. Strahlungsübertragungsrechnungen zeigen, dass der UV-AI für absorbierende Aerosole einen positiven, für streuende Aerosole einen negativen und für Wolken und molekulare Streuung einen Wert von Null annimmt (Levelt u. a., 2002; Torres u. a., 1998; de Graaf, 2002; de Graaf u. a., 2005). Ein großer Vorteil des UV-AI ist die Möglichkeit, Absorption durch Aerosole unabhängig von der Helligkeit der Umgebung im sichtbaren Spektralbereich zu ermitteln. Somit ist es möglich, absorbierende Aerosole oberund innerhalb von Wolken und über schnee- und eisbedeckten Landmassen zu ermitteln (Levelt u. a., 2002; Torres u. a., 2007).

Der UV-AI ist aufgrund dieser Eigenschaften gut dazu geeignet, qualitative Aussagen zu absorbierenden Aerosolen zu treffen. So wurden unter Benutzung des UV-AI bereits neue Aspekte bezüglich des großskaligen Aerosoltransports gefunden (Torres u. a., 2007). Es ist davon auszugehen, dass eine Proportionalität zwischen der AOD und dem UV-AI existiert, jedoch ist der UV-AI explizit von der Aerosolart und -höhe über der Oberfläche (oder auch Wolken) und von der gesamten Helligkeit der beobachteten Situation abhängig (de Graaf u. a., 2005). Es ist bislang noch nicht gelungen, eine eindeutige quantitative Beziehung zwischen dem UV-AI und der AOD zu errechnen.

Sensitivität des UV-AI gegenüber Aerosol- und Umgebungsparametern

Eine am KNMI (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut in De Bilt, Niederlande) durchgeführte Sensitivitätsstudie (de Graaf, 2002; de Graaf u. a., 2005) untersucht die Abhängigkeit des UV-AI von verschiedenen Aerosol- und Umgebungsparametern mit Hilfe eines Strahlungsübertragungsmodells. Unter anderem wurde bestätigt, dass der UV-AI mit zunehmender AOD zunimmt. Die Ergebnisse dieser Studie zeigen aber auch eine starke Abhängigkeit des UV-AI von Umgebungsparametern wie z.B. dem Zenitwinkel der Sonne oder der Oberflächenalbedo. Um die Abhängigkeit des UV-AI von Umgebungsparametern zu illustrieren, ist in Abb. 2.8 die Abhängigkeit des UV-AI von dem Zenitwinkel und der Oberflächenalbedo und dem Zenitwinkel und der AOD dargestellt.

Um die Kurven in Abb. 2.8(a) zu ermitteln wurde eine AOD von $\tau = 1$ und eine SSA von $\omega_0 = 0.90$ benutzt. Es wird ein wolkenfreier Himmel angenommen und die Aerosolschicht hat eine Dicke von einem Kilometer. Die Unterkante der Aerosolschicht liegt bei drei Kilometern. Diese Parameter entsprechen durchaus den in der Natur vorfindbaren Parametern absorbierender Aerosole. Es ist zu erkennen, dass der UV-AI bei kleinen Zenitwinkel nahezu unabhängig von der Oberflächenalbedo ist. Je größer jedoch der Zenitwinkel wird, desto stärker nimmt der UV-AI mit zunehmender Oberflächenalbedo ab. Bis zu einem Zenitwinkel von $\theta_0 = 45^{\circ}$ kann der UV-AI als nahezu unabhängig von der Oberflächenalbedo angesehen werden.

Die Kurven in Abb. 2.8(b) zeigen, wie schon erwähnt, die Abhängigkeit des UV-AI vom Zenitwinkel und der optischen Dicke der Aerosolschicht. Hierbei wurde eine Oberflächenalbedo von $A_g = 0.05$ und ebenfalls eine Einfachstreualbedo von $\omega_0 = 0.90$ verwendet. Es ist zu erkennen, dass die funktionelle Abhängigkeit des UV-AI von der AOD für Zenitwinkel von $\theta_0 \leq 60^\circ$ nahezu gleich ist. Lediglich im Bereich einer AOD von $0 < \tau < 0.5$ unterscheiden sich die Kurvenverläufe wenig. Für das Experiment mit einem Zenitwinkel von $\theta_0 = 60^\circ$, bzw. $\theta_0 = 75^\circ$ ergibt sich ein konvexerer bzw. deutlich flacherer Kurvenverlauf als für die übrigen



Abbildung 2.8: Abhängigkeit des UV-AI von Zenitwinkel, Oberflächenalbedo und AOD (de Graaf, 2002; de Graaf u. a., 2005).

Winkel.

Die Ergebnisse dieser von de Graaf (2002) durchgeführten Sensitivitätstudie sind von großer Bedeutung für das weitere Vorgehen in dieser Diplomarbeit. Die in Abb. 2.8(a) dargestellte Abhängigkeit des UV-AI von der Oberflächenalbedo und des Zenitwinkels beschränkt die für diese Studie zu verwendenden Daten enorm. Entsprechend der Erkenntnisse werden im Folgenden nach Möglichkeit nur noch Daten verwendet, welche aus Messungen stammen, bei denen der lokale Zenitwinkel am Boden $\theta_0 \leq 45^{\circ}$ beträgt. Hierdurch wird eine Verfälschung der Daten durch flache Sonneneinstrahlung weitestgehend vermieden.

Aerosolmodelle

Nachdem die Albedo der Erdoberfläche mit genügender Genauigkeit bestimmt wurde, steht der Berechnung der AOD nur noch die Unkenntnis der optischen Eigenschaften der vorhandenen Aerosole im Wege. Vor allem die Phasenfunktion sowie der SSA der Aerosole müssen bekannt sein. Die SSA kann unter Verwendung mehrerer spektraler Kanäle hinreichend bestimmt werden, die Phasenfunktion jedoch nicht. Um trotzdem die AOD einer Situation angeben zu können, müssen a priori Annahmen in die Berechnung mit einfließen: die Aerosolmodelle.

Typischerweise bestehen Aerosolmodelle aus einem Datensatz, welcher die durchschnittlichen optischen Eigenschaften der Aerosole in Abhängigkeit von Ort und Jahreszeit enthält. In der Vergangenheit wurde häufig die Aerosolklimatologie nach d'Almeida u. a. (1991) benutzt. Da jedoch die meisten Aerosolmessungen vom Boden oder von Flugzeugen aus durchgeführt wurden, repräsentieren die gemessenen und somit in die Datenbank eingegangenen Werte nicht die gesamte atmosphärische Säule oder das Umgebungsaerosol.

Die größte Unsicherheit in der Fernerkundung von Aerosolen ist jedoch die genaue Kenntnis der Größenverteilung, der SSA und der Phasenfunktion. Aus diesem Grund wurden ab Mitte der neunziger Jahre AERONET (s. Kap. 2.1) Stationen installiert, um an den jeweiligen Standorten repräsentative Messungen der optischen Eigenschaften von Aerosolen zu durchzuführen. Mit Hilfe dieser bodengestützten Messungen ist es damit möglich, noch genauere Aerosolklimatologien zu entwickeln, um damit die Bestimmung der AOD vom Satelliten aus noch genauer durchzuführen.

Kapitel 3

Verwendete Messinstrumente und -daten

Die genannten Methoden, um Aerosoleigenschaften zu bestimmen, können auf eine Vielzahl von Messinstrumenten angewandt werden. In diesem Kapitel werden jedoch nur die Instrumente erwähnt, welche auch im Rahmen dieser Diplomarbeit eine Rolle spielen.

Die "A-Train"-Satellitenkonstellation

Die A-Train Satellitenkonstellation besteht aus momentan fünf die Erde in Formation umkreisenden Satelliten und ist aus der Sicht eines Künstlers in Abb. 3.1 abgebildet. Diese Satelliten, EOS Aqua, CloudSat, CALIPSO, PARASOL und EOS Aura, bewegen sich auf einer sonnensynchronen Umlaufbahn in einer Höhe von 705 km um die Erde und überqueren den Äquator in nordwärtiger Richtung um ungefähr 13:30 Uhr Ortszeit (Stephens u. a., 2002). Der Satellit OCO wird erst im nächsten Jahr gestartet. Der zeitliche Abstand zwischen dem ersten Satelliten, EOS Aqua, und dem letzten Satelliten, EOS Aura, beträgt acht Minuten. Die Verantwortung für die Satelliten CALIPSO und PARASOL unterliegt dem CNES (Centre National d'Etudes Spatiales, Frankreich), während die NASA für die Restlichen zuständig ist. Um den Formationsflug aufrecht zu erhalten, werden die Umlaufbahnen der einzelnen Satelliten konstant geprüft und gegebenenfalls korrigiert.



Abbildung 3.1: Künstlerische Darstellung der "A-Train"-Satellitenkonstellation. (CNES, 2008)

Die in der Formation fliegenden Weltraumplattformen sind so entworfen, dass jede Einzelne Messinstrumente zur Beobachtung eines bestimmten Aspekts des Klimasystems an Bord hat. Ein wesentlicher Vorteil des A-Trains ist die fast uneingeschränkte Kombinierbarkeit aller gemessenen Daten. Da eine bestimmte Region zur nahezu selben Zeit von mehreren Instrumenten vermessen wird, wird so auf dieser Weise eine hohe Korrelation in Zeit und Raum erreicht. Dadurch wird eine einfache und effektive Kombination aller Messdaten ermöglicht. Mit den im Rahmen der A-Train Konstellation gemessenen Daten können so neue Aussagen zur Wolkenphysik, Atmosphärenchemie, Aerosolphysik oder zum Wasser- und Energiekreislauf gemacht werden.

Im Rahmen dieser Arbeit werden bei weitem nicht alle Instrumente des A-Trains genutzt. Die benutzten Instrumente und Messdaten werden im Folgenden kurz erläutert.

MODIS

MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) ist auf den Satelliten Aqua und Terra der NASA montiert. Diese Satelliten haben eine sonnensynchrone Umlaufbahn und überqueren den Áquator um 13:30 Uhr (Aqua) oder 10:30 Uhr (Terra) lokaler Zeit in entgegengesetzter Richtung. MODIS hat 36 spektrale Kanäle, kann damit Messungen im Spektralbereich von 0.44 - 15 μ m durchführen und deckt den Globus fast täglich mit Messungen ab. Die horizontale Auflösung variiert dabei von 250 - 1000 m. Sieben dieser Kanäle, im Spektralbereich von 0.47 bis 2.13 μ m, werden zur Ermittlung von Aerosoleigenschaften über wolkenfreien Gebieten und geeigneten Landoberflächen benutzt (King u. a., 1992; Kaufman u. a., 1997a; Tanré u. a., 1997; Yu u. a., 2006, gilt auch weiter in diesem Absatz). Es werden verschiedene Algorithmen für Messung über Land und Ozean benutzt. Über bewachsenen Landoberflächen misst MODIS die AOD in drei Bereichen des sichtbaren Spektrums mit einer Genauigkeit von $\pm (0.05 \pm 0.2)\tau$. Des Weiteren ermöglicht MODIS die Ableitung des Anteils der Extinktion, welcher durch kleine Partikel verursacht wird. Dieser Parameter ist über Land jedoch nur als eine qualitative Größe zu betrachten. Dadurch, dass Aerosolmessungen über den Ozeanen durch die leicht zu charakterisierende Oberfläche einfacher als über Land sind, ermöglicht MODIS Messungen der AOD über Wasserflächen mit einer Genauigkeit von $\pm (0.03 \pm 0.05)\tau$. Zusätzlich können auch detaillierte Größeninformationen über die betrachteten Aerosole, wie der effektive Radius oder der Anteil der AOD der von kleinen Partikeln herrührt, erlangt werden. Aerosolmessungen von MODIS haben mittlererweile einen so hohen Grad an Genauigkeit erreicht, so dass diese oft als Referenz für Messungen anderer Satelliten benutzt werden.

In dieser Arbeit werden lediglich die Messungen von MODIS an Bord von EOS Aqua verwendet, da auch andere Instrumente des A-Trains verwendet werden. Bei den benutzten Datensätzen handelt es sich um die im Moment aktuellste Version, die "Collection 5", der Produkte MYD08_D3 und MYDATML2.

Bei dem Produkt MYD08_D3 handelt es sich um ungefähr 600 auf einem globalen 1° x 1° Gitter vorliegende Parameter, welche allesamt dazu dienen, die Eigenschaften von Aerosolen, Niederschlag und Wolken zu charakterisieren. Bei den enthaltenen Parametern handelt es sich größtenteils um statistische Werte, welche aus ungefähr 80 gemessenen physikalischen Größen ermittelt werden (King u. a., 2003). Das dem Datensatz MYD08_D3 äquivalente Produkt von MODIS an Bord von EOS-Terra ist MOD08_D3 und wird in dieser Arbeit einmal benutzt.

Eine wesentlich genauere Auflösung bietet das Produkt MYDATML2. Dabei handelt es sich um einen Level2 Datensatz, welcher nicht von vorneherein auf einem globalen Gitter vorliegt. Dieser ist wie das Produkt MYD08_D3 eine Zusammenfassung verschiedener Datensätze und beinhaltet Parameter zur Charakterisierung von Aerosolen, Wasserdampf und Wolken sowie eine Wolkenmaske (NASA ATML2). Ziel der Erstellung von MYDATML2 war eine möglichst effektive Komprimierung aller wichtigen Parameter, um die produzierten Datenmengen gering zu halten. Damit liegen die meisten Parameter nicht in der Originalauflösung, sondern etwas gröber vor. Dies spielt aber in Bezug auf diese Arbeit keine große Rolle, da die in MYDATML2 vorliegenden Parameter mit einem selbst geschriebenen FORTRAN-Programm auf ein globales $0.25^{\circ} \ge 0.25^{\circ}$ Gitter gemittelt werden. Dabei wird lediglich ein einfacher Mittelwert für jede $0.25^{\circ} \ge 0.25^{\circ}$ Box errechnet; es findet somit keinerlei Gewichtung statt.

In dieser Arbeit werden die beiden vorgestellten Datensätze kombiniert, um z.B. grob auf-

gelöste Aerosol- mit feiner aufgelösten Wolkeneigenschaften zu korrelieren.

CERES

CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) (Wielicki u. a., 1996; Loeb u. Manalo-Smith, 2005) ist ein Instrument an Bord der Satelliten Aqua und Terra. CERES misst die von der Erde reflektierte kurzwellige Solarstrahlung sowie die von der Erde emittierte langwellige terrestrische Strahlung in drei Kanälen und ist der Nachfolger des ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) Instruments. Die gemessenen Strahlungswerte werden mit Hilfe von Angular Distribution Models (ADMs) in Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre als Funktion des Beobachtungs- und Sonnenwinkels und der Erdoberfläche umgerechnet und ermöglichen eine genaue Bestimmung der Strahlungsbilanz der Erde. So können Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre unter aerosolfreien Bedingungen mit denen unter Aerosolbelastung verglichen werden. Auf diese Weise ist eine Quantifizierung des direkten wie auch des indirekten Aerosoleffekts möglich. Da CERES jedoch nur eine grobe Beobachtungsgeometrie hat ($20 \times 20 \text{ km}^2$) ist es besser, die Messungen von verschiedenen Instrumenten zu kombinieren, um auch subskalige Wolkenkontamination zu erfassen (Yu u. a., 2006).

Der in dieser Arbeit verwendete Datensatz zur Nutzung von CERES-Messungen ist CER_SSF_ Aqua-FM3-MODIS_Edition2A, wobei es sich um Level2 Daten handelt. Dieser Datensatz ist, wie vielleicht schon an der Bezeichnung zu erkennen ist, eine Kombination aus Messungen von zwei Instrumenten: CERES und MODIS. Da CERES eine vergleichsweise geringe Auflösung hat (s.o.), werden die Messungen von MODIS auf die jeweilige Größe des CERES Pixels gemittelt (NASA SSF). So können die von beiden Instrumenten gemessenen Daten später leicht miteinander kombiniert werden.

Der einzige in dieser Arbeit benutzte Parameter aus diesem Datensatz ist der spektral gemittelte (0.3 - 4 μ m), nach oben gerichtete kurzwellige Strahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre (CERES_SW_TOA_flux_-_upwards). Da die Messdaten noch nicht global gegittert sind, werden diese mit demselben FORTRAN-Code wie die MODIS Level2 Daten auf ein 0.25° x 0.25° Gitter gemittelt.

Ozone Monitoring Instrument

OMI ist auf EOS Aura installiert und ein hochauflösendes Spektrometer, welches die vom Erdsystem reflektierte Strahlung im UV und im sichtbaren Spektralbereich (0.27 - 0.5 μ m) misst. Es stellt den Nachfolger von TOMS dar, hat einen 2600 km breiten Schwad und deckt den Globus täglich mit einer räumlichen Auflösung zwischen 13 x 24 km² und 28 x 150 km² ab. Der wesentliche Vorteil von OMI ist, dass mit der Hilfe dieses Instruments Messungen im UV benutzt werden können, um Aerosole in der Atmosphäre zu messen. Hierbei werden Inversionsroutinen benutzt, welche bereits für TOMS entwickelt wurden.

Schon im vorangegangen Kapitel wurde erwähnt, dass der UV-AI unter Benutzung von Gl. 2.16 aus den Messungen von OMI abgeleitet werden kann. Dabei gilt dann für die verwendeten Wellenlängen $\lambda = 342.5$ nm und $\lambda_0 = 388$ nm. Der UV-AI ist für diese Arbeit von großer Wichtigkeit und wird aus dem OMAERUVG_v003 Datensatz genommen. Dieser Datensatz liegt täglich vor und beinhaltet die ungemittelten Level2 Daten aus dem OMAEERUV_v003 Datensatz, allerdings auf einem globalen 0.25° x 0.25° Gitter. Hierzu wurden alle Messwerte aus OMAERUV_v003, welche in eine bestimmte 0.25° x 0.25° Gitterbox passen, "übereinander gestapelt" (Leonard, 2008). Aus diesen gestapelten Werte wurden dann wiederrum mit einem FORTRAN-Programm einfache Mittelwerte für jede Gitterbox gebildet.

CALIOP

CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) ist ein auf dem Satelliten CA-LIPSO montiertes Lidar, mit dem sich hochaufgelöste Vertikalprofile von Wolken und Aerosolen vermessen lassen. Das aktive Messverfahren von CALIOP basiert auf einem Diodenlaser, welcher linear polarisierte elektromagnetische Wellen bei 1064 und 532 nm mit einer Frequenz von 20.25 Hz in Richtung Erdoberfläche emittiert (Kim u. a. (2008) und darin enthaltene Referenzen). Die Daten haben verschiedene vertikale und horizontale Auflösung in Abhängigkeit von der Höhe über Normalnull (NN) und benutzten Wellenlänge. So betragen die Auflösungen bei 532 (1064)nm für -0.5 - 8.2 km über NN vertikal 30 (60)m bzw. horizontal 333 (333)m und für 8.2 - 20.2 km über NN 60 (60)m bzw. 1 (1)km. Mit den für dieses Instrument entwickelten Algorithmen ist es möglich, mehrere aerosol- bzw. Wolkenschichten auf einmal zu erfassen. Somit ist dieses Gerät für die Verwendung in dieser Arbeit prädistiniert, da das Hauptaugenmerk auf Situationen gerichtet ist, in denen sich absorbierende Aerosole oberhalb und getrennt von Wolken befinden.

In dieser Studie werden im Wesentlichen drei Formate der Messdaten von CALIOP verwendet. Zum einen stellt die NASA auf der CALIPSO Homepage Visualisierungen der Profildaten zur Verfügung (NASA CALIPSO, 2008). Anhand dieser Daten können sehr gut Fallstudien zur genaueren Analyse herausgesucht werden, da eine einfache Unterscheidung zwischen Aerosolund Wolkenschichten möglich ist.

Des Weiteren werden die beiden Datensätze CAL_LID_L2_01kmCLay-Prov-V1-10 und CAL_LID_L2_05kmALay-Prov-V1-10 benutzt, um die Verteilung von Aerosol- und Wolkenschichten quantitativ zu untersuchen. Bei diesen Daten handelt es sich um Level2 Daten, welche entweder in einem (Wolken) oder fünf (Aerosole) Kilometern horizontaler Auflösung vorliegen. Nützliche, in diesen Daten enthaltene Parameter sind Informationen über die Anzahl der gefundenen Schichten (Wolken oder Aerosole), sowie die Unter- oder Oberkante einer jeweiligen Schicht. So können gezielt Situationen identifiziert werden, in denen sich Aerosole oberhalb und getrennt von Wolken befinden.

Kapitel 4

Identifikation absorbierender Aerosole über Wolken

4.1 Ansatz nach Haywood u. a. (2004)

4.1.1 Theorie

In dieser Diplomarbeit soll herausgefunden werden, inwiefern sich über Wolken befindliche absorbierende Aerosole auf den Strahlungshaushalt auswirken. Um diesen Effekt mit Satellitendaten zu quantifizieren bedarf es vorerst einer Methode, diese Aerosole zu identifizieren. Eine Methode basiert auf der Ermittlung des effektiven Radius von Wolkentröpfchen aus MODIS Messdaten durch zwei verschiedene Methoden. Im Folgenden werden zunächst die Methoden zur Ermittlung von Wolkeneigenschaften aus Satellitendaten erläutert. Daraufhin wird der Effekt oberhalb von Wolken liegenden absorbierenden Aerosolen auf die Ermittlung der effektiven Radien erläutert.

Ermittlung von Wolkeneigenschaften aus Satellitendaten

Zur Bestimmung von Wolkeneigenschaften aus Satellitendaten wird die gemessene Rückstreuung der Atmosphäre in zwei bestimmten Wellenlängenbereichen benutzt. Meistens wird eine solche gebraucht, in der Wolkentröpfchen absorbieren und einer, in dem sie nicht absorbieren (Nakajima u. a., 1991; Platnick u. a., 2001, gilt auch im Folgenden). Die Rückstreuung in den Kanälen, bei deren Wellenlänge die Wolkentröpfchen nicht absorbieren (z.B. 0.67, 0.86 und 1.2 μ m), hängt sehr stark von der optischen Dicke ab. Die Rückstreuung in den Kanälen in denen Absorption stattfindet (z.B. 1.6, 2.1 und 3.7 μ m) ist jedoch deutlich von der Absorption durch Wolkenpartikel und damit von der Partikelgröße abhängig. Die SSA nimmt von Wolkentröpfchen bei 2.1 μ m bei einer Größenänderung von 5 auf 20 μ m von 0.99 auf 0.96 ab. Somit enthält die Rückstreuung in den absorbierenden Spektralbereichen Information über die Größenverteilung der Partikel.

Eine Kombination der Messungen in absorbierenden und nichtabsorbierenden Spektralbereichen ermöglicht damit über weite Bereiche eine fast orthogonale Trennung der Effekte der optischen Dicke und des effektiven Radius. In einem Histogramm aufgetragen wird dieser Vorteil noch deutlicher.

In Abb. 4.1 sind zwei verschiedene dieser Histogramme, welche für die Ermittlung der effektiven Radien und der optischen Dicke aus MODIS Daten benutzt werden, abgebildet. Die in Abb. 4.1(a) dargestellte Wellenlängenkombination wird standardmäßig für die Ermittlung von Wolkeneigenschaften genutzt, wobei die x-Achse die Rückstreuung im nichtabsorbierenden und die y-Achse die Rückstreuung im absorbierenden Spektralbereich repräsentiert. Die erwähnte, nahezu exakte Orthogonalität der Linien gleicher optischen Dicke und gleichen effektiven Radius in Abb. 4.1(a) ist besonders für optisch dicke Wolken erfüllt.



Abbildung 4.1: Histogramme zur Berechnung des effektiven Radius mit MODIS; aus (Platnick u. a., 2001)

Diese Methode kann aber nur in Situationen mit einer geringen Oberflächenalbedo angewandt werden. Hat die Oberfläche einer betrachteten Situation eine hohe Albedo in einem sichtbaren oder anderen nichtabsorbierenden Spektralbereich (z.B. Schnee oder Eisflächen), wird der Kontrast zwischen der zu erfassenden Wolke und der darunterliegenden Oberfläche stark reduziert. Damit kommt es zu einer Zunahme der Unsicherheit bei der Bestimmung der Wolkenparameter.

Um dieses Problem zu umgehen, könnten Messungen bei höheren Wellenlängen verwendet werden, da die Albedo der im Sichtbaren hellen Oberflächen im NIR recht klein und vergleichbar mit der von Meeresoberflächen ist. Zu diesem Zweck wurde der ursprüngliche MODIS Algorithmus dahingehend geändert, so dass anstatt des nichtabsorbierenden 0.86 μ m Kanals die Rückstreuung bei 1.6 μ m benutzt wird, womit der Effekt der hellen Oberflächen deutlich reduziert wird. Da die Wolkentröpfchen bei 1.6 μ m jedoch schon absorbieren, geht diese Reduktion der Störeffekte auf Kosten der Orthogonalität zwischen der Rückstreuung in beiden benutzten Kanälen. Dies ist in Abb. 4.1(b) deutlich zu erkennen.

Bestimmung des effektiven Radius unter Einfluss absorbierender Aerosole

Aerosole, welche eine hohe SSA und damit Absorption aufweisen ($\omega = 0.85 \pm 0.02$; Leahy u. a. (2007)), absorbieren, mit Ausnahme von Staub, vorwiegend im sichtbaren Wellenlängenbereich des solaren Spektrums (Arola u. a., 2007). Wenn sich absorbierende Aerosole mit den oben genannten Eigenschaften oberhalb von Wolken befinden, verringert sich die Rückstreuung in einem Wellenlängenbereich, in dem Wolkentröpfchen nicht absorbieren (z.B. 0.86 μ m) stärker als in einem Wellenlängenbereich, in dem diese absorbieren (z.B. 1.62 μ m).

Für die Ermittlung des effektiven Radius mit Hilfe der in Abb. 4.1 dargestellten Histogramme bedeutet dies, dass die reduzierten Rückstreuintensitäten zu einer Linksverschiebung der Werte auf der x-Achse führen. Dies wird dann besonders bei der Standardmethode zu einer Unterschätzung des effektiven Radius führen, womit sich eine deutliche positive Differenz

$$\Delta r_e = r_e (1.6 \ \mu \text{m}) - r_e (0.6 \ \mu \text{m}) \tag{4.1}$$

der ermittelten effektiven Radien zwischen den beiden Methoden herausstellt (Haywood u. a., 2004). Dabei ist $r_e(1.6 \ \mu\text{m})$ der nach der Methode für helle Oberflächen und $r_e(0.6 \ \mu\text{m})$ der nach der Standardmethode ermittelte effektive Radius. Diese Differenz kann somit als Indikator für sich über Wolken befindende absorbierende Aerosole dienen. Im Folgenden wird versucht, anhand dieser Methodik Situationen mit absorbierenden Aerosolen oberhalb von Wolken zu identifizieren.
4.1.2 Differenzen der effektiven Radien

Globale Verteilung

Für diese Untersuchung werden zunächst die mit MODIS(EOS-Aqua) ermittelten effektiven Radien des Jahres 2006 benutzt. Die Differenz zwischen der Methode für helle Oberflächen und der Standardmethode wird gemäß 4.1 errechnet. Dann wird das einfache globale Monatsmittel gebildet und geplottet.

Auf den resultierenden Grafiken in Abb. 4.2 ist ein deutlicher Jahresgang dieser Differenz zu erkennen. Beispielhaft sind nur die Monate Januar, April, Juli und August 2006 dargestellt. Für die Monate Januar bis Mai ist die errechnete Differenz fast durchweg negativ, d.h. die Standardmethode ermittelt einen höheren effektiven Radius als die Methode für helle Oberflächen. Ab Juni ist jedoch ein deutliches Signal besonders vor der Westküste Afrikas zu erkennen: hier ist $r_e(1.6 \ \mu\text{m})$ flächenhaft deutlich größer als $r_e(0.6 \ \mu\text{m})$. Dieses Signal verstärkt sich noch in den Folgemonaten bis August und schwächt sich dann wieder ab, bis es im Dezember nur noch rudimentär vorhanden ist. Ähnliches spielt sich vor den Westküsten Nord- und Südamerikas ab.

Dieses Ergebnis scheint die von Haywood u. a. (2004) entwickelte Theorie zu belegen, welche besagt, dass es sich hierbei um den Einfluss von absorbierenden Aerosolen handelt (speziell BiomassenverbrennungsAerosole), da die Brandsaison besonders in Namibia und Angola in den Spätsommermonaten der Nordhemisphäre stattfindet.



Abbildung 4.2: Δr_e für ausgewählte Monate 2006. Nach Gl. 4.1

Vergleich von Terra und Aqua

Um zu prüfen, ob sich die beobachteten Muster von Δr_e auch in anderen Jahren wiederfinden,

werden globale Monatsmittel mit allen zur Verfügung stehenden Daten errechnet. Das heißt für die Aqua-Plattform Daten von 2002-2007 und für die Terra-Plattform Daten von 2000-2007. Das Ergebnis dieser Rechnungen ist in Abb. 4.3 gezeigt. Der Übersicht halber handelt es sich nur um die Monate Januar und Juli, da diese die wesentlichen Merkmale der globalen Verteilungen enthalten. Es ist zu erkennen, dass die Plots von MODIS an Bord EOS-Aqua denen des Jahres 2006 in Abb. 4.2 sehr ähnlich sind. So ist davon auszugehen, dass sich die globale Verteilung von Δr_e von Jahr zu Jahr nicht wesentlich ändert.



Abbildung 4.3: Δr_e für ausgewählte Monate beider Plattformen. Nach Gl. 4.1

Für die Terra-Plattform ergibt sich jedoch ein anderes Bild. Hier ist im Bereich der fast permanenten Stratocumulusfelder (vor der nordamerikanischen Westküste, der südamerikanischen Westküste, der südlichen westafrikanischen Küste und der westaustralischen Küste) $r_e(1.6\mu m)$ fast durchgehen höher als $r_e(0.6\mu m)$. Diese Signale erreichen ein Maximum im nordhemisphärischen Sommer.

Um die Unterschiede zwischen den ermittelten effektiven Radien der beiden Plattformen weiter zu untersuchen, wird die Differenz zwischen den nach Gl. 4.1 ermittelten Differenzen Δr_e beider Plattformen für die schon beschriebenen Monatsmittel gebildet. Bei dieser Vorgehensweise zeigt sich, dass Δr_e für die von MODIS(Terra) ermittelten Werte global zumeist größer ausfällt, als der jeweilige Wert von MODIS(Aqua) (s. Abb. 4.4 und 4.5).

Bei diesem Ergebnis liegt die Vermutung nahe, dass es sich hierbei um einen systematisch bedingten Effekt, also einen Instrumenten- oder Kalibrierungsfehler, handeln könnte. In der Tat fand Abhay Devasthale, ehemals Uni Hamburg, in der Vergangenheit heraus, dass bei den MODIS Collection 4 Level3 Datensätzen ein systematischer Offset den ermittelten effektiven Radius beider Plattformen betreffend bestand (persönliche Kommunikation mit Abhay Devasthale). Hierbei wurde durch MODIS(Terra) ein im Mittel (für die Region von Südostasien) um $\approx 2 \ \mu$ m höherer effektiver Radius ermittelt als von MODIS(Aqua) (diese Unterschiede in



Abbildung 4.4: Globale Mittel (2006) der ermittelten effektiven Radien von MODIS(Aqua, schwarz) und MODIS(Terra, rot)



Abbildung 4.5: Differenz der effektiven Radien von MODIS(Aqua):rot, MODIS(Terra):schwarz

den ermittelten effektiven Radien beschränken sich auf die Standardmethode). Die Verantwortlichen von der NASA wurden daraufhin auf dieses Problem hingewiesen und versprachen, das Problem zu beheben.

Ein erst kürzlich erschienener Artikel von Remer u. a. (2008) behandelt eine offensichtlich systematische Differenz in der AOD zwischen MODIS Messungen an Bord von EOS-Aqua und EOS-Terra. Die Messungen von MODIS(EOS-Terra) zeigen hier einen Offset von $+0.015 \ \mu m$ über den Ozeanen, wo in den Daten der Collection 4 noch kein solches Offset vorhanden war. In dem Artikel von Remer u. a. (2008) wird eingeräumt, diese systematische Differenzen könnten aus Fehlern in der Kalibrierung eines Instruments hervorgehen. Damit kann die Ursache für die unterschiedlichen effektiven Radien möglicherweise auf solche Fehler zurückgeführt werden.

In Abb. 4.4 sind globale Mittel der ermittelten effektiven Radien für das Jahr 2006 dargestellt. Es zeigt sich, dass die Differenz zwischen MODIS(Aqua) und MODIS(Terra) für $r_e(0.6 \,\mu\text{m})$ in der Tat nicht mehr so deutlich ausfällt wie noch in der Collection 4. Es besteht jedoch immer noch ein Offset von ca. +0.4 μ m. Für $r_e(1.6 \,\mu\text{m})$ ist ein deutlich ausgeprägterer Offset von Terra gegenüber Aqua zu erkennen. Aus diesem Grund fällt auch die in Abb. 4.5 gezeigte Differenz Δr_e nach Gl. 4.1 für MODIS(Terra) deutlich höher als für MODIS(Aqua) aus. Des Weiteren ist für Δr_e ein schwacher Jahresgang zu erkennen.

Die bis zu diesem Punkt gezeigten Ergebnisse könnten einen Zusammenhang zwischen absorbierenden Aerosolen oberhalb von Wolken und der Differenz der effektiven Radien suggerieren. Um jedoch eine zuverlässige Methode zur Bestimmung dieser Aerosolsituationen zu entwickeln, bedarf es der Analyse von Einzelsituationen, in welchen eine solche Aerosol/Wolken-Schichtung mit Sicherheit auftritt. Mit diesen Situationen könnten Schwellenwerte bestimmt werden. Außerdem ist zu beachten, dass mit den verschiedenen Methoden zur Bestimmung des effektiven Radius Signale von verschiedenen Vertikalpositionen einer Wolken ausgewertet werden. So erhält das Empfangsgerät in der 1.6 μ m-Bande ein Signal von einem anderen Ort in der Wolke als in der 0.67(0.86) μ m-Bande, welche für die standardmäßige Ermittlung des effektiven Radius über dem Ozean benutzt wird. Aus diesem Grund ist es somit auch möglich, verschiedene effektive Radien zu ermitteln. Besonders kann dies bei der Betrachtung von Stratocumuluswolken zu Unterschieden kommen. Diese weisen einen vertikalen Gradienten des effektiven Radius mit den größten Tropfen im oberen Wolkenbereich auf. Diese Effekte müssen in der weiteren Betrachtung berücksichtigt werden.

Fallstudien

Ermittlung von geeigneten Situationen mit CALIOP

Um Situationen zu finden, in denen sich eindeutig Aerosole oberhalb und getrennt von Stratus- oder Stratocumuluswolken befinden, bedarf es Instrumente, mit deren Messungen diese Situationen eindeutig und zweifelsfrei zu ermitteln sind. Mit CALIPSO fliegt ein Satellit in der A-Train-Formationen auf welchem das Instrument CALIOP montiert ist (s. Kap. 2.2.2).

Mit Hilfe der in Kap. 2.2.2 beschriebenen Online-Visualisierungen von CALIOP-Messungen wurden einige den Ansprüchen gerecht werdende Situationen vor der afrikanischen Westküste gefunden. Diese beschränken sich vorerst auf die Brennsaison von 2006, speziell auf den 13.08.2006 vor der Küste Angolas, den 21.8.2006 über dem Atlantik entlang des fünften westlichen Längengrades, den 5., 7., und 25.9.2006, sowie den 11.10.2006 vor der Küste Angolas. An all diesen Tagen zeigen die Vertikalprofile der Rückstreuung des CALIOP Instruments eine deutlich von der stratiformen Wolkendecke getrennte, in 2 - 5 km Höhe liegende Schicht, deren Rückstreuintensität der von Aerosolen entsprechen soll. Exemplarisch ist die entsprechende Visualisierung für den 13.08.2006 vor der Küste Angolas in Abb. 4.6 abgebildet.



Abbildung 4.6: Online-Visualisierung der CALIOP Messungen vor der Küste Angolas am 13.8.2006 (NASA CALIPSO, 2008)

Die y-Achse repräsentiert hierbei die Höhe über NN und die x-Achse einen Punkt als Funktion der geographischen Länge und Breite. Abb. 4.6 stellt somit eine Messspur von ungefähr $(27^{\circ} \text{ S } 6^{\circ} \text{ E})$ bis $(22^{\circ} \text{ N } 5^{\circ} \text{ W})$ dar. In der Mitte des Bildes ist die Aerosolschicht als rotgelblich eingefärbtes Signal und darunter die Wolken als leicht weißliches Signal auszumachen. Die Aerosol- ist räumlich sehr gut von der Wolkenschicht getrennt, womit diese Situation ein ideales Fallbeispiel darstellt. Die übrigen oben genannten Situationen weisen ähnliche Aerosol-Wolkenverteilungen auf.

Die auf diese Art und Weise qualitativ identifizierten Situationen werden im Folgenden genauer mit MODIS Messdaten der effektiven Radien verglichen, um einen eventuellen Zusammenhang zwischen über den Wolken liegenden Aerosolen und der Differenz der effektiven Radien herauszufinden.

Analyse geeigneter Situationen nach Haywood u. a. (2004)

Die in Kap 2.2.2 beschriebenen MODIS Level3 Satellitendaten enthalten für die mit CALIOP ermittelten Tage und Regionen sehr viele Fehlwerte, da entweder in den Tropen keine tägliche Erfassung eines Gebietes möglich ist oder der Algorithmus dort einer Variablen keinen eindeutigen Wert zuweisen konnte. Aus diesem Grund werden Fünftagesmittel einer geeigneten Situation zum geeigneten Zeitpunkt untersucht, um eine Aussage über möglichst viele Pixel treffen zu können.

Es ist davon auszugehen, dass diese gemittelten Felder diejenigen Messungen beinhalten, welche von der mit CALIOP identifizierten aerosolwolke beeinflusst sind. Aerosole, welche vom Festland auf den Ozean hinaus advehiert werden und von Biomassenverbrennung herrühren, können bei nicht stattfindender Nassdeposition Lebensdauern von bis zu mehreren Tagen aufweisen. Tritt eine ausgeprägte Trennung der Aerosole von den Wolken auf, so sind die Voraussetzungen für eine lange Lebensdauer weitestgehend erfüllt.

Da es sich bei den oben genannten Ereignissen um Situationen mit einer deutlichen Trennung von Aerosol- und Wolkenschicht handelt, kann davon ausgegangen werden, dass sich die beobachteten Aerosole schon lange in der Atmosphäre befinden und sich auch noch lange in dieser befinden werden. Somit ist die Betrachtung von Fünftagesmitteln im Bezug auf die mit CALIOP identifizierten Situationen gerechtfertigt.

Um die Ergebnisse dieser Untersuchungen zu illustrieren ist in Abb. 4.7 zunächst die von MODIS ermittelte AOD bei 550 nm, sowie Δr_e nach Gl. 4.1 für die Zeiträume vom 12.-16.8.2006 und 9.-13.9.2006 vor der Küste Angolas und beider MODIS Instrumente (EOS-Aqua und EOS-Terra), dargestellt.



Abbildung 4.7: Fallstudien Aqua und Terra für August und September 2006

Auf den ersten Blick ist zu erkennen, dass die ermittelten Werte für die AOD speziell im Zeitraum vom 12.-16.8.2006 direkt vor der Küste Angolas sehr hoch und möglicherweise unrealistisch sind. Üblicherweise sind Werte für die AOD von 1 schon als sehr hoch anzusehen. Des Weiteren kann die Ermittlung der AOD über den quasipermanenten Stratocumulusfeldern vor der afrikanischen Küste von Wolken beeinflusst sein, da die AOD nur dann sinnvoll angegeben werden kann, wenn keine Wolken vorhanden sind. Obwohl solch hohe Werte für die AOD normalerweise nicht auftreten sollten, sind diese allein schon deshalb bemerkenswert, als dass sie auf das Vorhandensein einer optisch aktiven Schicht in dem Gebiet hinweisen.

Des Weiteren fallen die schon erwähnten hohen positiven Werte von Δr_e beider Instrumente für den betrachteten Zeitraum im August auf. Die größten Differenzen sind ungefähr dort auszumachen, wo auch die AOD ihren Maximalwert hat. Auch dies weist wiederrum auf die Existenz einer optisch aktiven Schicht hin.

Für den betrachteten Zeitraum im Oktober 2006 werden von beiden MODIS Instrumenten niedrigere Werte für die AOD ermittelt. Dabei ist das Maximum bei beiden Instrumenten ungefähr am gleichen Ort, fällt jedoch bei MODIS(Terra) höher als bei MODIS(Aqua) aus (Remer u. a., 2008). Auch im Oktober sind bei beiden Instrumenten große Bereiche mit positiven Werten von Δr_e zu erkennen. Diese fallen jedoch geringer aus als in dem betrachteten Zeitraum im August. Da im Oktober die ermittelten Werte für die AOD geringer und damit sinnvoller sind als im August kann es sein, dass die vorhandene Aerosolschicht bei der Situation im Oktober weitaus weniger optisch aktiv ist als diejenige im August.

Des Weiteren ist anzumerken, dass auch bei diesen speziellen Fallstudien die oben erwähnten Differenzen zwischen MODIS(Aqua) und MODIS(Terra) auftreten. Δr_e ist für MODIS(Terra) in den meisten Pixeln größer als die von MODIS(Aqua). Somit tritt genau der oben erwähnte Effekt auf, nämlich dass MODIS(Terra) einen signifikant höheren effektiven Radius mit der Messmethode für helle Oberflächen ermittelt als MODIS(Aqua).

4.1.3 Quantitative Kombination von MODIS mit OMI und CALIOP

Der UV-AI und absorbierende Aerosole über Wolken

Wie schon oben erwähnt eignet sich das CALIOP Instrument, welches sich auf dem CALIPSO Satelliten befindet, gut zum Orten von Aerosol- und Wolkenschichten in der Atmosphäre. Nun soll untersucht werden, in welchem Maße sich die Messungen von CALIOP mit denen von OMI kombinieren lassen. Ein erster qualitativer Eindruck dieser Kombinationsmöglichkeit kann aus Abb. 4.8 gewonnen werden. In Abb. 4.8 ist zu erkennen, dass der UV-AI in einer großen Regi-



Abbildung 4.8: OMI UV-AI am 13.8.2006 vor der Küste Angolas; die schwarze Linie entspricht der CALIPSO Messspur in Abb. 4.6

on westlich der afrikanischen Küstenlinie sehr hohe Werte annimmt. Laut Levelt u. a. (2002); de Graaf (2002); de Graaf u. a. (2005); Torres u. a. (2007) und Torres u. a. (1998) ist dies ein sehr sicheres Zeichen für absorbierende Aerosole. Die schwarze Linie in Abb. 4.8 entspricht der CALIOP Messspur, welche der Visualisierung in Abb. 4.6 zugrunde liegt. In Abb. 4.6 ist zu erkennen, dass sich unterhalb der identifizierten Aerosolschicht eine durchgehende Wolken-

schicht befindet. Damit ist gezeigt, dass der UV-AI in der Lage ist, absorbierende Aerosole in Gegenwart von Wolken zu identifizieren.

UV-AI und Δr_e - ein möglicher Zusammenhang ?

Aus den oben genannten Erkenntnissen ist ersichtlich, dass sich der von OMI gemessene UV-AI zumindest qualitativ gut zum Lokalisieren von absorbierenden Aerosolen über Wolken eignet. Dies soll nun genutzt werden, um die Hypothese zur Bestimmung dieser Situationen mit Hilfe der mit MODIS bestimmten effektiven Radien der Wolkentröpfchen (Haywood u. a., 2004) zu testen.



Abbildung 4.9: Vergleich von UV-AI und Differenz der effektiven Radien(MODIS auf EOS-Aqua)

Hierzu werden Situationen im August 2006 analysiert, bei denen hohe Werte für Δr_e auftreten. In Abb. 4.9 ist für diese Situationen auf den ersten Blick eine gute Übereinstimmung zwischen Δr_e und dem OMI UV-AI zu erkennen. Diese Übereinstimmung spiegelt sich darin wieder, als dass hohe Differenzen zwischen den effektiven Radien nicht ausschließlich, aber bevorzugt in Regionen auftreten, in denen der UV-AI hohe Werte aufweist. Die in Abb. 4.9 erkennbaren Verteilungen sind in den meisten analysierten Situationen ähnlich, womit die beiden dargestellten Tage als repräsentativ für die anderen analysierten Tage angesehen werden können.

Um einen eventuellen Zusammenhang zwischen einem hohen UV-AI und hohen Werten von Δr_e festzustellen, werden Streudiagramme in die Analyse mit einbezogen (s. Abb. 4.10). Auch hierbei sind exemplarisch nur die Diagramme derselben Tage wie in Abb. 4.9 dargestellt; die Diagramme der übrigen betrachteten Situationen zeigen ähnliche Muster.

Aus den Streudiagrammen wird ersichtlich, dass es keinen signifikanten systematischen Zusammenhang zwischen dem UV-AI und der Differenz der effektiven Radien von MODIS gibt. Dies wird außerdem deutlich, wenn die Korrelationsköffizienten der beiden Verteilungen berechnet werden. Sie betragen -0.14 und -0.37 für den 13.8. beziehungsweise den 15.8., wobei der Wert für den 15.8. der betragsmäßig Höchste aller analysierten Verteilungen ist.

4.1.4 Weitere Anwendung des Ansatzes nach Haywood u.a. (2004) ?

Aus den vorangegangenen Analysen geht hervor, dass davon ausgegangen werden kann, dass ein qualitativer Zusammenhang zwischen absorbierenden Aerosolen über Wolken und der von Haywood u. a. (2004) vorgeschlagenen Methode zu deren Identifizierung besteht. Dies ist besonders gut in den Abbildungen 4.2 und 4.3 zu erkennen. Kommt es jedoch zu einer quantitativen Analyse, kann mit denen in dieser Arbeit angewandten Methoden kein zufriedenstellendes Ergebnis erreicht werden.



Abbildung 4.10: Streudiagramme für den 13. und 15.8.2006 für Abb. 4.9

Somit kann die von Haywood u. a. (2004) vorgeschlagene Methode zur Lokalisierung absorbierender Aerosole über hellen Oberflächen (z.B. Wolken) für die in dieser Studie benötigten Zwecke nicht angewandt werden. Allerdings ist anzumerken, dass ausschließlich MODIS Level3 Daten (1° x 1°) und OMI Level3 Daten (0.25° x 0.25°, auf 1° x 1° gemittelt) für diesen Vergleich benutzt wurden. Vielleicht sind mit der von Haywood u. a. (2004) vorgeschlagene Methode bei Verwendung einer feineren Auflösung bessere Ergebnisse zu erzielen. Dies wird aber vorerst nicht untersucht.

4.2 Der UV-AI als Indikator für absorbierende Aerosole über Wolken ?

4.2.1 Quantitative Kombination von CALIOP, OMI und MODIS

CALIOP und OMI

Vorangehend wurde festgestellt, dass Daten von CALIOP (Rückstreuintensität) und OMI (UV-AI) gute bis sehr gute Übereinstimmung bei der Lokalisierung von absorbierenden Aerosolen über Wolken zeigen (Abb. 4.8 und 4.6). Im Folgenden soll untersucht werden, ob sich ein Schwellenwert für den UV-AI ermitteln lässt, ab welchen sich mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit absorbierende Aerosole über Wolken befinden. Die schon oben erwähnten Ergebnisse aus der Sensitivitätstudie die Ermittlung des UV-AI betreffend (de Graaf, 2002; de Graaf u. a., 2005) (Vernachlässigung von Daten mit einem Zenitwinkel von $\theta_0 \ge 45^{\circ}$) werden hier noch nicht angewandt.

Zur Analyse stehen die in Kap. 2.2.2 erwähnten OMI und CALIOP Daten zur Verfügung. Zur Untersuchung von Aerosolen über Wolken sind hier die von CALIOP ermittelten Oberund Unterkanten von Wolken- und Aerosolschichten von besonderem Interesse.

Hierfür wurde ein Algorithmus in FORTRAN geschrieben, welcher die vertikale Position der obersten Aerosol- mit der der obersten Wolkenschicht einer zusammenfallenden Messung vergleicht. Tritt der Fall auf, dass die Unterkante der obersten Aerosolschicht oberhalb der Oberkante der untersten Wolkenschicht liegt, werden die Koordinaten dieses Profils auf ein globales 0.25° x 0.25° Gitter interpoliert. So wird eine Maske mit den Punkten erhalten, für welche mit dem Lidar von Wolken getrennte Aerosole identifiziert werden. Diese Maske wird dann mit der globalen Verteilung des UV-AI kombiniert (s. Abb. 4.11) und alle Daten eines Monats (in diesem Fall August 2006) zusammengefasst. Somit handelt es sich bei den einzelnen Punkten in Abb. 4.11 entlang des CALIPSO Tracks um die instantanen Werte des UV-AI an



Abbildung 4.11: UV-AI entlang des CALIPSO Tracks im August 2006

dem jeweiligen Tag an dem gemessen wurde. Das diskrete Streifenmuster kommt dabei durch die begrenzte räumliche Abdeckung des Lidars zustande.

Es ist zu erkennen, dass der Algorithmus Situationen, in denen sich Aerosole oberhalb von Wolken befinden, auf globaler Skala identifiziert. Dabei tritt eine deutliche Häufung vor fast der gesamten westlichen Küste des afrikanischen Kontinents und über hellen Oberflächen, wie z.B. der Sahelzone oder den Wüstengebieten des Nahen Ostens, auf. Dieses Ergebnis stimmt mit den bisherigen Annahmen teilweise überein, nämlich dass sich vor der westafrikanischen Küste, besonders im Sommer, Aerosole über Wolken befinden. Hierbei sind besonders die quasipermanenten Stratocumulusfelder vor Angola und dem nördlichen Namibia gemeint. Aber auch die Häufung an der nordwestlichen Küste erscheint plausibel, da hier oft Staub von der Sahara über den Atlantik advehiert wird.

Die ermittelten Situationen über hellen Oberflächen, also den o.g. Wüstengebieten, sind in Frage zu stellen, da dort kaum Wolken, besonders nicht zur Mittagszeit, auftreten. Möglicherweise tritt hier ein Fehler im Algorithmus von CALIOP auf.

Des Weiteren ist zu erkennen, dass fast alle gemessen UV-AI Werte vor der Küste von Angola und den nördlichen Namibia einen Wert von ≥ 1 aufweisen. Allerdings treten auch vor der nordafrikanischen Westküste solch hohe Werte für den UV-AI auf. Trotzdem lässt sich schon jetzt feststellen, dass Situationen, in denen sich absorbierende Aerosole oberhalb von Wolken befinden, zumeist einen OMI UV-AI von ≥ 0.9 aufweisen.

CALIOP, OMI und MODIS

Um die oben erwähnten Fehler speziell über Wüstengebieten zu eliminieren, werden im Folgenden MODIS-Daten verwendet. Hierzu wird der in dem vorliegenden MYD08_D3 (s. Kap. 2.2.2) Datensatz vorhandene Parameter Cloud Fraction Liquid, welcher den Anteil von Flüssigwasserwolken am gesamten Bedeckungsgrad angibt, benutzt. Die MODIS-Datenfelder werden vorerst mit Hilfe der CDO's (Schulzweida u. a., 2008) von 1° x 1° auf 0.25° x 0.25° interpoliert, um direkte Vergleichbarkeit mit den CALIOP Feldern zu gewährleisten. Auch hier werden die Ergebnisse aus der Sensitivitätstudie von de Graaf (2002); de Graaf u. a. (2005) (Vernachlässigung von Daten mit einem Zenitwinkel von $\theta_0 \geq 45^\circ$) noch nicht angewandt.

Ähnlich der vorangegangenen Kombination mit OMI UV-AI werden die mit CALIOP ermittelten Situationen, in denen sich Aerosole über Wolken befinden sollen, mit dem jeweils vorhandenen Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken kombiniert. Aus den so enstandenen Tagesdaten wird dann das Monatsmittel gebildet, damit ein mit denen in Abb. 4.11 gezeigten



Abbildung 4.12: Bedeckungsgrad der Flüssigwasserwolken entlang des CALIPSO Tracks im August 2006



Abbildung 4.13: OMI UV-AI entlang des CALIPSO Tracks mit MODIS Bedeckungsgrad d. Flüssigwasserwolken ≥ 0.2 im August 2006

Daten vergleichbares Produkt erzeugt wird.

Um die Situationen herauszufiltern, welche offensichtlich nicht korrekt von CALIOP identifiziert werden (z.B. über den Wüsten), wird der untere Grenzwert für den Bedeckungsgrad der Flüssigwasserwolken auf 0.2 gesetzt. Dieser Grenzwert erscheint aus verschiedenen am geeignetestem, da hier, abgesehen von den meisten Situationen über den Wüsten, nur wenige Situationen herausgefiltert werden (s. Abb. 4.12). Somit werden alle Situationen, welche einen Bedeckungsgrad der Flüssigwasserwolken ≥ 0.2 aufweisen, für die weitere Analyse verwendet.

In Abb. 4.12 ist zu erkennen, dass viele von den offensichtlich falsch eingeschätzten Situationen aus Abb. 4.11, z.B. über den Wüstengegenden der Sahelzone oder des Nahen Ostens, nicht mehr auftreten. Dies stützt die oben gemachte Hypothese, dass es sich bei diesen Situationen um Fehleinschätzungen des CALIOP Algorithmus handelt. Allerdings sind nicht alle der potentiell fehlerhaften Situationen eliminiert. Dass heißt, in diesen Regionen treten weitere, noch nicht näher bekannte Faktoren auf, welche der CALIOP Algorithmus womöglich nicht korrekt einschätzen kann. Im Großen und Ganzen ist das Ergebnis der Filterung auch deshalb als positiv zu bewerten, dass besonders in den Gebieten, in denen in Abb. 4.11 hohe Werte des UV-AI auftreten, auch oft ein hoher Bedeckungsgrad der Flüssigwasserwolken auftritt. Dies ist besonders vor der Küste Angolas zu beobachten.

Im Weiteren werden die Daten aus Abb. 4.11 mit den entsprechenden MODIS Daten kombiniert, um eine Aussage über die Größe des OMI UV-AI zu bekommen, wenn CALIOP getrennte Aerosol- und Wolkenschichten detektiert und der Bedeckungsgrad der Flüssigwasserwolken \geq 0.2 ist. Das Ergebnis ist in Abb. 4.13 zu erkennen.

Durch die durchgeführten Manipulationen der Daten können viele der potentiell fehlerhaften Situationen eliminiert werden. Besonders vor der Atlantikküste Afrikas treten sehr hohe Werte des OMI UV-AI auf. Bei diesen Situationen besteht nun auch die Gewissheit, dass es sich bei den unterliegenden Wolken um Flüssigwasserwolken mit einem Bedeckungsgrad von ≥ 0.2 handelt.

Die Muster in Abb. 4.13 unterstützen die im vorherigen Kapitel gemachte Aussage, dass sich in einer Situation, in der ein OMI UV-AI von ≥ 0.9 zusammen mit Wolken auftritt, mit hoher Wahrscheinlichkeit absorbierende Aerosole oberhalb von Wolken befinden.

4.2.2 Globale Identifikation absorbierender Aerosole über Wolken

In den vorangegangenen Abschnitt wurde gezeigt, dass sich absorbierende Aerosole besonders dann oberhalb oder in Gegenwart von Wolken befinden, wenn ein UV-AI ≥ 0.9 und zudem natürlich ein nicht verschwindender Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken vorliegt. Aufgrund der begrenzten räumlichen Auflösung von CALIOP ist es jedoch nahezu unmöglich, einen globalen Eindruck der Verteilung solcher Situationen zu erhalten. Des Weiteren treten im CALIOP Algorithmus zu diesem Zeitpunkt immer noch die erwähnten Fehler auf. Aus diesen Gründen wird nun versucht, Situationen mit absorbierenden Aerosolen oberhalb oder in Gegenwart von Wolken allein mit Daten von OMI und MODIS zu finden. Es muss darauf hingewiesen werden, dass bei dieser Herangehensweise die durch CALIOP vorhandene Information über die Vertikalverteilung verloren geht. Aus diesem Grund wird im Folgenden immer von "absorbierenden Aerosolen in Gegenwart von Wolken" gesprochen.



Abbildung 4.14: Anzahl der Situationen in denen ein OMI UV-AI ≥ 0.9 und eine Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken von ≥ 0.2 auftreten

In Abb. 4.14 ist die globale Verteilung der Häufigkeit von Situationen im Januar und im August 2006, in denen OMI UV-AI von ≥ 0.9 und ein Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken von ≥ 0.2 zusammen auftreten, dargestellt. Es ist zu erkennen, dass auf der jeweiligen Winterhalbkugel polwärts des 45. Breitengrades an vielen Stellen weniger als zwei solcher Situationen auftreten. Diese Gebiete mit wenig Messwerten gehen im Folgenden nicht in die Analyse mit ein.

Im Januar 2006 tritt eine Häufung von Situationen, in denen Flüssigwasserwolken und absorbierende Aerosole zusammen auftreten, im Bereich des östlichen China auf. Es ist bekannt, dass China, bedingt durch anthropogene Aktivitäten, ein Problem mit starker Luftverschmutzung hat. Im Winter wird das Problem durch auftretende Inversionswetterlagen womöglich noch verstärkt. Hierdurch kann die auftretende Häufigkeit von Situationen mit tiefliegenden Wolken zusammen mit absorbierenden Aerosolen erklärt werden. Des Weiteren werden für Januar 2006 auch mehrere ähnliche Situationen an der Südküste Westafrikas identifiziert. Auch dies ist plausibel, da Biomassenverbrennung im nördlichen tropischen Afrika bevorzugt in der ersten Jahreshälfte stattfindet.

Im August 2006 wird eine im Vergleich zum Januar stark veränderte Verteilung der Häufigkeit relevanter Situationen ermittelt. In diesem Monat tritt ein Maximum der beobachteten Situationen vor der Westküste Angolas und des nördlichen Namibias auf. Der Bereich dieses Maximums erstreckt sich von der Küste über den südlichen Atlantik nach Westen bis hin zu 5° W. In diesem Gebiet befinden sich auch die für diese Region typischen semipermanenten Stratocumulusfelder. Die Brennsaison in Namibia und Angola geht im Allgemeinen von Juli bis Dezember und die entstehenden BiomassenverbrennungsAerosole werden, wenn synoptische Situation es zulässt, zur Küste und dann auf das offene Meer hinaus advehiert. Hierbei ist zu erwähnen, dass sich diese Aerosole in den meisten Fällen nicht mit den tiefen Wolken der Stratocumulusfelder vermischen, da sich die Aerosole in einer Höhe von 2 - 5 km befinden (Haywood u. a., 2004). Die marine Grenzschicht, an deren Obergrenze sich die Stratocumuli befinden, weist lediglich eine Höhe von einigen 100 m auf. Des Weiteren treten die gesuchten Situationen auch vermehrt in einem eng begrenzten Gebiet im westlichen Brasilien auf. Auch hier kommt es häufig zu Brandrodungen des Regenwaldes, welches insbesondere die Präsenz von BiomassenverbrennungsAerosolen erklärt.

Es ist festzustellen, dass die entwickelte Methode zur Bestimmung von absorbierenden Aerosolen über Wolken durchaus sinnvolle Ergebnisse liefert. Besonders hervorzuheben sind die Ergebnisse vom August 2006, da diese genau die erwarteten Muster, nämlich absorbierende Aerosole über Wolken vor der südafrikanischen Westküste, zeigen. Allerdings handelt es sich bei der entwickelten Methode nicht um eine quantitative, sondern um eine qualitative Herangehensweise. im Folgenden bedarf es weiterer Analysen um die Aussagekraft dieser Methode zu überprüfen. Insbesondere muss herausgefunden werden, inwiefern sich Änderungen der planetaren Albedo einer Situation in Abhängigkeit des UV-AI darstellen lassen.

Kapitel 5

Albedoänderungen in Abhängigkeit absorbierender Aerosole

5.1 Berechnung der instantanen lokalen planetaren Albedo (LPA)

Das Ziel dieser Arbeit ist es, den Strahlungsantrieb absorbierender Aerosole zu quantifizieren, wenn sich diese oberhalb von Wolken befinden. Befinden sich absorbierende Aerosole oberhalb von Wolken, so führen diese in Modellsimulationen zu einer Verringerung der lokalen planetaren Albedo (LPA) und somit zu einem positiven Strahlungsantrieb (Keil u. Haywood, 2003). Um diesen Strahlungsantrieb mit Hilfe von Satellitendaten zu untersuchen, bedarf es eines Instruments, welches speziell für die Messung der von der Erde ausgehenden elektromagnetischen Strahlung, in diesem Fall der kurzwelligen (ca. 0.3 - 4 μ m), konzipiert ist. Mit CERES steht ein für diesen Zweck konzipiertes Instrument zur Verfügung.

Der von CERES gemessene Fluss kurzwelliger Strahlung am Oberrand der Atmosphäre entspricht dem von der Erde reflektierten Anteil eintreffender solarer Strahlung. Die Menge der reflektierten Strahlung ist durch die Reflektionseigenschaften der Erde im kurzwelligen Wellenlängenbereich, der Albedo, bestimmt. Die lokale planetare Albedo einer Situation α ist definiert durch

$$\alpha = \frac{F\uparrow}{F\downarrow} \tag{5.1}$$

wobei $F \downarrow$ die instantan auf der Erde eintreffende und $F \uparrow$ die instantan von der Erde emittierte kurzwellige Strahlung ist. Je mehr von der eintreffenden solaren Strahlung wieder reflektiert wird, desto höher ist die LPA; die Erde ist "hell". Besonders helle Oberflächen sind Eis und Schnee mit einer Albedo im kurzwelligen Wellenlängenbereich von 0.8 - 0.9 sowie Wolken mit einem Wert von 0.4 - 0.9. Die Meeresoberflächen weisen bei unbewölkten Bedingungen eine Albedo von 0.05 - 0.22 in Abhängigkeit des Neigungswinkels (je spitzer der Neigungswinkel, desto höher die Albedo) auf. Im Mittel beträgt die globale Albedo im kurzwelligen Wellenlängenbereich ≈ 0.29 .

Um den Strahlungsantrieb von absorbierenden Aerosolen oberhalb von Wolken zu quantifizieren bedarf es der Kenntnis der LPA eines Punktes, um diese dann mit weiteren bekannten Daten (OMI UV-AI, MODIS AOD (s. Kap. 2.2.2) in Beziehung zu setzen. Hierzu wird aus dem instantanen, von CERES gemessenen, aufwärts gerichteten kurzwelligen Strahlungsfluss $F_s \uparrow \left[\frac{W}{m^2}\right]$ nach Gl. 5.1 die LPA berechnet. Der instantan auf die Erde eintreffende Strahlungsfluss $F_s \downarrow$ ist gegeben durch

$$F_s \downarrow = S_0 \ d^2 \cos(\theta_0) \ , \tag{5.2}$$

wobei $S_0 = 1365 \frac{W}{m^2}$ die Solarkonstante, *d* die Erd-Sonnendistanz in AU [0.98..1.02] (1 AU = 1 astronomische Einheit $\approx 1.5 \cdot 10^{11} m$) und θ_0 der solare Zenitwinkel an der Erdoberfläche ist.

 θ_0 wird von CERES gemessen und steht für jeden Datenpunkt zur Verfügung.

Im Folgenden wird nur das Jahr 2005 betrachtet und ausgewertet, da zu diesem Zeitpunkt nur für dieses Jahr Daten von MODIS, OMI und CERES gemeinsam vorliegen.

5.2 Der UV-AI als primäre Einflussgrösse auf Änderungen der LPA ?

5.2.1 Eine Aufteilung der Erde

Aus den einführenden Kapiteln ist ersichtlich, dass die Verteilung von Aerosolkonzentrationen und -typen global keinesfalls homogen ist. Jede Region hat ihr eigenes typisches Aerosol mit eigenen typischen optischen Eigenschaften. Um den möglicherweise funktionellen Zusammenhang zwischen dem OMI UV-AI, der von MODIS gemessenen AOD und der LPA zu ermitteln ist es also sinnvoll, die Erdoberfläche in verschiedenen Regionen mit jeweils typischen Aerosoleigenschaften einzuteilen. Die Einteilung der Oberfläche in dieser Arbeit orientiert sich in großen Teilen an der Einteilung von Quaas u. a. (2008). Wie in Abb. 5.1 zu erkennen ist, werden jedoch einige Regionen etwas abgeändert, um der antizipierten Verteilung von absorbierenden und nichtabsorbierenden Aerosolen gerecht zu werden.



Abbildung 5.1: Auswahl der Regionen zur Analyse; es wird angenommen, dass die Aerosolzusammenstellung innerhalb einer Region charakteristisch für diese ist; angepasst nach Quaas u.a. (2008)

So ist der afrikanische Kontinent in zwei Teile, eine Nord- und eine Südhälfte aufgeteilt, da im Norden Wüstensand und im tropischen bis südlichen Bereich Biomassenverbrennungsaerosol die dominierenden Spezies sind. Des Weiteren besteht der tropische Atlantik in dieser Studie aus vier anstatt zwei (Quaas u. a., 2008) Gebieten: jeweils zwei Gebiete näher am afrikanischen Kontinent und zwei für den restlichen Atlantik zwischen den entsprechenden Breitengradgrenzen. Da Aerosole, welche in Afrika produziert wurden, oftmals über den Atlantik advehiert und später, oft in relativer Küstennähe, durch Mechanismen der Deposition abgelagert werden, erscheint diese Einteilung durchaus sinnvoll. Es wird erwartet, dass die Gebiete näher zur afrikanischen Landmasse somit vermehrt in Afrika produziertes Aerosol und die weiter westlich gelegenen Gebiete vermehrt Aerosole enthalten, die nicht durch Afrika beeinflusst sind. Durch diese neue Einteilung verlagert sich die südliche Grenze des Gebietes, welches als N-Atlantik bezeichnet wird, nach Norden.

Außerdem werden Nordamerika und Europa sowie alle südlichen Ozeangebiete zu jeweils einer einzigen Region zusammengefasst, da angenommen wird, dass hier weitestgehend die gleichen Aerosoltypen vorherrschend sind. Bei Nordamerika und Europa kann aufgrund der industriellen und infrastrukturellen Situation davon ausgegangen werden, dass die hier zu findenden Aerosole zu einem großen Teil die gleiche Komposition haben. Bei den südlichen Ozeanen erscheint diese Zusammenfassung noch sinnvoller, da hier so gut wie keine anthropogenen Aerosole zu finden und auch sonst kaum Quellen natürlichen kontinentalen Aerosols vorhanden sind. Eine genaue Bezeichnung der Regionen ist in Tab. 5.1 aufgeführt.

Index	Beschreibung	
3	südliche Ozeane	SO
4	tropischer SE-Atlantik	TSEA
5	N-Atlantik	NA
6	NE-Pazifik	NEP
7	südliches Afrika	SAF
8	Ozeanien	ΟZ
9	tropischer NW-Atlantik, Karibik	TNWA
10	NW-Pazifik	NWP
11	N-Indischer Ozean	NIO
12	Südamerika	SAM
13	Nordamerika, Europa	NA-EU
14	tropischer Pazifik	TP
15	nördliches Afrika	NAF
16	Asien	AS
17	tropischer SW-Atlantik	TSWA
18	tropischer NE-Atlantik	TNEA

Tabelle 5.1: Bezeichnung der in Abb. 5.1 gezeigten Regionen

5.2.2 Albedoänderungen als f(UV-AI) - ein Ansatz

Bevor etwas über den funktionellen Zusammenhang zwischen der Aerosolbelastung und der lokalen planetaren Albedo ausgesagt werden kann, muss zuerst untersucht werden, wie variabel die optische Dicke der Wolken und damit auch deren Albedo in Situationen mit wenig anthropogen verursachter Aerosolbelastung ist. Da es sich bei dieser Arbeit um die Analyse von Situationen mit tiefen Wolken handelt, werden sich die folgenden Untersuchungen auch nur mit diesen beschäftigen. Deshalb werden nur Situationen benutzt, welche auf einem 0.25° x 0.25° großen Gebiet einen Bedeckungsgrad durch Flüssigwasserwolken von 99 - 100% aufweisen.

Einfluss der Wolken auf die LPA

Die verwendeten Wolkeneigenschaften stammen aus dem in Kap. 2.2.2 erwähnten MODIS Level2 Datensatz MYDATML2. Diese liegen nach Bearbeitung mit dem FORTRAN-Algorithmus global auf $0.25^{\circ} \ge 0.25^{\circ}$ vor. Zur Bestimmung der benötigten Situationen werden die Parameter

Bedeckungsgrad (Cloud_Fraction) und Wolkenoberkantentemperatur (Cloud_Top_Temperature) verwendet. Nur Situationen mit einem Bedeckungsgrad cf mit $0.99 < cf \leq 1$ und einer Wolkenoberkantentemperatur $T_{ct} > 273 \ K$ werden verwendet, um die Häufigkeitsverteilung der optischen Dicke der Wolken τ_{cliq} (dabei handelt es sich um den Parameter Cloud_Optical_Thickness aus dem MODIS Level2 Datensatz, s. Kap. 2.2.2) zu erstellen. Zwei Gebiete werden zur Analyse von durch anthropogene Aerosole unbeeinflusste Wolken verwendet: zum einen eine Region im südlichen Indischen Ozean (10° S - 30° S, 50° E - 100° E) und zum anderen eine Region im südöstlichen tropischen Pazifik (0° S - 30° S, 100° W - 150° W). Diese beiden Gebiete zeichnen sich durch eine geringe Belastung an anthropogenen Aerosolen aus (Bellouin u. a., 2005) und können in Abb. 5.2 identifiziert werden.



Abbildung 5.2: Regionen, welche zur Bestimmung der natürlichen Variabilität der optischen Dicke von Wolken benutzt werden. 1) 0° S - 30° S, 100° W - 150° W und 2) 10° S - 30° S, 50° E - 100° E

Die Häufigkeitsverteilungen zur Bestimmung der natürlichen Variabilität von $\tau_{c_{liq}}$ für die beiden Gebiete für verschiedene Jahreszeiten sind in Abb. 5.3 dargestellt. Die Jahreszeiten sind wie folgt eingeteilt: DJF (Dezember, Januar, Februar; Nordhemisphärischer (NH) Winter), MAM (März, April, Mai; NH-Frühling), JJA (Juni, Juli, August; NH-Sommer) und SON (September, Oktober, November; NH-Herbst).



Abbildung 5.3: Histogramme der optischen Dicke tiefer Wolken in zwei von anthropogenen Aerosolen weitestgehend unbeeinflussten Regionen. (a) Region 1 und (b) Region 2 aus Abb. 5.2

Auf den ersten Blick ist zunächst zu erkennen, dass beide Histogramme ein Maximum bei einer optischen Dicke von $\tau_{c_{liq}} \approx 5$ aufweisen und dass es zumindest in dem Gebiet im indischen Ozean einen ausgeprägten Jahresgang der tiefen Wolken gibt: Im NH-Herbst werden wesentlich mehr Situationen mit tiefen Wolken ermittelt als in den anderen Jahreszeiten. Beide Histogramme weisen zwar ausgeprägte Maxima auf, jedoch kann daraus nicht abgeleitet werden, dass die optische Dicke tiefer Wolken in diesen Regionen in den meisten Fällen auch den Wert Maximums annimmt, da die Häufigkeitsverteilungen zu größeren optischen Dicken hin flach und nicht steil abfallen. Um den Effekt der optischen Dicke auf die LPA der jeweiligen Situation auszumachen, wird außerdem die LPA als Funktion der optischen Dicke der Wolken (Abb. 5.4) untersucht. Die LPA stammt, wie vorangehend beschrieben, aus CERES Messungen.



Abbildung 5.4: Die LPA als Funktion der optischen Dicke tiefer Wolken in von anthropogenen Aerosolen unbeeinflussten Gebieten. (a) Region 1 und (b) Region 2 aus Abb. 5.2

Wie erwartet steigt die LPA mit zunehmender optischen Dicke der Wolken an. Die hohe Variabilität bei hohen optischen Dicken ist dabei auf die geringe Anzahl von Messungen zurückzuführen. Beim Vergleich von Abb. 5.3 und 5.4 ist festzustellen, dass bedingt durch die Häufigkeitsverteilung der optischen Dicke die natürliche Variabilität derselben bei weiteren Analysen auf jeden Fall in Betracht gezogen werden muss. So ergibt sich bei einer optischen Dicke von $\tau_{c_{liq}} = 5$ eine LPA von $\alpha \approx 0.23$ bzw. $\alpha \approx 0.25$ und bei einer optischen Dicke von $\tau_{c_{liq}} = 10$ eine LPA von $\alpha \approx 0.28$ bzw. $\alpha \approx 0.31$ für das Gebiet im Pazifik bzw. in Indischen Ozean. Damit beträgt die Änderung der LPA als Funktion von $\tau_{c_{liq}}$ in diesem Beispiel für die beiden Regionen $\approx 18\%$ bzw. $\approx 19\%$.

Kombinierter Einfluss von $\tau_{c_{lig}}$ und UV-AI auf die LPA

In dieser Studie soll herausgefunden werden, wie sich das Vorhandensein absorbierender Aerosole oberhalb von Wolken auf den lokalen Strahlungshaushalt auswirkt. Um einen ersten qualitativen Eindruck vom Zusammenhang zwischen LPA, UV-AI und $\tau_{c_{liq}}$ zu bekommen, ist es nützlich, ein Histogramm zu erstellen, welches alle drei Größen in sich vereint. Hierzu werden die gleichen Daten wie für Abb. 5.3 und 5.4 benutzt. Für jede in Abb. 5.1 angegebene Region ist in Abb. 5.5 und 5.6 die absolute Änderung der LPA als Funktion des UV-AI und $\tau_{c_{liq}}$ dargestellt. Die absolute Änderung der LPA $\Delta \alpha$ ergibt sich gemäß

$$\Delta \alpha = \alpha_{\rm UV-AI} - \alpha_{\rm UV-AI=0},\tag{5.3}$$

wobei $\alpha_{\text{UV-AI}}$ die ermittelte LPA für einen bestimmten Wert des UV-AI und $\alpha_{\text{UV-AI}=0}$ die LPA bei einem UV-AI = 0 ist. Es wird angenommen, dass bei UV-AI = 0 keine absorbierenden Aerosole vorhanden sind.

Die Histogramme in Abb. 5.5, und 5.6 enthalten Informationen aus Daten für das komplette Jahr 2005. In jeder Region treten charakteristischerweise verschiedene Häufigkeitsverteilungen des UV-AI und $\tau_{c_{liq}}$ auf. So sind in Region 4 (TSEA) vermehrt höhere Werte des UV-AI als z.B. in Region 3 (SO) zu erwarten. Um bei allen Histogrammen ein weitestgehend ähnliches Erscheinungsbild zu erzeugen, sind die x- bzw. y-Achsen für jede Region anders definiert. Für jede



Abbildung 5.5: Änderung der LPA $\Delta\alpha$ als Funktion von UV-AI und $\tau_{c_{liq}}$ (MODIS COD) nach Gl. 5.3. Regionen 3 - 14



Abbildung 5.6: Änderung der LPA $\Delta \alpha$ als Funktion von UV-AI und $\tau_{c_{liq}}$ (MODIS COD) nach Gl. 5.3. Regionen 15 - 18

Region werden hierzu zuerst Häufigkeitsverteilungen, ähnlich Abb. 5.3 erstellt. Aus diesen werden dann Werte für die Obergrenze, repräsentiert durch das 98. Perzentil, der zu verwendenden Daten festgelegt. Die Obergrenze wird definiert, damit zum einen eine sinnvolle Achseneinteilung für das Histogramm erstellt werden kann und zum anderen später wenig Ausreißer in die Mittelwertbildung eines jeden Datenpaares hineinkommen. Ist eine Achseneinteilung für jede Region erstellt, wird der Wert der LPA durch die am selben geographischen Punkt gemessenen Werte für UV-AI und $\tau_{c_{liq}}$ einem Punkt im Histogramm zugewiesen. Zum Schluss wird der Mittelwert für jeden Punkt im Histogramm berechnet und die Differenz der LPA nach Gl. 5.3 gebildet.

Die Grafiken in den Abb. 5.5 und 5.6 lassen mehrere grobe Zusammenhänge zwischen den drei betrachteten Größen erkennen. Dabei ist der Einfachheit halber anzumerken, dass allein die Farbgebung einfache Schlüsse zur Änderung der LPA zulässt: blaue Regionen stehen für eine Zunahme der LPA und orangene für eine Abnahme der LPA im Vergleich zu UV-AI = 0.

Die Verteilung von $\Delta \alpha$ für die Regionen 3, 4, 7, 9, 12, 16, 17 und 18 zeigen alle eine Abnahme der LPA mit zunehmendem UV-AI. Bei allen Regionen bis auf Region 3 (SO) zeigt sich dieses Verhalten nur bei kleinen Werten von $\tau_{c_{liq}}$, oftmals nur bei $\tau_{c_{liq}} \leq 4$. Für höhere Werte von $\tau_{c_{liq}}$ ist oftmals eine Zunahme der LPA im Vergleich zu UV-AI = 0 auszumachen. Bei hohen optischen Dicken ist kaum ein deutlicher Einfluss des UV-AI auf die LPA mehr auszumachen; im Bereich kleiner UV-AI nimmt die LPA mit zunehmendem UV-AI zu, um dann bei weiterem Anstieg des UV-AI eine konstante Differenz zu UV-AI = 0 aufzuweisen. Den Zusammenhang zwischen UV-AI und $\Delta \alpha$, wie er in den eben genannten Regionen bei kleinen Werten für $\tau_{c_{liq}}$ zu finden ist, ist der, der aufgrund der zugrunde liegenden Theorie erwartet wird: bei Zunahme absorbierender Aerosole über Wolken nimmt die LPA im Vergleich zu aerosolfreien Bedingungen ab.

Aus den Verteilung von $\Delta \alpha$ für die Regionen 5, 6, 10, 13 und 14 ist ein ähnlicher Zusammenhang abzuleiten. Der Unterschied im Vergleich zu den zuvor erläuterten Verteilungen ist eine Zunahme der LPA mit zunehmendem UV-AI auch bei kleinen Werten von $\tau_{c_{liq}}$. Bei all diesen Regionen ist zwar bei sehr geringen Werten des UV-AI eine geringe Zunahme der LPA zu erkennen, diese fällt jedoch im Vergleich zu dem Rest der Messungen nicht ins Gewicht. Auffällig ist in diesen Fällen auch, dass die LPA sowohl mit zunehmendem UV-AI als auch mit zunehmender optischen Dicke $\tau_{c_{liq}}$ im Vergleich zu den Messungen mit OMI = 0 ansteigt. Es entsteht der Eindruck, als ob sich die Wirkungen von UV-AI und $\tau_{c_{liq}}$ noch gegenseitig verstärken würden. Ein möglicherweise hier stattfindender Mechanismus könnte die Ausbildung eines indirekten Aerosoleffekts (Twomey, 1974) sein. Laut Levelt u. a. (2002) können durch den UV-AI auch absorbierende Aerosole in Wolken identifiziert werden. Befinden sich vermehrt Aerosole, welche als Kondensationskeime in Frage kommen, innerhalb von Wolken, bilden sich mehr und kleinere Tropfen, womit die optische Dicke τ_c und damit auch die Albedo der Wolke, ansteigt. Besonders bei Werten der optischen Dicke $\tau_{c_{liq}} > 20$ zeigt sich eine systematische Erhöhung der LPA als Funktion des UV-AI, womit davon auszugehen ist, dass es sich hierbei um die Ausbildung des indirekten Aerosoleffekts handelt.

Bei den restlichen Regionen (8 (OZ), 11 (NIO) und 15 (NAF)) lässt sich keinerlei systematischer Zusammenhang zwischen der LPA, dem UV-AI und $\tau_{c_{liq}}$ feststellen. Die Differenzen der LPA im Vergleich zu Situationen mit UV-AI = 0 scheinen fast zufällig verteilt zu sein.

Aus der Analyse der Ergebnisse in Abb. 5.5 und 5.6 geht hervor, dass der genaue Zusammenhang zwischen der LPA und dem UV-AI bei weitem nicht so einfach zu beschreiben ist wie erwartet. Lediglich in einigen wenigen Regionen ist eine Abnahme der LPA mit steigendem UV-AI zu erkennen. Auch die optische Dicke der Flüssigwasserwolken $\tau_{c_{liq}}$ ist bei Kenntnis dieser Ergebnisse keinesfalls zu vernachlässigen. Im Folgenden muss der Einfluss des UV-AI auf die LPA unter Berücksichtigung von $\tau_{c_{liq}}$ genauer untersucht werden, um auf einen quantitativ belastbareren Zusammenhang zwischen dem UV-AI und Änderungen der LPA zu kommen.

Die LPA als f(UV-AI)

Zur weiteren Untersuchung wurden die Messdaten zunächst in zwei nahezu gleich große Teile aufgeteilt: die eine Hälfte ist durch $\tau_{c_{liq}} \leq 10$ und die andere durch $\tau_{c_{liq}} > 10$ charakterisiert. Diese Einteilung ist folgendermaßen begründet: zum einen kann bis zu einer optischen Dicke von $\tau_c \approx 10$ der Umriss der Sonnenscheibe noch durch die Wolken hindurch erkannt werden (Linskens u. Bohren, 1994). Zum anderen teilt der Schwellenwert von $\tau_{c_{liq}} = 10$ die Anzahl der Messungen in zwei ungefähr gleich große Hälften auf, wodurch die Ergebnisse beider Hälften vergleichbar sind.

Für die unterschiedlichen Regionen soll nun die Abhängigkeit der LPA vom OMI-UVAI und $\tau_{c_{liq}}$ untersucht werden. Der Übersichtlichkeit halber werden die Regionen in vier Gruppen eingeteilt:

- a) Meeresregionen mit keiner bis wenig Belastung durch nicht ozeanische Aerosole
 - Regionen 3, 10, 11 und 14 (SO, NWP, NIO und TP)
- **b**) Meeresregionen unter Einfluss von Landaerosolen (anthropogene wie natürliche)
 - Regionen 4, 5, 6, 9, 17 und 18 (TSEA, NA, NEP, TNWA, TSWA und TNEA)
- c) Landregionen mit keiner bis wenig Belastung durch anthropogene Aerosole
 - Regionen 8 und 15 (OZ und NAF)
- d) Landregionen unter Einfluss anthropogener Aerosole
 - Regionen 7, 12, 13 und 16 (SAF, SAM, NA-EU und AS)

Die Einteilung der Gruppen erfolgt durch Abschätzung der in jeder Situation vorherrschenden Aerosolquellen. Um einen ersten Eindruck von der Abhängigkeit der LPA vom UV-AI bei jeweils zwei verschiedenen Wolkenregimen (dünne und dickere Wolken) zu bekommen, ist zunächst



Abbildung 5.7: LPA als Funktion des UV-AI für Situationen mit 100% Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken. Abbildungen a) - d) entsprechen Situationen mit $\tau_{c_{liq}} \leq 10$ und e) h) mit $\tau_{c_{liq}} > 10$ für jeweils verschiedene angenommene aerosolregime: a) & e) Meeresregionen mit keiner bis wenig Belastung durch nicht ozeanische Aerosole; b) & f) Meeresregionen unter Einfluss von Landaerosolen; c) & g) Landregionen unter Einfluss anthropogener Aerosole; d) & h) Landregionen mit keiner bis wenig Belastung durch anthropogene Aerosole.

dieselbe als Funktion des UV-AI aus Mittelwerten berechnet worden. Zum Erstellen der in Abb. 5.7 zu erkennenden Plots werden, wie schon erwähnt, nur Daten von 2005 und Werte bis zum 98. Perzentil benutzt. Da in bestimmten Regionen systematisch höhere UV-AI gemessen werden, ergeben sich unterschiedlich lange Kurven.

Zu Beginn sei darauf hingewiesen, dass die y-Achse bei den beiden verschiedenen Wolkenregimen eine jeweils andere Einteilung aufweist. Für die Ergebnisse mit $\tau_{c_{liq}} \leq 10$ beträgt der abgebildete Messbereich 0.1 - 0.35 und 0.25 - 0.5 für die Ergebnisse mit $\tau_{c_{liq}} > 10$. Daran lässt sich erkennen, dass die mittlere LPA in Situationen mit optisch dickeren Wolken höher ist. In fast allen Regionen ist unabhängig von $\tau_{c_{liq}}$ ein ähnlicher Kurvenverlauf bei geringen UV-AI zu erkennen: die LPA steigt mit zunehmendem UV-AI zunächst an. Dieser Anstieg ist von Region zu Region und zwischen beiden Wolkenregimen in Amplitude wie auch in Dauer stark unterschiedlich. Über dem Meer steigt die LPA besonders in durch Landaerosole unbelasteten Gebieten unter beiden Wolkenbedingungen sehr stark an, während ein ähnlich starker Anstieg in durch Landaerosole belasteten Meeresregionen weitestgehend nur bei den dickeren Wolken auftritt. Sind in einer Situation dicke Wolken und anthropogene Aerosole vorhanden, sind Messungen über Land und über Ozean für kleine UV-AI vergleichbar; die LPA steigt bei beiden ähnlich stark an. Bei den anderen Messungen über Land fällt der anfängliche Anstieg der LPA eher gering aus.

Nachdem der Wert der LPA als Funktion des UV-AI sein Maximum erreicht hat, kommt es entweder zu einer annähernden Konstanz oder einem starken Abfall desselben bei weiter ansteigendem UV-AI. Über den Ozeanen ist eine deutliche Zweiteilung des Verlaufs der LPA zu erkennen. In von Landaerosolen belasteten Gebieten ist bei weiter steigendem UV-AI und dünnen Wolken ein deutlicher Abfall der LPA in allen Regionen zu erkennen (Abb. 5.7(b)). Bei allen anderen ozeanischen Gebieten nimmt die LPA jedoch mit steigendem UV-AI nicht bzw. sehr wenig ab.

Die Messungen von Situationen über Land ergeben ebenfalls eine Zweiteilung der Ergebnisse zwischen durch anthropogene Aerosole belasteten und unbelasteten Regionen. Nachdem die LPA in Situationen mit Aerosolbelastung besonders bei Vorhandensein dickerer Wolken mit zunehmendem UV-AI stark angestiegen ist, ähnelt sich der weitere Kurvenverlauf bei beiden Wolkenregimen: es kommt je nach Region zu einem mäßigen, aber deutlich sichtbaren Abfall der LPA. In Regionen mit weitestgehend natürlicher und nicht anthropogener Aerosolbelastung ist ein deutlicher Unterschied zwischen den beiden Wolkenbedingungen zu erkennen: so nimmt die LPA z.B. über der Sahara (Region 15) bei dünnen Wolken mit steigendem UV-AI noch zu, während diese bei dickeren Wolken stark abnimmt.

Die Häufigkeitsverteilung der Messwerte (nicht abgebildet) ist für alle Regionen und Wolkensituationen ähnlich. Die weitaus meisten Messungen weisen einen UV-AI < 0.5 auf. Eine Ausnahme sind hier jedoch Messungen über der Sahara: das Maximum der Häufigkeitsverteilung befindet sich bei UV-AI ≈ 1 und ist bei weitem nicht so stark ausgeprägt wie die Maxima bei den anderen Regionen. Das bedeutet, dass die Kurven der LPA als Funktion des UV-AI zum Ende hin weniger aussagekräftig werden, da hier deutlich weniger Messwerte in die Mittelwertbildung eingehen. Die Gesamtzahl der verwendeten Messungen schwankt in Abhängigkeit der betrachteten Region und optischen Dicke der Wolken. Die meisten Messungen werden in Region 3 in die Wertung genommen; hier gehen bei beiden Wolkenregimen jeweils $\approx 3.8 \cdot 10^5$ Messungen ein; über den Ozeanen unterschreitet die Gesamtzahl der Messungen selten 20,000. Weniger als 10,000 Messungen gehen bei den dünneren Wolken in Region 8 (OZ) und 13 (NA-EU) ein, während bei den dickeren Wolken lediglich Region 15 (NAF) weniger als 10,000 Messungen aufweist. Dieses erklärt besonders den glatten Kurvenverlauf bei den Meeresregionen und den sehr ungleichmäßigen Kurvenverlauf der eben erwähnten Regionen mit wenig Messwerten in Abb. 5.7.

Die Abhängigkeit der LPA vom UV-AI ist besonders bei den von Landaerosol beeinflussten Meeresregionen fast so wie erwartet: Für relativ hohe UV-AI nimmt die LPA ab, womit sich der von u.a. Keil u. Haywood (2003) und Yu u.a. (2006) erwähnte Effekt eines positiven Strahlungsantriebes von absorbierenden Aerosolen über Wolken einstellen würde. Allerdings ist besonders bei geringen Werten des UV-AI ein entgegengesetzter Zusammenhang, nämlich die Erhöhung der LPA auszumachen. Dies könnte auf einen indirekten Aerosoleffekt (Twomey, 1974) hindeuten, wie schon in den Abb. 5.5 und 5.6 zu erkennen war. Die Ausbildung des direkten Aerosoleffektes ist ebenfalls nicht auszuschließen, da es sich bei geringen Werten des UV-AI auch um Mischungen aus absorbierenden und streuenden Aerosolen handeln kann. Wenn die optische Wirkung der streuenden Aerosole die der absorbierenden überwiegt, kommt es zu einer Erhöhung der LPA.

Bis zu diesem Punkt hat weder die Analyse von Abb. 5.5 und 5.6 noch von Abb. 5.7 zu einem belastbaren, quantitativen Ergebnis geführt. Es ist immer noch nicht eindeutig klar, wie der funktionelle Zusammenhang zwischen der LPA und dem UV-AI analytisch darzustellen ist. Um diesem Ziel einen Schritt näher zu kommen, wird im Folgenden versucht, eine quantitative Beziehung zwischen dem UV-AI und der von MODIS bei 550 nm gemessenen AOD abzuleiten, auch wenn bereits in de Graaf u. a. (2005) darauf hingewiesen wird, dass eine direkte physikalische Interpretation schwierig ist (s. Kap. 2.2.2). Die Messungen von MODIS werden verwendet, da die von MODIS gemessenen Daten mittlererweile in fünfter Auflage vorliegen und diese als Referenz gegenüber anderen Messgeräten verwendet werden.

Um ein Gefühl für den potentiellen Zusammenhang zwischen der AOD und dem UV-AI zu bekommen, werden wiederrum die gleichen Datensätze wie in den vorangegangenen Analysen, also globale Datensätze von 2005, benutzt und nur Situationen betrachtet, in denen der Bedeckungsgrad aller Wolken geringer als 5% ist. Der störende Einfluss der Wolken auf die Ermittlung der AOD soll auf diese Weise reduziert werden. Die Grenze von 5% wird benutzt, da sonst nicht genügend Messwerte in die Berechnung mit eingehen würden, weil auch Pixel, in denen MODIS keine Messung der optischen Dicke anbietet (missing value) als ungültig gewertet werden. Anhand dieser Messdaten wird der UV-AI als Funktion der von MODIS gemessenen AOD nach derselben Methode wie auch schon die LPA als Funktion des UV-AI ermittelt. Exemplarisch seien hier nur die Ergebnisse für die von Landaerosolen beeinflussten Ozeanregionen



Abbildung 5.8: OMI UV-AI in Abhängigkeit der von MODIS bei 550 nm gemessenen AOD in Pixeln mit einem Bedeckungsgrad von weniger als 5% über Meeresregionen unter Einfluss von Landaerosolen. a) UV-AI als Funktion der AOD (Bins mit $\Delta AOD = 0.02$), b) Häufigkeitsverteilung des UV-AI bei MODIS AOD < 0.1 (Bins mit ΔUV -AI = 0.015

in Abb. 5.8 gezeigt, da die hier wichtigen Merkmale deutlich zu erkennen sind und sich in den andereren Regionen auch wiederholen.

Anhand von Abb. 5.8(a) ist auf den ersten Blick festzustellen, dass der UV-AI als Funktion der AOD vorerst konstant bleibt oder leicht abnimmt. Mit steigender AOD nimmt der UV-AI dann je nach Region leicht oder stark zu. Diese Zunahme erscheint physikalisch durchaus sinnvoll und entspricht somit den Erwartungen. Es ist jedoch ein anderes Ergebnis, welches die Abb. 5.8(a) für die weitere Arbeit so wichtig macht: der UV-AI nimmt bei geringen Werten der AOD keine geringen Werte an, wie es aus der Theorie eigentlich folgen sollte. Ohne absorbierende Aerosole kann auch kein UV-AI ermittelt werden. Um zu untersuchen, woher dieser hohe Wert des UV-AI bei geringen optischen Dicken kommt, wird eine Häufigkeitsverteilung der gemessenen Werte des UV-AI bei einer AOD < 0.1 in die Analyse mit einbezogen. Eine AOD von 0.1 ist durchaus gering, woraus auf eine Häufung bei geringen UV-AI zu schließen sein sollte. Bei Betrachtung dieser Häufigkeitsverteilung (Abb. 5.8(b)) ist jedoch etwas anderes zu erkennen: die meisten Messungen treten durchaus bei 0 < UV-AI < 0.015 auf, jedoch ist der größte Anteil von Messungen bei höheren Werten zu finden. Abb. 5.8(b) ändert sich nicht wesentlich, wenn die Grenze der AOD geändert wird (AOD < 0.05, 0.03, 0.01).

Diese Ergebnisse zeigen deutlich, dass es schwierig ist, den UV-AI quantitativ mit der bei 550 nm ermittelten AOD in Verbindung zu bringen. Für die weitere Arbeit ist es jedoch vonnöten, den Einfluss der AOD der absorbierenden Aerosole auf die LPA zu ermitteln, da nur so ein Strahlungsantrieb anthropogener Aerosole zuverlässig berechnet werden kann. Mit der Verwendung des UV-AI in der geplanten Art und Weise ist diesem Problem damit nicht beizukommen.

5.3 Albedoänderungen als f(AOD) mit dem UV-AI als Indikator

In den vorangegangenen Abschnitten ist dargelegt, dass aus Messungen des UV-AI allein nicht auf die tatsächlich vorhandene Konzentration absorbierender Aerosole geschlossen werden kann. Um trotzdem eine Aussage zu dem direkten Aerosoleffekt durch absorbierende Aerosole in Gegenwart von Wolken machen zu können, soll versucht werden, Änderungen der LPA in Abhängigkeit von der von MODIS bei 550 nm gemessenen AOD zu finden. Der UV-AI soll dann nur noch als Indikator für das Vorhandensein absorbierende Aerosole benutzt werden.

Als Daten stehen die schon im voraus verwendeteten zur Verfügung: von MODIS wird die aus dem Level2 Datensatz der Collection 5 abgeleitete optische Dicke von Flüssigwasserwolken $\tau_{c_{liq}}$ sowie deren Bedeckungsgrad verwendet. Aus dem MODIS Level3 Datensatz der Collection 5 wird die AOD bei 550 nm, von CERES die nach Gl. 5.1 berechnete LPA und von OMI aus dem OMAERUVG Datensatz Version 3 der UV-AI benutzt. Alle Daten, bis auf die MODIS Level3 Daten, werden mit einem FORTRAN Programm auf ein globales $0.25^{\circ} \ge 0.25^{\circ}$ Gitter projiziert. Die MODIS Level3 Daten werden von der NASA auf 1° x 1° gemittelt angeboten. Die Ermittlung von Aerosoleigenschaften ist nur über dunklen Oberflächen möglich (s. Kap. 2.2.2), womit es in dem MODIS Level2 Datensatz keine Aerosolmessungen, welche mit einem hohen Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken zusammenfallen, gibt. Unter der Annahme, dass die in den wolkenfreien Teilen eines 1° x 1° großen Gebietes gemessene AOD über das gesamte Messgebiet homogen verteilt und damit auch in bewölkten Gebieten zu benutzen ist (Anderson u. a., 2003), wird die auf 1° x 1° vorliegende AOD wird mit Hilfe der CDOs (Schulzweida u. a., 2008) auf ein 0.25° x 0.25° Gitter interpoliert. Damit liegen Messungen der AOD und von $\tau_{c_{liq}}$ in einem 0.25° x 0.25° Pixel vor, was eine quantitative Analyse ermöglicht.

Anschließend werden zunächst, wie schon in Kap. 5.2.2, Situationen analysiert, in denen der Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken 100% beträgt. Die in den verwendeten Situationen gemessene LPA wird als Funktion der AOD betrachtet. Anstatt den gemessenen Wert der AOD zu verwenden, wird hier der natürliche Logarithmus derselben benutzt. Dies ist sinnvoll, da die AOD physikalisch nach Gl. 2.2 als Exponent einer e-Funktion definiert ist. Durch die Verwendung von ln(AOD) entsteht für die meisten Regionen ein nahezu normalverteilter Datensatz, welches eine spätere statistische Analyse vereinfacht. Für die jeweils gegebenen Bins der AOD (Δ ln(AOD) = 0.05) wird ein einfacher Mittelwert über alle zugehörigen Messungen gebildet. Des Weiteren wird auch noch zwischen verschiedenen Wolken- (s. Kap. 5.2.2) und UV-AI Regimen unterschieden. Die Einteilung in Wolkenregime ist im Vergleich zu Kap. 5.2.2 etwas abgewandelt worden: Für die Gruppe mit $\tau_{c_{liq}} < 10$ werden nicht mehr alle Werte, sondern nur noch Werte mit $4 < \tau_{c_{liq}} < 10$ benutzt, um Fehler des Algorithmus' auszuschließen. So kann eine dicke Aerosolschicht durchaus als dünne Wolke mit $\tau_{c_{liq}} < 4$ interpretiert werden.

Bei den UV-AI Regimes handelt es sich um eine Einteilung der Messungen in vier Mengen. Diese beinhalten jeweils entweder Messungen aller UV-AI Werte oder nur jene Messungen mit UV-AI Werten > 0, 0.7 oder 1. Messungen mit allen UV-AI Werten sollen den Effekt aller Aerosole und die anderen Messungen lediglich den der absorbierenden Aerosole anzeigen. Da jedoch der UV-AI besonders bei geringen Werten unglaubwürdig erscheint, wird die eben genannte Einteilung vorgenommen. Laut Theorie soll ein UV-AI > 0 absorbierende Aerosole (Torres u. a., 1998; Levelt u. a., 2002; de Graaf, 2002; de Graaf u. a., 2005; Torres u. a., 2007) anzeigen. Der Grenzwert von UV-AI > 1 wird unter der Annahme verwendet, dass oberhalb dieses Wertes auf jeden Fall absorbierende Aerosole vorhanden sein sollten. Anhand persönlicher Kommunikation mit Martin de Graaf, KNMI, wird außerdem der Grenzwert UV-AI > 0.7 benutzt. Unterhalb dieses Wertes sei laut de Graaf keine verlässliche Aussage zum Vorhandensein absorbierender Aerosole möglich. Ein Beispiel dieser Analyse ist in Abb. 5.9 zu sehen.

In Abb. 5.9 sind exemplarisch und der Ubersicht halber nur die Ergebnisse der Berechnungen für Region 4 abgebildet. Für die meisten anderen Regionen sehen die Plots ähnlich aus. Diese sind im Anhang A dieser Arbeit zu finden. Um die Analyse zu erleichtern, sind nicht wie Werte von ln(AOD) sondern die entsprechenden Werte der AOD als Koordinaten der x-Achse benutzt. Wie schon in Abb. 5.7 ist zu erkennen, dass die Mittelwerte aus Situationen mit dickeren Wolken eine systematisch höhere Albedo aufweisen als Situationen mit dünneren Wolken. Des Weiteren ist ebenfalls analog zu Abb. 5.7 zunächst ein Anstieg der LPA bei kleinen Werten und dann ein Abfall der LPA bei größeren Werten auf der Abszisse zu erkennen. Dieses Mal kann jedoch mit Sicherheit davon ausgegangen werden, dass hier kleine Werte auch wirklich mit einer geringen Menge an Aerosolen korrelieren.



Abbildung 5.9: Die LPA als f(AOD) in Situationen mit 100% Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken; Region 4

Ein weiteres wichtiges in Abb. 5.9 zu erkennendes Merkmal ist der stärkere Abfall der LPA bei höheren Schwellenwerten des UV-AI mit zunehmender AOD. Dieser Effekt ist ab einem Wert der AOD von ≈ 0.14 besonders ausgeprägt. Die Berechnungen für beide Wolkenregime ergeben, dass die LPA bei gegebener AOD umso höher ist, je höher der Schwellenwert für den UV-AI ist. Mit zunehmender AOD nimmt der Abstand zwischen den verschiedenen Kurven eines Wolkenregimes systematisch ab. Bei hohen Werten der AOD ist die ermittelte AOD bei allen Kurven nahezu gleich. Das bedeutet, dass die Abnahme der Albedo stärker ist, je höher der Anteil von Messungen mit hohem UV-AI ist. Dieses Ergebnis bestätigt somit in Teilen den von u.a. Keil u. Haywood (2003) und Yu u.a. (2006) erwähnten und in dieser Studie erwarteten Effekt von absorbierenden Aerosolen über Wolken. Dieses Ergebnis zeigt außerdem, dass der UV-AI bei höheren Werten tatsächlich vermehrt absorbierende Aerosole anzuzeigen scheint.

5.3.1 Einfache lineare Regression

Um den potentiell funktionellen Zusammenhang zwischen der LPA und $\ln(AOD)$ genauer untersuchen zu können, muss von der eher qualitativen Betrachtungweise in Abb. 5.9 zu einer quantitativen Betrachtungweise übergegangen werden. Hierzu wird als ein erster Ansatz angenommen, die LPA lasse sich mathematisch als Linearkombination aus der gemessenen AOD ableiten. Da die Messungen in den meisten Regionen nahezu normalverteilt sind (s. Anhang A), ist das Durchführen einer linearen Regression angebracht, um am Ende auf eine Gleichung für die LPA α der Form

$$\alpha = a_0 + a_1 \ln(\text{AOD}) \tag{5.4}$$

zu kommen. Hierbei stellt a_0 die LPA ohne Aerosoleinfluss dar. Die Berechnung der Koeffizienten a_0 und a_1 wird nach Schönwiese (2006) Kap. 11.2 durchgeführt. In Tabelle 5.2 sind der Übersicht halber nur die Koeffizienten a_1 mitsamt Standardabweichungen dargestellt. Eine detailliertere Übersicht über alle Koeffizienten und berechneten Werte ist im Anhang B.1 zu finden.

Um eine systematische Analyse der Koeffizienten in Tab. 5.2 zu ermöglichen, muss zunächst definiert werden, nach welchen Merkmalen überhaupt gesucht werden soll. Es bietet sich an, die folgenden drei Fragestellungen genauer zu untersuchen:

- Gibt es einen erkennbaren Zusammenhang zwischen steigendem UV-AI Schwellenwert und a_1 ?
- Gibt es systematische Unterschiede für a_1 zwischen dicken und dünneren Wolken ?
- Wie sicher sind die Ergebnisse ?

Region	$ au_{c_{liq}}$	$a_1(\text{alle UV-AI}) \cdot 10^{-2}$	$a_1(\text{UV-AI}) > 0) \cdot 10^{-2}$	$a_1(\text{UV-AI} > 0.7) \cdot 10^{-2}$	$a_1(\text{UV-AI} > 1) \cdot 10^{-2}$
3	4 - 10 > 10	$\begin{array}{c} 1.24 \pm 0.03 \\ 2.11 \pm 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.29 \pm 0.04 \\ 2.19 \pm 0.05 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.54 \pm 0.09 \\ 3 \pm 0.13 \end{array}$	1.58 ± 0.17 3.58 ± 0.24
4	4 - 10 > 10	$\begin{array}{c} 1.06 \pm 0.03 \\ 0.25 \pm 0.06 \end{array}$	$\begin{array}{c} -1.42 \pm 0.04 \\ -0.32 \pm 0.06 \end{array}$	-1.99 ± 0.06 -0.82 ± 0.09	$\begin{array}{c} -2.39 \pm 0.08 \\ -1.24 \pm 0.013 \end{array}$
5	4 - 10 > 10	$\begin{array}{c} 0.59 \pm 0.07 \\ 2.5 \pm 0.09 \end{array}$	0.61 ± 0.09 2.59 ± 0.11	-0.07 ± 0.22 3.45 ± 0.24	-0.78 ± 0.35 4.3 ± 0.42
6	4 - 10 > 10	-0.1 ± 0.05 1.35 ± 0.08	-0.01 ± 0.07 1.34 ± 0.09	-0.22 ± 0.15 0.43 ± 0.17	-0.21 ± 0.24 0.08 ± 0.28
7	4 - 10 > 10	-0.13 ± 0.12 1.7 ± 0.1	-0.66 ± 0.14 -2.35 ± 0.11	$\begin{array}{c} -1.14 \pm 0.2 \\ -3.44 \pm 0.15 \end{array}$	-1.08 ± 0.26 -4.39 ± 0.2
8	4 - 10 > 10	-0.25 ± 0.17 -0.95 ± 0.22	$\begin{array}{c} -0.13 \pm 0.22 \\ -0.75 \pm 0.24 \end{array}$	-0.09 ± 0.42 0.61 ± 0.45	-0.32 ± 0.59 0.12 ± 0.78
9	4 - 10 > 10	-0.62 ± 0.17 2.68 ± 0.22	-1.33 ± 0.21 2.91 ± 0.27	-5.1 ± 0.41 1.77 ± 0.51	-6.1 ± 0.57 1.29 ± 0.81
10	4 - 10 > 10	$\begin{array}{c} 1.81 \pm 0.06 \\ 2.89 \pm 0.1 \end{array}$	-0.42 ± 0.08 2.66 ± 0.12	$\begin{array}{c} 1.35 \pm 0.23 \\ 3.5 \pm 0.32 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.03 \pm 0.39 \\ 3.14 \pm 0.59 \end{array}$
11	4 - 10 > 10	-0.33 ± 0.05 1.13 ± 0.09	-0.42 ± 0.06 1.34 ± 0.1	-1.34 ± 0.11 0.67 ± 0.18	-1.94 ± 0.17 0.03 ± 0.28
12	4 - 10 > 10	$\begin{array}{c} 0.07 \pm 0.08 \\ 1.08 \pm 0.09 \end{array}$	0.72 ± 0.11 0.99 ± 0.11	$\begin{array}{c} -2.31 \pm 0.22 \\ 0.7 \pm 0.2 \end{array}$	-3.52 ± 0.31 0.49 ± 0.35
13	4 - 10 > 10	$\begin{array}{c} 0.71 \pm 0.2 \\ 0.42 \pm 0.12 \end{array}$	0.72 ± 0.3 -0.09 ± 0.15	-0.28 ± 0.69 -0.59 ± 0.27	$\begin{array}{c} -0.61 \pm 1.02 \\ -0.76 \pm 0.43 \end{array}$
14	4 - 10 > 10	$1.36 \pm 0.04 \\ 3.4 \pm 0.06$	1.66 ± 0.05 3.56 ± 0.07	$\begin{array}{c} 1.82 \pm 0.14 \\ 3.77 \pm 0.15 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.42 \pm 0.24 \\ 3.86 \pm 0.26 \end{array}$
15	4 - 10 > 10	-0.45 ± 0.27 -3.47 ± 0.86	-0.69 ± 0.31 -5.69 ± 1.01	-0.61 ± 0.041 -9.18 ± 1.28	-1.05 ± 0.46 -10 ± 1.42
16	4 - 10 > 10	0.18 ± 0.08 -0.24 ± 0.1	$\begin{array}{c} -0.15 \pm 0.12 \\ -0.98 \pm 0.12 \end{array}$	-1.19 ± 0.27 -2.67 ± 0.21	-1.15 ± 0.41 -4.18 ± 0.3
17	4 - 10 > 10	-0.87 ± 0.08 0.35 ± 0.14	-1.48 ± 0.1 -0.2 ± 0.16	-1.9 ± 0.17 0.08 ± 0.26	-1.54 ± 0.27 1.3 ± 0.37
18	4 - 10 > 10	-1.4 ± 0.06 0.69 ± 0.14	$\begin{array}{c} -2.13 \pm 0.07 \\ -0.61 \pm 0.16 \end{array}$	$\begin{array}{c} -3.14 \pm 0.12 \\ -3.43 \pm 0.29 \end{array}$	$\begin{array}{c} -2.48 \pm 0.16 \\ -3.53 \pm 0.43 \end{array}$

Tabelle 5.2: Koeffizienten a_1 der einfachen linearen Regression

Bei eingehender Betrachtung ist festzustellen, dass die Unterschiede zwischen den Regionen zu groß sind, als dass für die ersten beiden Fragestellungen ein allgemein gültiger Trend gefunden werden könnte. Außerdem weisen die errechneten Standardabweichen teilweise sehr hohe Werte auf. Darauf wird aber später näher eingegangen werden.

Der Wert von a_1 nimmt für die meisten Regionen mit zunehmendem UV-AI Schwellenwert ab; die Steigung der Regressionsgeraden nimmt demnach mit zunehmendem absorbierenden Aerosol in Gegenwart von Wolken (lt. UV-AI) ab. Besonders ausgeprägt ist dieses Verhalten z.B. für die Regionen 4 und 18 (TSEA und TNEA). Diese Regionen sind besonders durch afrikanisches Landaerosol (Biomassenverbrennungsaerosol bzw. Wüstenstaub) beeinflusst, womit eine Albedoabnahme zu erwarten ist. Für die Regionen 3, 8 und 14 (SO, OZ und TP) ist hingegen eine besonders stetige Zunahme von a_1 mit zunehmenden UV-AI Schwellenwert auszumachen. Bei diesen Regionen handelt es sich weitestgehend um Gebiete mit wenig bis keinem Einfluss anthropogener Aerosole. Womöglich handelt es sich hierbei um die Ausbildung eines indirekten Aerosoleffektes. Für die übrigen, noch nicht erwähnten Regionen ist im Großen und Ganzen eine Abnahme von a_1 mit zunehmendem UV-AI Schwellenwert zu erkennen. Die Abnahme erfolgt allerdings nicht immer systematisch von Schwellenwert zu Schwellenwert, sondern kann auch Unregelmäßigkeiten aufweisen. Als Beispiel seien hier die Werte von Region 6 erwähnt. a_1 nimmt zunächst von Situationen mit allen UV-AI zu $a_1(\text{UV-AI}) > 0$) hin zu, um dann beim nächsthöheren UV-AI Schwellenwert wieder ab, und dann wieder zuzunehmen. Im Vergleich zwischen Situationen mit allen UV-AI hat a_1 damit zwar deutlich, aber nicht regelmäßig abgenommen.

Zu der Fragestellung die Unterschiede zwischen dicken und dünnen Wolken betreffend ist zu erwähnen, dass a_1 in mehr als zwei Drittel der Fälle in Situationen mit dickeren Wolken höher als in Situationen mit dünneren Wolken ist. In den meisten Fällen führt dies dazu, dass die LPA in Gegenwart von dickeren Wolken mit steigendem Gehalt absorbierender Aerosole zunimmt, während sie für die dünneren Wolken in derselben Region und derselben AOD abnimmt. Es gibt aber auch Regionen, in denen die LPA für die dickeren Wolken nur weniger stark abnimmt als für die dünneren Wolken. Des Weiteren ist das Verhältnis zwischen den Werten von a_1 und der Dicke der Wolken regional unterschiedlich. So ist a_1 für die Regionen 13, 15 und 16 bei dickeren Wolken immer absolut niedriger als für dünnere Wolken; nur bei Region 7 tritt dieser Zusammenhang nicht auf.

Eine mögliche Ursache der positiveren Werte für a_1 in Situationen mit optisch dickeren Wolken könnte der indirekte Aerosoleffekt sein. Die optisch dickeren Wolken weisen meist auch eine niedrigere Wolkenoberkantentemperatur auf. Die in dieser Arbeit verwendete Grenze für die Flüssigwasserwolken liegt bei einer Wolkenoberkantentemperatur von >273 K. Wolken mit dieser Oberkantentemperatur haben z.B. in den Tropen eine Höhe von mehr als vier Kilometern. Keil u. Haywood (2003) haben gezeigt, dass z.B. Biomassenverbrennungsaerosol durch den in den Tropen anzutreffenden konvektiven Zustand der planetaren Grenzschicht leicht in Höhen zwischen zwei und vier Kilometern transportiert werden kann. In diesen Höhen kommt es dann zu einer erhöhten Anzahl von Kondensationskeimen, welches eine Albedoerhöhung zur Folge haben kann. Optisch dickere Wolken können sich in den Tropen also leicht in dieser Höhe

Die oben erwähnten Charakteristika des Regressionskoeffizienten a_1 in Gl. 5.4 haben natürlich keinerlei Bedeutung, wenn diese mit einer hohen Unsicherheit belegt sind. Um diese Unsicherheit in Betracht ziehen zu können, wurde zusätzlich die Standardabweichung für die Koeffizienten a_0 berechnet. Bei Analyse derselben fällt auf, dass sehr oft sehr große Standardabweichungen auftreten. Als Schwellenwert für eine nicht akzeptable Standardabweichung wird eine relative Abweichung von $\pm 10\%$ zum Grundwert angenommen. In lediglich $\approx 42\%$ der Fälle ist die Standardabweichung geringer als dieser Schwellenwert. Nicht signifikante Koeffizienten haben zum Teil Standardabweichungen von bis zu $\pm 900\%$ (Region 11 (NIO)). Zusätzlich zu den Standardabweichungen wurden auch die Korrelationskoeffizienten für die jeweiligen Regressionsgeraden berechnet (s. Anhang B.1). In allen Fällen weist der Korrelationskoeffizient vom Betrag her nie einen Wert >0.3 auf. In den allermeisten Fällen ist dieser sogar <0.1. Diese Ergebnisse zeigen, dass ein funktioneller Zusammenhang zwischen $\ln(AOD)$ und der Änderung der LPA mit Hilfe einer einfachen linearen Regression nicht mit ausreichender Sicherheit bestimmt werden kann.

Ein möglicher wichtiger Grund für diesen Misserfolg ist die Einteilung der Situationen in zwei Wolkenklassen. Die optische Dicke der Wolken ist der primäre, die LPA in bewölkten Situationen bestimmende, Faktor. Durch die einfache Einteilung der Beobachtungen in lediglich zwei Kategorien, von denen die mit dickeren Wolken eine sehr große Spannbreite von Werten für $\tau_{c_{liq}}$ umfasst, kann diesem Faktor bei weitem nicht genügend Gewicht zugemessen werden. Des Weiteren sollte der Koeffizient a_0 die LPA einer Situation mit 100% Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken ohne Aerosolbelastung angeben. Die Werte für a_0 erscheinen hierfür durchaus sinnvoll (s. Anhang B.1). Aus Abb. 5.3 ist jedoch schon bekannt, dass die Festlegung einer LPA in durch anthropogene Aerosole unbelasteten Regionen auf einen bestimmten Wert pro Wolkenregime nicht ausreichen kann.

5.3.2 Multiple lineare Regression

Im Folgenden soll nun versucht werden, die LPA als Funktion der optischen Dicke der Flüssigwasserwolken $\tau_{c_{liq}}$ und der von MODIS bei 550 nm gemessenen AOD darzustellen. Hierzu wird weiterhin angenommen, die LPA lasse sich als Linearkombination aus diesen beiden Parametern darstellen. Daraus ergibt sich die Aufgabe, die Koeffizienten a_0 , a_1 und a_2 einer Regressionsgleichung für die LPA α der Form

$$\alpha = a_0 + a_1 \ln(\tau_{c_{lia}}) + a_2 \ln(\text{AOD}) , \tau_{c_{lia}} > 4$$
(5.5)

zu bestimmen. Die Koeffizienten der Gl. 5.5 werden mit Hilfe der in MATLAB[®] implementierten Funktion regress(...) (The MathWorksTM, 2008) berechnet, um den ungleich höheren Aufwand einer Programmierung in FORTRAN zu vermeiden. Als Eingabedaten für die Funktion in MATLAB[®] werden die aus den vorangegangenen Kapiteln bekannten benutzt. Jedoch wird vorher noch der natürliche Logarithmus der optische Dicke der Flüssigwasserwolken $\ln(\tau_{c_{liq}})$ aus den selben Gründen wie vorher schon $\ln(AOD)$ berechnet. Als Maß für die Sicherheit der berechneten Ergebnisse wird in diesem Fall nicht die Standardabweichung der Koeffizienten sondern das 95% Konfidenzintervall berechnet.

Ein berechnetes Konfidenzintervall sagt etwas über die Präzision der Schätzung eines Parameters aus und kann auch als Vertrauensbereich oder Mutungsintervall bezeichnet werden. Das in diesem Fall verwendete 95%-Konfidenzintervall gibt demnach an, zwischen welchen beiden Grenzwerten der wahre Wert des Regressionskoeffizienten mit 95% iger Wahrscheinlichkeit liegt. Die Breite des Konfidenzintervalls kann auch als Maß für die Signifikanz einer Koeffizientenschätzung gesehen werden: Ist das Konfidenzintervall relativ breit, so sollte die auf dieser Basis ermittelte Regression als unsicher betrachtet werden. Um eine quantitative Aussage zu der Signifikanz einzelner Regressionskoeffizienten treffen zu können, wird im Folgenden die relative Abweichung, gegeben durch das Konfidenzintervall, vom ermittelten Koeffizienten benutzt. Noch unsicherer wird die Schätzung der Sicherheit eines Regressionskoeffizienten, wenn sich innerhalb des Konfidenzintervalls das Vorzeichen ändert, da sich dabei die Aussage des funktionellen Zusammenhangs innerhalb des Konfidenzintervalls umkehren kann.

In Tab. 5.3.2 sind aus Gründen der Übersichtlichkeit lediglich die Koeffizienten a_2 und deren 95%-Konfidenzintervalle angegeben. Eine weitaus detailliertere Darstellung aller berechneten Koeffizienten und Konfidenzintervalle ist in Anhang B.2 zu finden. Jedoch werden auch die Ergebnisse für die Koeffizienten a_0 und a_1 in diesem Abschnitt diskutiert.

Der für diese Studie wichtigste Koeffizient ist a_2 , da dieser die Abhängigkeit der LPA von der Menge an vorhanden Aerosolen in bewölkten Situationen wiederspiegelt. Es ist zweckmäßig

Region	a_2 (alle UV-AI)·10 ⁻²	$a_2(\text{UV-AI}) > 0) \cdot 10^{-2}$	$a_2(\text{UV-AI} > 0.7) \cdot 10^{-2}$	$a_2(\text{UV-AI} > 1) \cdot 10^{-2}$
3	1.27 ± 0.04	1.30 ± 0.05	1.92 ± 0.14	2.30 ± 0.27
4	-0.69 ± 0.05	-1.07 ± 0.06	-1.39 ± 0.09	-1.65 ± 0.12
5	1.20 ± 0.11	1.23 ± 0.13	1.32 ± 0.30	1.26 ± 0.50
6	0.39 ± 0.08	0.41 ± 0.10	-0.10 ± 0.20	-0.40 ± 0.33
7	-0.31 ± 0.14	-0.68 ± 0.14	-0.81 ± 0.19	-0.98 ± 0.25
8	-0.53 ± 0.24	-0.47 ± 0.29	0.24 ± 0.55	0.07 ± 0.88
9	0.92 ± 0.26	0.59 ± 0.32	-1.72 ± 0.61	-2.76 ± 0.90
10	2.11 ± 0.11	1.81 ± 0.13	2.05 ± 0.36	1.83 ± 0.64
11	0.23 ± 0.09	0.30 ± 0.10	-0.25 ± 0.17	-0.75 ± 0.28
12	0.58 ± 0.11	0.51 ± 0.14	-0.12 ± 0.27	-0.47 ± 0.46
13	0.19 ± 0.19	-0.31 ± 0.23	-0.78 ± 0.44	-0.82 ± 0.70
14	2.01 ± 0.07	2.20 ± 0.08	2.49 ± 0.19	2.53 ± 0.34
15	-0.45 ± 0.58	-0.99 ± 0.67	-1.74 ± 0.89	-2.10 ± 1.00
16	0.13 ± 0.12	-0.39 ± 0.15	-1.53 ± 0.28	-2.07 ± 0.39
17	-0.38 ± 0.14	-0.90 ± 0.16	-0.81 ± 0.27	0.12 ± 0.41
18	-0.51 ± 0.11	-1.34 ± 0.13	-2.73 ± 0.22	-2.21 ± 0.30

Tabelle 5.3: Koeffizienten a_2 in Gl. 5.5 der multiplen Regressionsrechnung. Die Abweichungen stellen das 95% Konfidenzintervall dar.

bei der Analyse dieser Ergebnisse die gleichen Fragestellungen wie schon bei der einfachen linearen Regression zu bearbeiten, wobei sich die Frage nach dem Einfluss der verschiedenen Wolkenregimen durch die Verwendung von $\ln(\tau_{c_{lig}})$ in Gl. 5.5 erübrigt.

Zuerst wird die Änderung des Koeffizienten a_2 mit zunehmendem UV-AI Schwellenwert näher untersucht. In den meisten Regionen (10 von 16) ist eine Abnahme des Koeffizienten zu beobachten. In vier Regionen wird hingegegen eine Zunahme des Koeffizienten gefunden. In den zwei Restlichen lässt sich kein eindeutiger Zusammenhang zwischen einem zunehmenden UV-AI Schwellenwert und der Änderung der LPA feststellen.

Bei den Regionen, in denen es zu einer kontinuierlichen Abnahme von a_2 kommt, handelt es sich um Gebiete, in denen schon im Voraus erwartet wurde, dass sich hier der Effekt absorbierender Aerosole am ehesten zeigen sollte (Regionen 4, 7, 9, 12, 13, 15 und 16). Es handelt sich entweder um von Biomassenverbrennungsaerosol (4, 7 und 12 (TSEA, SAF und SAM)), von anthropogenen Verbrennungsaerosolen (13 und 16 (NA-EU und AS)) oder von Wüstenstaub (15 und 9 (NAF und TNWA)) beeinflussten Gebieten. All diese Aerosoltypen sollten einen albedoerniedrigenden Effekt auf bewölkte Situationen haben. Die Gebiete, in denen es zu einer kontinuierlichen Zunahme von a_2 kommt sind weitestgehend die selben, die auch schon bei der einfachen linearen Regressionsrechnung identifiziert wurden: 3, 5 und 14 (SO, NA und TP). Für Region 8 (OZ) ergibt sich auch bei dieser dreidimensionalen Rechnung eine insgesamt positive Änderung. Diese erfolgt aber nicht kontinuierlich. Bei Region 10 und 17 (NWP und TSWA) lässt sich kein eindeutiger Zusammenhang zwischen dem UV-AI Schwellenwert und der Änderung der LPA feststellen. Es handelt es sich hierbei um zwei Gebiete mit unterschiedlichen angenommen Aerosolverteilungen. Für Region 10 wird angenommen, es handele sich um ein von Einflüssen absorbierender Aerosole weitestgehend verschontes Gebiet, während für Region 17 eine, wenn auch geringe, Belastung durch Biomassenverbrennungsaerosol aus Afrika, welches durchaus über diese Strecken advehiert werden kann, erwartet wird. Es müsste damit in Region 17 mit steigendem UV-AI Schwellenwert zu einer sichtbaren Albedoerniedrigung kommen.

Insgesamt ist festzustellen, dass sich die Anzahl der Regionen, in welchen a_2 ein negatives Vorzeichen hat, mit zunehmendem UV-AI Schwellenwert nahezu stetig erhöht. Bei Verwendung aller Messungen weisen sechs Regionen ein solches Vorzeichen auf, bei UV-AI > 0 acht, bei UV-AI > 0.7 elf und bei einem Schwellenwert von UV-AI > 1 zehn Regionen. Daraus kann qualitativ gefolgert werden, dass der UV-AI, bei der Verwendung als Schwellenwert, recht zuverlässig absorbierendes Aerosol in bewölkten Situationen identifizieren kann. Dies gilt natürlich nur unter der Annahme, dass absorbierendes Aerosol in bewölkten Situationen, speziell oberhalb von Wolken, zu einer Erniedrigung der LPA führt.

Da bei dieser Rechnung nach Gl. 5.5 auch $\ln(\tau_{c_{liq}})$ über a_1 in die Berechnung der LPA mit eingeht, sollte kurz darauf hingewiesen werden, dass der Koeffizient a_1 in jeder Region positiv und immer mindestens eine Größenordnung größer als der Koeffizient a_2 ist (s. Anhang B.2). Somit bestätigen sich zwei grundlegende Annahmen, nämlich dass eine Erhöhung von $\tau_{c_{liq}}$ zu einer Erhöhung der LPA führt und dass die optische Dicke der Wolken die primäre Einflussgröße zur Bestimmung der LPA einer bewölkten Situation ist. Zwischen den einzelnen Regionen gibt es keine signifikanten Unterschiede bezogen auf den Wert von a_2 ; die Werte sind bei den meisten Regionen zwischen 0.08 und 0.11 zu finden. Nur drei Regionen weisen einen Wert $a_2 < 0.8$ auf.

In der Tabelle in Anhang B.2 ist ebenfalls der für jede Region berechnete Koeffizient a_0 , welcher unter wolken- und aerosolfreien Bedingungen die Albedo der Oberfläche angeben sollte, zu finden. Für alle Regionen ist a_0 somit positiv und auch niemals größer als 0.15. Dies ist positiv zu bewerten, da die Erdoberfläche in den betrachteten Regionen keine wesentlich höhere Albedo aufweisen sollte. Es sei hierzu nochmals angemerkt, dass keine Situationen in schnee- oder eisbedeckten Gebieten verwendet werden, da erstens eine zuverlässige Ermittlung von Wolkenund Aerosoleigenschaften aus dem Weltraum unter diesen Umständen sehr schwierig ist (King u. a., 1999) und zweitens keine Messungen bei einen solaren Zenitwinkel von $\theta > 45^{\circ}$ verwendet werden, wodurch Winterregionen schon meist automatisch nicht berücksichtigt werden.

Natürlich muss, wie schon oben erwähnt, die Signifikanz der gefundenen Regressionskoeffizienten untersucht werden. Die von der MATLAB[®] Routine berechneten 95%-Konfidenzintervalle (im Folgenden KI) sind hierzu daraufhin auf die Intervallgröße relativ zum Wert des Koeffizienten hin untersucht worden. Diese relativen Anteile werden je nach ihrer Größe verschiedenen Kriterien (intuitiv festgelegte Schwellenwerte) zugeordnet, um einen Eindruck der Sicherheit der bestimmten Koeffizienten a_2 zu bekommen (Tab. 5.4).

rel. KI [%]	alle UV-AI	UV-AI > 0	UV-AI > 0.7	UV-AI > 1
0 - 10	5	5	4	1
10 - 25	3	3	4	4
25 - 50	5	4	2	6
50 - 100	1	4	3	3
> 100	2	0	3	2

Tabelle 5.4: Menge an Regionen, welche, in Abhängigkeit des UV-AI Schwellenwertes, ein bestimmtes Kriterium für das relative KI von a_2 erfüllen.

Der Tabelle 5.4 ist zu entnehmen, dass die Sicherheit der errechneten Koeffizienten mit zunehmendem UV-AI Schwellenwert fast kontinuierlich abnimmt. So beträgt das relative KI bei der Verwendung aller UV-AI bei 13 Regionen noch weniger als 50%. Mit sich erhöhendem UV-AI Schwellenwert sind es dann nur noch zwölf, zehn und elf Regionen. Diese Abnahme ist aber nicht weiter verwunderlich, da sich der Stichprobenumfang mit steigendem UV-AI Schwellenwert in den meisten Regionen sehr stark verringert (s. Anhang B.1). Für Region 4 zeigt sich dies darin, dass sich die Anzahl der Messungen pro Bin bei dem Schwellenwert UV-AI > 1 im Schnitt um bis zu zwei Größenordnungen im Vergleich zur Verwendung aller Messungen verringert. Damit geht dann auch automatisch eine Verbreiterung des KI einhand. Auch ist in den Abbildungen der Häufigkeitsverteilungen im Anhang B.1 gut zu erkennen, dass sich das Maximum der Beobachtungen mit steigendem UV-AI Schwellenwert in manchen Regionen zu größeren Werten der AOD hin verlagert. Dies bedeutet, dass der UV-AI zumindest qualitativ in der Lage ist, als Indikator für hohe Aerosolbelastung zu dienen. Dieses gilt aber wie gesagt nur für hohe UV-AI (z.B. UV-AI > 1).

Besonders wichtig anzumerken ist, dass es nur wenige Regionen gibt, in denen das relative KI mehr als 100% beträgt. Bei solchen Intervallen kann es beim Ausnutzen der gesamten Breite des Intervalls zu einem Vorzeichenwechsel des Koeffizienten kommen, womit sich der funktionelle Zusammenhang natürlich vollkommen anders darstellt. Die Anzahl dieser Regionen ist unbeeinflusst von dem verwendeten UV-AI Schwellenwert; bei Verwendung des Kriteriums UV-AI > 0 tritt dies sogar bei keiner einzigen Region auf.

Die KI für die Koeffizienten a_1 sind allesamt sehr schmal. Hier tritt für das relative KI maximal ein Wert von $\approx 10\%$ auf. Bei den meisten Regionen nimmt das relative KI zumeist einen Wert von 0.5 - 5 % an, womit die Signifikanz dieser Werte deutlich höher ist als die der Koeffizienten a_2 . Auch hier ist wiederrum zu erkennen, dass die optische Dicke der Wolken $\tau_{c_{liq}}$ die Größe ist, aus welcher die LPA in bewölkten Situationen mit großer Genauigkeit berechnet werden könnte. Die KI für die Koeffizienten a_0 sind eindeutig breiter als die der Koeffizienten a_1 , wobei sich auch hier das oben erwähnte Argument des Nichtvorhandenseins von Messungen der Bodenalbedo anbringen lässt.

Die Ergebnisse der multiplen Regressionsrechnung deuten darauf hin, dass diese Ergebnisse durchaus für die Berechnung des direkten Aerosoleffekts absorbierender Aerosole in bewölkten Situationen benutzt werden können. Da das Interesse an dem durch anthropogene Aerosole verursachten Effekt besonders groß ist, wird dieser im Folgenden diskutiert.

5.4 Berechnung des Effekts anthropogener Aerosole

In diesem Abschnitt wird der Versuch skizziert, wie der anthropogene Anteil der der AOD aus der von MODIS bei 550 nm gemessenen ermittelt wird. Hierzu wird ein Datensatz verwendet, welcher die AOD der anthropogenen Aerosole aus Messungen und einfachen Annahmen ableitet. Dieser Datensatz wird freundlicherweise von Nicolas Bellouin (MetOffice, UK) zur Verfügung gestellt und liegt für jeden Tag des Jahres 2005 vor. Daraus wird der Strahlungsantrieb des anthropogenen Anteils der absorbierenden Aerosole in Gegenwart/oberhalb von Wolken mit Hilfe der Ergebnisse der multiplen Regression abgeschätzt.

5.4.1 Die optische Dicke anthropogener Aerosole aus Satellitendaten

Der von Nicolas Bellouin (MetOffice, UK) zur Verfügung gestellte Datensatz stellt die globale Verteilung der optischen Dicke anthropogener Aerosole mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag dar. Dieser Datensatz entsteht weitestgehend durch die Verwendung von Satellitendaten. Die Methode der Ermittlung dieses anthropogenen Anteils der Aerosole an der Gesamtmasse soll im Folgenden erläutert werden und entstammt der Veröffentlichung von Bellouin u. a. (2005).

Die Bestimmung der Gesamtaerosolkonzentration der atmosphärischen Säule an einem Punkt erfolgt mittels Messung der AOD (s. Kap. 2.2.2). Diese ist ein Maß für die wellenlängenabhän-



Abbildung 5.10: MODIS AOD nach Bellouin u. a. (2005); a) alle Aerosole b) anthropogene Aerosole

gige, durch Aerosole bedingte Extinktion von Strahlung in einer atmosphärischen Säule. Allein die Ermittlung dieser Größe reicht jedoch nicht aus, die natürlichen von den anthropogenen Aerosolen zu trennen. Um diese Trennung zu bewerkstelligen, ist der Anteil der Aerosole, welche dem Akkumulations-Mode (AM) zuzuordnen sind, eine wichtige Größe. Aerosole mit einem Durchmesser von $<1\mu$ m werden als dem AM zugehörig angesehen. Die AOD und der Bruchteil der Aerosole, welche dem im AM entsprechen, stehen von MODIS zur Verfügung. Es werden die Daten der aktuellen 5. Kollektion als Level3 Datensatz benutzt (s. Kap. 2.2.2). Aus mehreren Untersuchungen (s. Bellouin u. a. (2005)) geht hervor, dass natürliche bzw. anthropogene Aerosole allein mit einem Anteil der Aerosole am Akkumulations-Mode von kleiner als 0.35 ± 0.05 bzw. größer als 0.83 ± 0.05 in Verbindung gebracht werden können. Anhand dieser Grenzwerte ist eine Einteilung der Aerosole in natürliche oder anthropogene möglich.

Wird jedoch ein Anteil der Aerosole am AM ermittelt, der zwischen diesen beiden Grenzen liegt, wird der von OMI ermittelte UV-AI benutzt, um den Anteil der anthropogenen Aerosole zu bestimmen. Wie schon oben erläutert, eignet sich der UV-AI zur qualitativen Identifikation absorbierender Aerosole. Bei Vorhandensein von absorbierenden Aerosolen wird ein UV-AI > 0 ermittelt. Nach Bellouin u. a. (2005) liegt in einer beobachteten Situation eine Mischung aus Mineralstaub und Biomassenverbrennungsaerosol vor, wenn der UV-AI im Monatsmittel größer als 1.0 ± 0.15 ist. Dieser Schwellenwert erscheint auch im Kontext der in dieser Arbeit bereits ermittelten Ergebnisse durchaus sinnvoll, da ein niedrigerer UV-AI nicht unbedingt auf absorbierende Aerosole hindeutet (s. Kap. 5.2.2).

Liegt eine solche Situation vor, wird die gemessene AOD gemäß dem ermittelten Anteil der Aerosole am AM aufgeteilt; d.h., der Anteil am AM wird als rein anthropogen klassifiziert. Bei Messungen der AOD über Ozeanen wird die ermittelte AOD der Hintergrundaerosole, bedingt durch Seesalzaerosole, abgezogen.

Die Einteilung der gemessenen AOD in einen anthropogenen und einen natürlichen Anteil ist somit bis hierhin abhängig von der Messung des Anteils der Aerosole am AM. Leider kann der von MODIS über Landflächen bestimmte AM als nicht zuverlässig angesehen werden. Aus diesem Grund werden die Ergebnisse fünf globaler Modelle mit Aerosolrepräsentation und gleichen Emissionsraten verwendet, um den anthropogenen Anteil der gemessenen Aerosol optischen Dicke zu bestimmen. Die Ergebnisse der Modelle zeigen, dass im globalen Mittel $47 \pm 9\%$ der über Landflächen gemessenen Aerosol optischen Dicke anthropogenen Ursprungs sind. Um auf regionale Unterschiede der Aufteilung in natürlichen und anthropogenen Anteil einzugehen, wurden die Landflächen der Erde in sechs Regionen aufgeteilt. Jede Region weist dabei eine charakteristische Unterteilung der AOD in einen natürlichen und einen anthropogenen Anteil auf (Bellouin u. a., 2005). Zur Anschauung sind zwei Variablen aus dem Datensatz Bellouins' in Abb. 5.10 dargestellt. In Abb. 5.10(a) ist die AOD aller von MODIS ermittelten Aerosole und in Abb. 5.10(b) der Anteil der AOD, welcher durch anthropogene Aerosole zustande kommt, zu erkennen.

In Abb. 5.10 sind die Gebiete, in denen ohnehin eine hohe Aerosolkonzentration zu erwarten ist, gut auszumachen. So finden sich hohe optischen Dicken im Gebiet des südamerikanischen Regenwaldes, westlich der Sahara über dem Ozean, im Bereich des westlichen tropischen Afrikas (Land- und Ozeangebiet), über dem Persischen Golf, über dem indischen Subkontinent sowie im südost-asiatsichen Raum.

In Abb. 5.10(b) ist auf den ersten Blick eine deutlich geringere Aerosol optische Dicke als in Abb. 5.10(a) auszumachen. Dies ist durchaus sinnvoll, da die natürlichen Aerosole die anthropogenen in Bezug auf die Gesamtmasse deutlich überwiegen. Jedoch sind auch hier deutlich die Gebiete zu erkennen, in denen die anthropogenen Aerosole einen nicht unwesentlichen Anteil an der Gesamtmasse der Aerosole haben. So finden sich über Gebieten mit hohen Emissionen industrieller Aerosole (Südost USA, Indien, Südost Asien und China) genauso wie über Gebieten in denen Biomassenverbrennung vorherrscht (Brasilien, westliches tropisches Afrika) ausgeprägte Maxima der Aerosol optischen Dicke.

Die in Abb. 5.10 gezeigten Verteilungen der Aerosol optischen Dicke stellen somit eine gute Basis zu Berechnung des Strahlungsantriebes anthropogener absorbierender Aerosole dar. Jedoch sind noch einige Arbeitsschritte nötig, um aus den Daten ein Produkt umzuwandeln, womit sich der Strahlungsantrieb berechnen lässt.

5.4.2 Berechnung des Strahlungsantriebes

Der Strahlungsantrieb durch den direkten Aerosoleffekt absorbierender Aerosole in bewölkten Situationen ist definiert als die Differenz der am Oberrand der Atmosphäre austretenden kurzwelligen Strahlung zwischen Situationen mit und ohne anthropogene Aerosolbelastung. Da dieser Strahlungsantrieb allein aus Messdaten errechnet werden soll, ist es wichtig, dass nur Situationen berücksichtigt werden, in denen auch wirklich Messdaten vorliegen. Pixel mit einer Fehlmessung, unabhängig davon um welches der benutzten Instrumente es sich handelt, werden von vornherein nicht in die Berechnung mit einbezogen.

Um einen direkten Aerosoleffekt berechnen zu können, muss zunächst die Anderung der LPA durch das Vorhandensein von in diesem Fall anthropogenen Aerosolen berechnet werden. Um diese Änderung der LPA zu quantifizieren, wird, wie oben schon erwähnt, die Differenz der LPA zwischen aerosolbelasteten und -unbelasteten Situationen gebildet. Die LPA der aerosolunbelasteten Situation ist gegeben durch

$$\alpha_{nat} = a_0 + a_1 \cdot \ln(\tau_{c_{lig}}),\tag{5.6}$$

wobe
i $\tau_{c_{liq}}$ die von MODIS in dieser Situation ermittelte optische Dicke von Flüssigwasserwolken ist. Um nun die LPA desselben Pixels unter Berücksichtigung der vorherrschenden anthropogenen AOD zu berechnen, muss zunächst die Differenz zwischen der gesamten gemessenen AOD und der in dem Datensatz von Bellouin enthaltenen natürlichen AOD ermittelt werden. Diese Differenz ist gegeben durch

$$\Delta \ln(\text{AOD}_{ant}) = \ln(\text{AOD}_{tot}) - \ln(\text{AOD}_{nat}), \qquad (5.7)$$

wobei AOD_{tot} die von MODIS bei 550 nm gemessene gesamte AOD und AOD_{nat} die aus dieser von Bellouin errechnete AOD natürlicher Aerosole ist. Aus der so errechneten AOD_{ant} lässt sich nach Gl. 5.5 die LPA der jeweiligen Situation gemäß

$$\alpha_{ant} = a_0 + a_1 \cdot \ln(\tau_{c_{lig}}) + a_2 \cdot \ln(\text{AOD}_{ant})$$
(5.8)

berechnen. Aus den beiden so berechneten Größen α_{nat} und α_{ant} ist die Differenz der LPA dann nach

$$\Delta \alpha = \alpha_{nat} - \alpha_{ant} \tag{5.9}$$

auszurechnen. Nachdem so für jede Situation, für die Messungen der AOD, $\tau_{c_{liq}}$ und des UV-AI vorliegen, die Änderung der LPA berechnet wurde, muss diese nun in einen Strahlungsantrieb umgerechnet werden. Dieser ist in seinem Wert durch die über einen Tag gemittelte einfallende solare Strahlung und über die Änderung der LPA im Vergleich zu aerosolunbelasteten Situationen bestimmt. Diese mittlere, an einer gegebenen geographischen Breite und Tag einfallende solare Strahlung kann nach Liou (1992)

$$\bar{F} = \frac{S_0}{\pi} \left(\frac{a}{r}\right)^2 (H \sin\theta \sin\delta + \sinH \cos\theta \cos\delta) \left[\frac{W}{m^2}\right]$$
(5.10)

bestimmt werden. Hierbei ist S_0 die Solarkonstante, *a* die mittlere und *r* die tatsächliche Erd-Sonnendistanz, *H* der Halbtag, θ der Zenitwinkel der Sonne und δ der Deklinationswinkel der Sonne. δ wird mit Hilfe der Fourierreihenentwicklung nach Spencer (1971) berechnet.

Die Verwendung dieser über einen Tag gemittelt einfallenden solaren Strahlung muss auf diese Weise erfolgen, da nur ein klimatisch relevanter und kein instantaner Strahlungsantrieb berechnet wird. Es muss daher angenommen werden, dass die Eigenschaften der Wolken innerhalb eines $0.25^{\circ} \ge 0.25^{\circ}$ Gebietes und die Eigenschaften der Aerosole innerhalb eines $1^{\circ} \ge 1^{\circ}$ Gebietes, welche bei einem Satellitenüberflug gemessen wurden, repräsentativ für einen ganzen Tag sind.

In Hinsicht auf die beobachteten Wolkeneigenschaften (Bedeckungsgrad und τ_{cliq}) scheint diese Repräsentativität im ersten Moment nicht gegeben, da Wolken zu den variabelsten Erscheinungen in der Atmosphäre gehören. In dieser Studie werden allerdings nur tiefe Wolken betrachtet. Als solche kommen besonders stratiforme Wolken über kalten Meeresoberflächen, "Schönwettercumuli" (z.B. in Passatregionen) oder durch zyklonale Strömungen generierte Zellularkonvektion in Frage. Bei den stratiformen Wolken ist anzunehmen, dass sich deren Eigenschaften im Laufe eines Tages nicht wesentlich ändern. Bei den beiden anderen Wolkentypen ist eine hohe Variabilität anzunehmen, jedoch wird sich das vom Satelliten gesehene Bild aufgrund der begrenzten horizontalen Auflösung nicht wesentlich ändern.

Die auf 1° x 1° gemittelte AOD kann als repräsentativ für einen ganzen Tag angenommen werden (Anderson u. a., 2003). Anthropogene Aerosole werden beispielsweise oft auf einer Zeitskala von ein bis zwei Tagen kontinuierlich emittiert, womit diese bei einer gegebenen synoptischen Situation als durchaus über einen Tag hinweg homogen angenommen werden können. Die synoptische Zeitskala kann, zumindest in den mittleren Breiten, mit ca. 1 - 5 Tagen angegeben werden. In den Tropen herrschen zwar vollkommen andere großskalige Zirkulationsmuster als in den mittleren Breiten, jedoch sollte auch hier die synoptische Zeitskala nicht weniger als ein Tag betragen. Das benutzen der synoptischen Zeitskala ist hier relevant, da es eine große Rolle spielt, wohin emittierte Aerosole mit der großskaligen Zirkulation advehiert werden. Somit kann die über einen Tag gemittelte einfallende Solarstrahlung als Parameter für den Strahlungsantrieb genutzt werden.

Die Anderung der LPA wirkt sich linear auf die Reflektion oder Absorption solarer Strahlung aus. Außerdem wird angenommen, dass die Änderung der LPA einer Situation linear mit dem Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken in dem jeweiligen $0.25^{\circ} \ge 0.25^{\circ}$ Pixel zusammenhängt. Das heißt, dass der hier berechnete Strahlungsantrieb in unbewölkten Situationen als Null angenommen wird. So ergibt sich der Strahlungsantrieb durch den direkten Aerosoleffekt absorbierender Aerosole in Gegenwart von Wolken F_{aer} in einem Pixel mit dem gemessenen UV-AI, wie er dem jeweiligen Schwellenwert entspricht, zu

$$F_{aer} = \bar{F} \ \Delta \alpha \ LCF \quad \left[\frac{W}{m^2}\right],\tag{5.11}$$

wobei F die nach Gl. 5.10 einfallende Solarstrahlung, $\Delta \alpha$ die Albedoänderung nach Gl. 5.9 und LCF der Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken ist.

Für Pixel, in denen zwar eine Wolke von MODIS identifiziert wurde, diese aber nicht die geforderten Kriterien einer Flüssigwasserwolke erfüllt, wird der Strahlungsantrieb auf Null gesetzt. Genauso wird mit Pixeln verfahren, welche einen UV-AI aufweisen, der nicht den jeweils



Abbildung 5.11: Kurzwelliger Strahlungsantrieb für die Monate Dezember, Januar und Februar 2005 für die jeweils verschiedenen UV-AI Schwellenwerte in $\left[\frac{W}{m^2}\right]$.

geforderten Schwellenwert erfüllt. Dadurch wird sichergestellt, dass es sich bei den später gemittelten Werten um klimatologische handelt. Außerdem wird der Strahlungsantrieb in Regionen, bei denen das relative KI bei einem bestimmten UV-AI Schwellenwert >100% beträgt, für diesen UV-AI Schwellenwert nicht berechnet. Die Unsicherheit, die mit einem potentiellen Vorzeichenwechsel des Regressionskoeffizienten a_2 einhergeht, ist zu groß.

Um einen Eindruck über den errechneten Strahlungsantrieb zu bekommen, sind die Ergebnisse der vier verschiedenen UV-AI Schwellenwerte für die vier Jahreszeiten 2005 in Abb. 5.11 - 5.14 abgebildet. Durch die Verwendung verschiedener Regressionskoeffizienten für die unterschiedlichen Regionen entsteht ein deutlich gegliedertes Bild.

Die auf den Abbildungen 5.11 - 5.14 gezeigten Muster des kurzwelligen Strahlungsantriebes für das Jahr 2005 in Abhängigkeit von der (nordhemisphärischen) Jahreszeit (Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON)) und der verschiedenen UV-AI Schwellenwerten lassen sich am einfachsten unter zwei verschiedenen Blickwinkeln analysieren: bezüglich der Unterschiede in einer Jahreszeit aber anderem UV-AI Schwellenwert oder aber bezüglich der Unterschiede zwischen einzelnen Jahrezeiten.

Mit zunehmendem UV-AI Schwellenwert sind bei allen Abbildungen im Wesentlichen natürlich die in Tab. 5.3.2 gezeigten Ergebnisse für die Koeffizienten zu erkennen. Regionen in denen das KI > 100% ist, werden gar nicht erst berechnet und der Anteil von Regionen mit einem durchweg positiven Strahlungsantrieb nimmt mit wachsendem UV-AI Schwellenwert zu. Des Weiteren ist zu erkennen, dass absorbierende Aerosole durch einen steigenden UV-AI Schwellenwert angezeigt werden. Während der kurzwellige Strahlungsantrieb der Aerosole in bewölkten Situationen bei Verwendung aller Messwerte bzw. mit UV-AI > 0 noch in allen Regionen große



Abbildung 5.12: Kurzwelliger Strahlungsantrieb für die Monate März, April und Mai 2005 für die jeweils verschiedenen UV-AI Schwellenwerte in $\left[\frac{W}{m^2}\right]$.


Abbildung 5.13: Kurzwelliger Strahlungsantrieb für die Monate Juni, Juli und August 2005 für die jeweils verschiedenen UV-AI Schwellenwerte in $\left[\frac{W}{m^2}\right]$.



Abbildung 5.14: Kurzwelliger Strahlungsantrieb für die Monate September, Oktober und November 2005 für die jeweils verschiedenen UV-AI Schwellenwerte in $\left[\frac{W}{m^2}\right]$.

Tabelle 5.5: Global und nach Jahreszeiten gemittelter kurzwelliger Strahlungsantrieb von Aerosolen in bewölkten Situationen für das Jahr 2005 (nach Abb. 5.11 - 5.14) und die verschiedenen UV-AI Schwellenwerte in $\left[\frac{W}{m^2}\right]$.

Jahreszeit	alle UV-AI	UV-AI > 0	UV-AI > 0.7	UV-AI > 1
DJF	-0.384	-0.355	-0.015	0.016
MAM	-0.391	-0.319	0.005	0.022
JJA	-0.378	-0.234	0.118	0.102
SON	-0.403	-0.318	0.007	0.024

Beträge aufweist (positiv oder negativ), ist dieser bei den beiden höheren Schwellenwerten nur noch in Regionen mit hohem Anteil absorbierender Aerosole stark ausgeprägt. Besonders sei hier auf den südöstlichen Atlantik vor der afrikanischen Küste hingewiesen. In diesem Gebiet ist in allen Jahreszeiten nahezu unabhängig von dem verwendeten UV-AI Schwellenwert ein starker positiver Strahlungsantrieb zu finden. Dieser kann im jahreszeitlichen Mittel sogar über +10 $\frac{W}{m^2}$ betragen. Diese Größenordnung wird auch in den Ergebnissen von Keil u. Haywood (2003) angegeben.

Die Unterschiede zwischen den einzelnen Jahreszeiten beschränken sich im Wesentlichen auf sich verändernde Muster des kurzwelligen Strahlungsantriebes über dem Südatlantik vor der afrikanischen Küste. Hier lässt sich der Jahresgang der landwirtschaftlichen Biomassenverbrennung sehr gut erkennen. In der ersten Jahreshälfte (DJF und MAM) ist das ausgeprägteste Signal positiven Strahlungsantriebes nördlich von 20° S zu finden, während es für die restlichen Monate weiter südlich lokalisiert ist. Dies deckt sich mit dem Jahresgang der Biomassenverbrennung, welche in der ersten Jahreshälfte vermehrt im nördlichen und in der zweiten Jahreshälfte vermehrt im südlichen Teil der afrikanischen Tropen stattfindet. Durch die großskalige Zirkulation werden die emittierten Aerosole über den Atlantik advehiert. Dort befinden sich die semipermanenten Stratocumulusfelder, welche zu idealen Bedingungen zur Beobachtung absorbierender Aerosole in bewölkten Situationen führen.

In Tab. 5.5 ist der global gemittelte kurzwellige Strahlungsantrieb aus Abb. 5.11 - 5.14 in Abhängigkeit von der Jahreszeit und des UV-AI Schwellenwertes dargestellt. Bei der Verwendung aller Messungen ergibt sich bei allen Jahreszeiten ein globaler Mittelwert von \approx -0.39 $\frac{W}{m^2}$. Dieser Wert bezieht sich zwar nur auf Aerosole in Gegenwart von Wolken, ist jedoch von der gleichen Größenordnung wie der in anderen Studien beschriebene direkte Strahlungsantrieb durch Aerosole (King u. a., 1999; Haywood u. Boucher, 2000; Bellouin u. a., 2005; Chand u. a., 2008; ?). Somit stimmen diese Ergebnisse auch mit der These überein, dass Aerosole einen insgesamt negativen Strahlungsantrieb erzeugen. Mit steigendem UV-AI Schwellenwert wird der Strahlungsantrieb, unabhängig von der Jahreszeit, positiver. Dadurch, dass bei steigendem UV-AI Schwellenwert auch mehr Regionen einen insgesamt positiven Strahlungsantrieb aufweisen, entspricht dieses Resultat durchaus den Erwartungen. Außerdem wird dadurch auch die Anfangshypothese gestützt, wonach absorbierende Aerosole in Gegenwart von Wolken einen positiven Strahlungsantrieb verursachen und dass diese Aerosole mit hohen Werten des UV-AI korrelieren.

Kapitel 6

Diskussion und Ausblick

6.1 Diskussion und Beurteilung der Ergebnisse

In dieser Diplomarbeit soll, nur unter der Verwendung von Satellitendaten, herausgefunden werden, wie das Vorhandensein von absorbierenden Aerosolen oberhalb von Wolken den Strahlungshaushalt der Erde beeinflusst. Zu den Effekten von eben diesen Aerosolen gibt es schon eine Reihe von Veröffentlichungen (u.a. Keil u. Haywood (2003)), welche sich allerdings immer auf Strahlungsübertragungsrechnungen gestützt bzw. nur einzelne Situationen betrachtet haben. Die Ergebnisse dieser Rechnungen zeigen, dass absorbierenden Aerosole, wenn diese oberhalb von Wolken liegen, einen positiven Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre bewirken.

Die Verwendung von allein Satellitendaten stellt im Wesentlichen zwei separate Schwierigkeiten dar:

- Wie sind absorbierende Aerosole oberhalb von Wolken allein mit Satellitendaten auf globaler Skala zu identifizieren ?
- Wie kann die Beeinflussung der lokalen planetaren Albedo (LPA) durch diese Aerosole aus Satellitendaten errechnet werden ?

Die Diskussion und Beurteilung der in dieser Arbeit erbrachten Ergebnisse wird sich im Wesentlichen mit diesen beiden Fragestellungen beschäftigen, wobei auch versucht wird, die gefundenen Ergebnisse mit denen bereits in der Fachliteratur erschienenen in Verbindung zu bringen.

6.1.1 Identifikation absorbierender Aerosole über Wolken

In dem Paper von Haywood u.a. (2004) wird ein anhand von Fallstudien vor der südlichen afrikanischen Westküste entwickeltes Verfahren zur Identifikation von absorbierenden Aerosolen oberhalb von Wolken aus MODIS Daten vorgestellt. Für das MODIS Instrument wurde, speziell für die Ermittlung von Wolkeneigenschaften über hellen Oberflächen, ein neuartiger Algorithmus entwickelt, welcher den störenden Einfluss der hohen Reflektion dieser Oberflächen im kurzwelligen Spektralbereich weitestgehend eliminiert (Platnick u.a., 2001). Die mit der neuen und der standardmäßig verwandten Methode ermittelten effektiven Radien r_e der Wolkentröpfchen sollten sich nur geringfügig unterscheiden, obwohl mit dem neuen Algorithmus einige Schwierigkeiten verbunden sind (s. Kap. 4.1).

Haywood u. a. (2004) fanden jedoch heraus, dass die Werte beider Methoden für die effektiven Radien bei Vorhandensein von absorbierenden Aerosolen oberhalb von Wolken große Unterschiede aufweisen. Dabei ist der effektive Radius der neuen Methode systematisch höher als der der Üblichen. Diese Differenz kann demnach dazu dienen, absorbierende Aerosole oberhalb von Wolken allein aus Messungen von MODIS zu ermitteln. Diese Erkenntnisse finden im Rahmen dieser Arbeit unter Benutzung der vorliegenden Datensätze Anwendung. Bei den Daten handelt es sich um auf einem globalen 1° x 1° Gitter vorliegende MODIS Messdaten, welche u.a. die beiden auf verschiedene Weisen errechneten effektiven Radien enthalten. Bei Analyse der global und monatlich gemittelten Differenz der effektiven Radien Δr_e (s. Gl. 4.1) scheint in der Tat ein systematischer Zusammenhang in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Haywood u. a. (2004) zu bestehen: Δr_e ist besonders positiv in Regionen, welche unter Einfluss von absorbierenden Aerosolen stehen sollten und auch große Gebiete von sehr tief liegenden Schichtwolken aufweisen (z.B. vor der südwestafrikanischen Küste und westlich Nord- und Südamerikas).

Da dieses Ergebnis allerdings nur von qualitativer Natur ist, ist es unabdinglich, auch Fallstudien dieser betreffenden Situationen zu untersuchen, um die Glaubwürdigkeit derselben zu untermauern. Für diese Analyse geeignete Fallstudien können mit denen im Internet zur Verfügung gestellten CALIOP Daten ((NASA CALIPSO, 2008); s. Kap. 2.2.2) ausgewählt werden. Bei Analyse dieser mit Hilfe von CALIOP Daten herausgesuchten Situationen ist ebenfalls erfreulicherweise festzustellen, dass sich die räumliche Verteilung von Δr_e gut mit den Messungen des Lidars deckt.

Zur weiteren Prüfung des Ansatzes nach Haywood u. a. (2004) wird noch ein weiterer Parameter in Betracht gezogen: der aus Messdaten des OMI-Instruments ermittelte UV-AI (s. Kap. 2.2.2). Dieser soll in der Lage sein, speziell absorbierende Aerosole auch in Gegenwart von Wolken zu identifizieren (Levelt u. a., 2002; de Graaf, 2002; de Graaf u. a., 2005; Torres u. a., 2007). Ein Vergleich zwischen denen aus MODIS Daten ermitteltem Δr_e und dem von OMI gemessenen UV-AI für die mit CALIOP ermitteln Fallbeispiele zeigt auf den ersten Blick eine gute Übereinstimmung. Δr_e weist zumeist dann hohe Werte auf, wenn auch der UV-AI relativ hohe Werte aufweist. Kommt es aber zur Analyse von Streudiagrammen zwischen Δr_e und dem UV-AI, ist keinerlei signifikanter Zusammenhang zwischen den beiden Parametern festzustellen. Der Korrelationskoeffizient ist in allen Fallen betragsmäßig <0.4.

Möglicherweise sind diese negativen Ergebnisse auf die verwendeten Daten und Methoden zurückzuführen. Die Daten liegen wie erwähnt auf einem globalen 1° x 1° Gitter vor. Die zugrunde liegenden Daten von MODIS haben allerdings eine sehr viel höhere räumliche Auflösung als 1° x 1°, so dass bei der Mittlung vor allem subskalige Variabilität verloren geht. Der OMI-Datensatz hat eine räumliche Auflösung von ungefähr 0.25° x 0.25° und das Instrument selbst löst viel ungenauer auf als MODIS. Eine Verwendung von MODIS Daten in einer höheren Auflösung (z.B. 0.25° x 0.25°) könnte eventuell zu einer Verbesserung der Ergebnisse führen.

Des Weiteren kann angezweifelt werden, ob es gerechtfertigt ist, den UV-AI als Referenz für das Vorhandensein von absorbierenden Aerosolen anzusehen. Aus den weiteren Untersuchungen dieser Arbeit ist ersichtlich, dass der UV-AI zwar qualitativ sinnvolle, aber keinesfalls immer quantitativ schlüssige Ergebnisse liefert. Diese Erkenntnis wurde allerdings erst im späteren Verlauf dieser Arbeit gewonnen, womit eine nochmalige Prüfung des Ansatzes nach Haywood u. a. (2004) aus Zeitgründen nicht mehr möglich war. Dies trifft auch auf die verwendeten Datenmengen zu. Es wurde lediglich stichprobenartig untersucht. Eine größere Menge an Messdaten zu verwenden wäre zur genaueren Prüfung empfehlenswert gewesen.

Aufgrund dieser Ergebnisse wurde der Ansatz nach Haywood u. a. (2004) nicht weiter verfolgt und einem offensichtlich erscheinenden Ansatz, absorbierende Aerosole über Wolken zu identifizieren, nachgegangen. Der UV-AI soll laut Theorie absorbierende Aerosole auch in Gegenwart von Wolken anzeigen. Somit wurden Beobachtungen von CALIOP mit Messungen des UV-AI kombiniert. Dabei kommt in mehreren Fallbeispielen heraus, dass eine hervorragende Übereinstimmung zwischen von CALIOP identifizierten Aerosolschichten und dem entsprechenden UV-AI besteht. Diese Fallbeispiele bestehen allesamt aus Regionen mit erwartungsgemäß hoher Belastung durch absorbierende Aerosole.

Eine weitere quantitative Kombination aus Information über Wolken- und Aerosolschichten von CALIOP, aus Wolkeneigenschaften von MODIS und dem UV-AI von OMI resultiert in dem Feststellen von Bedingungen, unter denen mit großer Sicherheit absorbierende Aerosole oberhalb oder in Gegenwart von Wolken vorhanden sind: UV-AI > 0.9 und Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken > 0.2. Das Einbeziehen von MODIS Wolkendaten ist nötig, um offensichtliche Fehlinterpretationen des CALIOP Algorithmus' herauszufiltern. Diese Schwellenwerte sind vonnöten, um die CALIOP Daten nicht mehr benutzen zu müssen, da es Ziel dieser Arbeit ist, eine globale Studie durchzuführen. Dies ist mit dem im Vergleich zur Erdoberfläche infinitesimal dünnen Lidar-Strahl von CALIOP nur schwer möglich.

Die Benutzung dieser Schwellenwerte für den UV-AI und den Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken führt zur Identifikation von Situationen, in denen möglicherweise absorbierende Aerosole oberhalb von Wolken liegen. Die Verteilung der Gebiete, in denen diese Situationen häufig vorkommen sollen, entspricht im Großen und Ganzen den Erwartungen: speziell im Bereich des südlichen Afrikas und über Ostchina kommen diese Situationen äußerst häufig vor.

Es geht aus diesen Ergebnissen hervor, dass sich der UV-AI zumindest qualitativ gut zum Orten von absorbierenden Aerosolen oberhalb von Wolken eignet. Leider geht durch das Nichtbenutzen der CALIOP Daten die Information über die vertikale Verteilung von Aerosol- und Wolkenschichten verloren. Somit kann ab diesem Punkt nicht mehr von "absorbierenden Aerosole über Wolken" sondern nur noch von "absorbierenden Aerosolen in Gegenwart von Wolken" geredet werden. Des Weiteren spiegelt dieses Ergebnis auch die Theorie und Kritik hinter dem UV-AI wieder. Dieser ist laut den Ergebnissen dieser Studie qualitativ durchaus in der Lage, absorbierende Aerosole über Wolken zu identifizieren (vgl. (Levelt u. a., 2002; de Graaf, 2002; de Graaf u. a., 2005; Torres u. a., 2007)). Kommt es jedoch zu einer quantitativen Betrachtung des UV-AI, treten Zweifel auf. Dies ist z.B. in Abb. 4.14 zu erkennen, da Situationen mit einem hohen UV-AI in den südlichen Ozeanen ermittelt werden. Dort besteht keinerlei realistische Chance für das Vorhandensein absorbierender Aerosole, womit es sich hierbei um Fehlinterpretationen handeln muss. Darauf wird im Folgenden noch näher eingegangen werden.

6.1.2 Durch absorbierende Aerosole bedingte Albedoänderungen

Direkte Abhängigkeit vom UV-AI?

Die im vorangegangenen Abschnitt erwähnten Ergebnisse lassen den Schluss zu, dass es durchaus möglich sein könnte, einen direkten Zusammenhang zwischen dem UV-AI einer Situation und der Änderung der LPA in derselben zu finden. Bei genauerer Betrachtung ist jedoch klar, dass die optische Dicke von Flüssigwasserwolken $\tau_{c_{liq}}$ ebenfalls in Betracht gezogen werden muss, da diese die primäre Einflussgröße auf die LPA in bewölkten Situationen ist. Des Weiteren wird die Erde in 16 Regionen aufgeteilt (s. Abb. 5.1), von denen jede eine charakteristische Aerosolverteilung aufweisen sollte.

Die Analyse der LPA als Funktion von $\tau_{c_{liq}}$ und des UV-AI ergibt, dass $\tau_{c_{liq}}$ eine wesentliche Einflussgröße ist. Aufgrund dessen ist eine Einteilung der Daten in zwei Hälften eine einfache Maßnahme, den Einfluss von $\tau_{c_{liq}}$ zu berücksichtigen. Dabei enthält die eine Hälfte alle Daten mit $\tau_{c_{liq}} \leq 10$ und die andere alle Daten mit $\tau_{c_{liq}} > 10$. Die Betrachtung der LPA als alleinige Funktion des UV-AI zeigt für fast alle Regionen und jeweils beide Wolkenregime folgendes: Die LPA einer Region steigt mit zunehmenden UV-AI zunächst an, um dann ab Erreichen eines Maximalwertes wieder abzufallen.

Der Anstieg der LPA bei einer geringen Belastung durch absorbierende Aerosole (lt. UV-AI) kann durch das Ausbilden des indirekten Aerosoleffekts erklärt werden (Twomey, 1974, s. Kap. 2.1). Da es nicht mehr möglich ist, die vertikale Position von Wolken- und Aerosolschichten zueinander aufzulösen, ist es folglich nicht mehr möglich, zwischen absorbierenden Aerosolen innerhalb und oberhalb von tiefen Wolken zu unterscheiden. Aufgrund des Kriteriums für die Wolkenoberkantentemperatur ($\geq 273K$) kann angenommen werden, dass sich Aerosole oberhalb der Wolken. Sind absorbierende Aerosole auch innerhalb der Wolken vorhanden, kommt es zur Ausbildung des indirekten Aerosoleffekts. Die erwartete albedoerniedrigende Wirkung der Aerosole, kann durch den indirekten Aerosoleffekt überkompensiert (Grassl, 1978) werden. Dadurch wird es im Bereich geringer Aerosolmengen zu einem Anstieg der lokalen planetaren Albedo kommen, welches den oben erwähnten Zusammenhang erklären würde. Allerdings ist auch ein zu einer Albedoerhöhung führender direkter Aerosoleffekt nicht auszuschließen. Erst durch eine weitere Erhöhung des UV-AI kommt es zu dem erwarteten Abfall der LPA.

Aufgrund dieser Erkenntnisse ist eine Untersuchung des UV-AI auf dessen Aussagekraft in Bezug auf das Vorhandensein von Aerosolen im Allgemeinen ersichtlich. Es sollte davon auszugehen sein, dass es einen zumindest qualitativen Zusammenhang zwischen dem UV-AI und der von MODIS bei 550 nm ermittelten AOD gibt. Die Analyse des UV-AI als Funktion der AOD zeigt einen im Wesentlichen erfreulichen Zusammenhang: der UV-AI ist zwar für geringe Werte der AOD in den meisten Regionen konstant, steigt dann aber mit steigender AOD zum Teil sehr stark an. Es tritt jedoch eine signifikante Unstimmigkeit auf: bei einem Wert der AOD von Null ist der UV-AI keinesfalls auch Null, sondern in den meisten Regionen ≈ 0.5 ! Somit kann davon ausgegangen werden, dass ein nicht einmal qualitativ stichhaltiger Zusammenhang zwischen dem UV-AI und der AOD bei geringen Werten derselben besteht.

Diese Ergebnisse stimmen im Wesentlichen mit denen anderer Studien überein, nämlich dass es äußerst schwierig ist, den UV-AI quantitativ mit der AOD in Verbindung zu bringen (de Graaf u. a., 2005; Torres u. a., 2007). Die Abhängigkeit des UV-AI von Aerosoltyp, der Höhe der Aerosolschicht über der Oberfläche (auch Wolken) und der Gesamthelligkeit der beobachteten Situation machen eine Nutzung des UV-AI zu speziell diesem Zweck unmöglich. Der UV-AI ist jedoch in seiner Bedeutung für die Wissenschaft nicht zu unterschätzen, da dieser z.B. gut zur Lokalisierung von absorbierenden Aerosolen und deren Verfolgung auf globaler Skala dienen kann. Dies kann aber auch nur auf qualitativer Basis erfolgen.

Der UV-AI als Indikator für absorbierende Aerosole

Die genaue Analyse des Zusammenhangs zwischen der LPA/AOD und dem UV-AI zeigt, dass der UV-AI nicht dazu geeignet ist, Albedoänderungen durch absorbierende Aerosole in Gegenwart von Wolken zuverlässig zu quantifizieren. Die Größe, welche als grundlegendes Maß für die in der Atmosphäre vorhandene Aerosolkonzentration gilt, ist die AOD. Es kann also sein, dass sich ein funktioneller Zusammenhang zwischen der AOD und der LPA ableiten lässt. Der UV-AI würde dann als Indikator für absorbierende Aerosole ebenfalls noch in diese Analyse mit eingehen.

Betrachtung der funktionellen Abhängigkeit der LPA von der gemessenen AOD lässt in den meisten Fällen folgenden Schluss zu: die LPA nimmt bei Verwendung aller Aerosole in den meisten Fällen mit zunehmender AOD zu (indirekter Effekt, Übereinstimmung mit der allgemeinen Meinung, dass Aerosole einen insgesamt abkühlenden Effekt haben) und der Zusammenhang zwischen dem Logarithmus der AOD und der LPA ist nahezu linear. Da die Messdaten ungefähr normalverteilt sind, suggeriert dies die Möglichkeit, die Abhängigkeit der LPA von der AOD mit Hilfe einer linearen Regression zu ermitteln.

Einfache lineare Regression

Die einfache Regression wird in der Annahme durchgeführt, die LPA lasse sich allein als Funktion des unabhängigen Parameters AOD darstellen. Die Einteilung der Daten in zwei Hälften $(\tau_{c_{liq}} \leq 10 \text{ und } \tau_{c_{liq}} > 10)$ ist auch in dieser Untersuchung beibehalten. Im Wesentlichen sind die Ergebnisse dieser Vorgehensweise als positiv zu werten, da sich die Abhängigkeit der LPA von der AOD mit steigendem UV-AI ändert: Je höher der UV-AI ist, desto eher nimmt die LPA einer Situation mit zunehmender AOD ab. Dies ist mit der am Anfang dieser Arbeit dargelegten These zu vereinbaren, nämlich dass absorbierende Aerosole oberhalb/in Gegenwart von Wolken zu einer Reduktion der Albedo führen.

Die Ergebnisse der einfachen linearen Regression werden jedoch nicht weiter verwendet,

da die errechnete Standardabweichung der Regressionskoeffizienten teilweise sehr hohe Werte annimmt. In einigen Regionen nimmt diese bis zu 900% des Grundwertes an. Diese hohen Abweichungen lassen sich wahrscheinlich im Wesentlichen dadurch erklären, dass es nicht ausreicht, die Wolkeneigenschaften durch Einteilung der Daten in lediglich zwei Mengen mit in Betracht zu ziehen. $\tau_{c_{liq}}$ ist einfach die primäre Einflussgröße auf die LPA und sollte auf jeden Fall genauer berücksichtigt werden.

Mulitiple lineare Regression

Aus den oben genannten Ergebnissen schließend ist das Durchführen einer multiplen linearen Regression der nächste logische Schritt. Die LPA wird so als Funktion der optischen Dicke von Flüssigwasserwolken $\tau_{c_{liq}}$ und der AOD dargestellt. Von beiden Parametern gehen die jeweils logarithmischen Werte in die Berechnung ein.

Im Großen und Ganzen ähneln die Ergebnisse der multiplen Regressionsrechnung denen der einfachen im Bezug auf die Vorzeichen der Regressionskoeffizienten für die AOD (a_2) und deren Änderung mit steigendem UV-AI. Es sind aber auch wesentliche Verbesserungen gegenüber den vorherigen Rechnungen zu erkennen. Der y-Achsenabschnitt (a_0) stellt die LPA in Abwesenheit von Wolken und Aerosolen dar und nimmt für keine Region einen Wert von > 0.15 an, womit dieser Wert durchaus realistisch ist. Des Weiteren wird die Bedeutung von $\tau_{c_{liq}}$ für die LPA einer Situation unterstrichen. Der Wert des Regressionskoeffizienten für $\tau_{c_{liq}}$ (a_1) ist immer positiv und in jeder Region mindestens eine Größenordnung größer als der für die AOD. Der Regressionskoeffizienten a_0 und a_1 können als statistisch relevant angesehen werden, da das berechnete 95% Konfidenzintervall für a_0 fast immer weniger als 10% und das von a_1 immer, bis auf einen Fall, weniger als 10% des Grundwertes beträgt.

Die Regressionskoeffizienten a_2 haben, wie erwähnt, meist das gleiche Vorzeichen wie bei der einfachen linearen Regression. Allerdings wird in diesem Fall nicht die Standardabweichung, sondern das 95% Konfidenzintervall berechnet. In mehr als 50% aller berechneten Fälle beträgt dieses weniger als 50% und in insgesamt nur sechs (von 48) Fällen mehr als 100% des Grundwertes von a_2 . Das Konfidenzintervall nimmt für alle Regressionskoeffizienten mit zunehmendem Schwelenwert für den UV-AI zu, da immer weniger Messungen in die Berechnung der Regression mit eingehen.

Theoretisch sollte das Vorhandensein absorbierender Aerosole in bewölkten Situationen, in denen einen relativ große Chance besteht, dass diese oberhalb der Wolken liegen, zu einer Albedoerniedrigung führen. Es gibt allerdings drei Regionen, in denen der Regressionskoeffizient a_2 immer positiv ist und mit zunehmendem UV-AI sogar ansteigt. Bei diesen Regionen handelt es sich bei zweien um von anthropogenen Aerosolen weitestgehend unbelasteten Regionen (tropischer Pazifik und südliche Ozeane) und bei der dritten um den Nordatlantik, bei welchem jedoch ein Einfluss durch anthropogene Aerosole keinesfalls ausgeschlossen werden kann. Es liegt der Verdacht nahe, dass es sich bei den Messungen im tropischen Pazifik und in den südlichen Ozeanen um Fehlinterpretationen des OMI Algorithmus' (Levelt u. a., 2002) handelt, da hier auffallend oft auffallend hohe Werte des UV-AI gemessen werden. Exemplarisch seien hier die ermittelten Werte des UV-AI für den 21.2.2005 für das Gebiet zwischen 40° S und 60° S in Abb. 6.1 dargestellt.

Allein anhand dieses einzigen Tages an Messungen für die Region in den südlichen Ozeanen ist zu erkennen, dass der UV-AI in weit mehr als der Hälfte der Fälle Werte > 0.4 und in immer noch vielen Situationen > 0.8 ist. Diese Verteilung der Werte des UV-AI ist ähnlich für den tropischen Pazifik und findet sich an allen Messtagen. Diese Regionen sollten im Mittel unbeeinflusst von absorbierenden Aerosolen, welche in der Theorie einen hohen UV-AI bewirken, sein. Es kann allerdings in den südlichen Ozeanen vorkommen, dass vereinzelte Aerosolwolken, z.B. von Waldbränden in Australien, mit den vorherrschenden Westwinden in diese Gebiete advehiert werden und hohe Werte des UV-AI bewirken (Torres u. a., 2007). Hierbei handelt es sich allerdings um temporäre und nicht um persistente Erscheinungen.



Abbildung 6.1: UV-AI Messungen am 21.2.2005 zwischen 40° S und 60° S

Da in den Regionen des tropischen Pazifik und der südlichen Ozeane im Mittel nur sehr geringe Konzentrationen absorbierender Aerosole vorliegen, kann auch keine Erniedrigung der Albedo stattfinden. Es ist also davon auszugehen, dass die positiven Regressionskoeffizienten a_2 für diese Gebiete allein auf das Vorhandensein von Seesalzaerosol zurückzuführen ist. Dieses dient als Kondensationskeim, womit auch die Albedo der Wolken mit zunehmender AOD zunimmt. Der UV-AI kann in dieser Region demnach nur verwendet werden, wenn Grund zu der Annahme besteht, dass dort signifikante Belastung durch absorbierende Aerosole vorhanden ist. Im statistischen Sinne ist der UV-AI hier wertlos.

Die Gründe für die durchgehend positiven Werte von a_2 für den Nordatlantik und vereinzelte positive Werte in anderen Regionen bei hohem UV-AI können auf noch vorhandene Ungenauigkeiten in der Bestimmung der LPA als Funktion der vorhandenen Aerosole zurückgeführt werden.

Die Ergebnisse der multiplen Regression werden als Endprodukt der statistischen Analyse dieser Diplomarbeit angesehen, da es gelungen ist, die lokale planetare Albedo einer bewölkten Situation als Funktion von der Konzentration an absorbierenden Aerosolen und natürlich auch der optischen Dicke der Wolken darzustellen. Die Resultate sind allerdings zum Teil noch sehr ungenau. Diese Ungenauigkeiten können entweder durch das Verwenden von mehr Daten (z.B. längeren Zeiträumen) oder einem modifizierten Ansatz zur Bestimmung der funktionellen Abhängigkeit der LPA von den Umgebungsparametern reduziert werden.

Berechnung des Strahlungsantriebes

Mit der aus der dreidimensionalen Regression hervorgegangenen funktionellen Abhängigkeit der LPA von $\tau_{c_{liq}}$ und der AOD für jede Region wurde aus den vorliegenden Daten der Strahlungsantrieb bedingt durch den direkten Aerosoleffekt anthropogener absorbierender Aerosole in Gegenwart von Wolken berechnet. Mit steigendem UV-AI stechen besonders die Regionen mit positivem Strahlungsantrieb hervor, in denen auch eine starke Belastung durch eben diese Aerosole vermutet wird. Es ist ebenfalls ein ausgeprägter Jahresgang desselben zu erkennen, wobei das Maximum jeweils in der Jahreszeit mit der höchsten Belastung auftritt. Dies ist besonders gut am Beispiel der Region vor der südwestafrikanischen Küste zu erläutern. Während den Monaten des nordhemisphärischen Winters ist der positive Strahlungsantrieb in dieser Region recht gering, während dieser in den Sommermonaten mehr als 10 $\frac{W}{m^2}$ im Mittel betragen kann. Diese hohen Werte sind vergleichbar mit den von Keil u. Haywood (2003) berechneten.

Die globalen Mittelwerte dieses Strahlungsantriebes betragen bei Berücksichtigung aller Aerosole $\approx -0.39 \frac{W}{m^2}$ und werden mit steigendem UV-AI positiv. Bei der Verwendung von Aerosolen in Situationen mit einem UV-AI > 1 beträgt das globale Mittel in Abhängigkeit von der Jahreszeit demnach zwischen +0.016 und +0.1 $\frac{W}{m^2}$. Diese Werte sind von durchaus sinnvoller Größenordnung, womit die in dieser Arbeit vorgeschlagenen Methoden als im Wesentlichen korrekte Ansätze gesehen werden können.

6.2 Ausblick

Es gibt zwei Punkte, an denen angesetzt werden kann, um die Ergebnisse dieser Arbeit zu präzisieren. Zum einen kann die Identifikation absorbierender Aerosole oberhalb von Wolken verbessert und zum anderen die funktionelle Abhängigkeit der LPA von diesen genauer bestimmt werden.

Um die Identifikation der absorbierenden Aerosole oberhalb von Wolken zu verbessern, könnte der Ansatz nach Haywood u. a. (2004) nochmals aufgegriffen werden. Die Analyse müsste dann mit viel mehr Daten (global, jährlich) und höherwertigen statistischen Methoden durchgeführt werden, um ein eventuell besseres Ergebnis zu erzielen. Des Weiteren kann versucht werden, die Information über die Vertikalpositionen der Aerosol- und Wolkenschichten mit in eine statistische Analyse einzubeziehen. Daten von CALIOP sind hierzu geradezu prädestiniert, da diese die exakte Position der Schichten wiedergeben sollten. Vorher müsste allerdings der CALIOP Algorithmus verbessert werden. Zudem müssen statistische Methoden auf die Messergebnisse angewandt werden, um die mit dem schmalen Lidar-Strahl gemessenen Daten in horizontaler Richtung zu extrapolieren, da sonst eine globale Studie nur schwer möglich ist. Außerdem können Messdaten von MISR (Multiangle Imaging SpectroRadiometer, (Diner u. a., 1998)) verwendet werden, um die Höhe von Aerosolschichten zu bestimmen. MISR hat allerdings eine wesentlich geringere räumliche Auflösung als MODIS.

Die Bestimmung der funktionellen Abhängigkeit der LPA von den Umgebungsparametern wie den Wolken und der vorhandenen Aerosolkonzentration kann ebenfalls noch verbessert werden. Das mathematische Modell der linearen Regression ist eines der einfachsten, was auf diese Art von Problem angewandt werden kann. Womöglich ist eine stichfesterere Bestimmung der funktionellen Zusammenhänge durch das implementieren höherer mathematischer Modelle, wie z.B. neuronaler Netze o.ä., zu erreichen. Des Weiteren gehen die Wolkeneigenschaften bisher nur in Form der optischen Dicke τ_{cliq} in die Regressionen mit ein. Diese kann jedoch durch Ausbildung des indirekten Aerosoleffektes modifiziert werden, da die Position der Aerosole relativ zu den Wolken unbekannt ist. Um den indirekten Aerosoleffekt genauer berücksichtigen zu können, könnten die Wolkeneigenschaften in Form des Flüssigwassergehalts (z.B. aus Messungen von AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer) (Kawanishi u.a., 2003)) derselben in den Berechnungen berücksichtigt werden, da dieser nicht durch den indirekten Aerosoleffekt beeinflusst wird.

6.3 Fazit

In dieser Arbeit werden zum einen die Möglichkeiten der Identifikation absorbierender Aerosole oberhalb von Wolken und deren Strahlungsantrieb, bedingt durch den direkten Aerosoleffekt, untersucht.

Die Identifikation absorbierender Aerosole oberhalb von Wolken allein aus Satellitendaten gestaltet sich als äußerst schwierig, da es mit den üblichen passiven Fernerkundungsmethoden nicht möglich ist, die vertikale Position von Aerosol- und Wolkenschichten in ein und derselben Situation zu bestimmen. Mit Hilfe des Instruments CALIOP, ein Lidar und damit aktives Messinstrument, wird eine Methode vorgestellt, mit der Messungen von MODIS (Wolkeneigenschaften "warmer" Wolken) und OMI (Aerosoleigenschaften, UV-AI) so kombiniert werden können, dass mit großer Wahrscheinlichkeit Situationen von absorbierenden Aerosolen in Gegenwart von Wolken ermittelt werden. Diese Methodik ist allerdings mit Unsicherheiten behaftet, da keine Information über die vertikale Verteilung mehr vorliegt.

Die zuverlässige Ermittlung einer funktionellen Abhängigkeit der lokalen planetaren Albedo in Abhängigkeit absorbierender Aerosole in Gegenwart von Wolken gestaltet sich als nicht minder schwierig. Der UV-AI, welcher zur qualitativen Ortung absorbierender Aerosole durchaus geeignet ist, ist als quantitatives Maß für die vorhandene Menge absorbierender Aerosole nicht geeignet. Stattdessen wird ein funktioneller Zusammenhang zwischen der LPA und der vorhandenen Aerosolkonzentration hergeleitet und der UV-AI lediglich als Indikator benutzt. Das einfache mathematische Modell der linearen Regression ist dazu geeignet, die erwarteten Effekte absorbierender Aerosole in Gegenwart von Wolken (Erniedrigung der LPA) wiederzugeben, auch wenn die Ergebnisse noch oft ungenau sind.

Es besteht durchaus noch Spielraum zur Präzisierung der Ergebnisse dieser Arbeit. Dazu gehört zum einen die Berücksichtigung von mehr Daten in der statistischen Analyse und zum anderen die Verwendung weiterer, auf Satelliten montierten, Instrumente, um die Unsicherheiten dieses komplexen Problems zu reduzieren.

Anhang A

Die LPA als $f(\ln(AOD))$ für alle Regionen

A.1 Funktionelle Abhängigkeit



Abbildung A.1: LPA als f(AOD) für Situationen mit 100% Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken in den Regionen 3 - 11. Die Legende in Abb. A.2(g) gilt für alle Abbildungen. Vgl. auch mit Abb. 5.9



Abbildung A.2: LPA als f(AOD) für Situationen mit 100% Bedeckungsgrad von Flüssigwasserwolken in den Regionen 12 - 18. Die Legende in Abb. A.2(g) gilt für alle Abbildungen. Vgl. auch mit Abb. 5.9

A.2 Häufigkeitsverteilungen



Abbildung A.3: Häufigkeitsverteilung für die Regionen 3 - 11 der Abb. A.1. Die Legende in Abb. A.3(a) gilt für alle Abbildungen.



Abbildung A.4: Häufigkeitsverteilung für die Regionen 12 - 18 der Abb. A.2. Die Legende in Abb. A.3(a) gilt für alle Abbildungen.

Anhang B

Ergebnisse der linearen Regressionen

B.1 2D Regression

Region	$\tau_{c_{liq}}$	$a_0(\text{alle UV-AI})$	a_1 (alle UV-AI)·10 ⁻²	$a_0(\text{UV-AI}) > 0)$	$a_1(\text{UV-AI}) > 0) \cdot 10^{-2}$	$a_0(\text{UV-AI} > 0.7)$	$a_1(\text{UV-AI} > 0.7) \cdot 10^{-2}$	$a_0(\text{UV-AI} > 1)$	$a_1(\text{UV-AI} > 1) \cdot 10^{-2}$
3	4 - 10 > 10	$0.308 \\ 0.406$	$\begin{array}{c} 1.24 \pm 0.03 \\ 2.11 \pm 0.05 \end{array}$	$0.313 \\ 0.415$	$\begin{array}{c} 1.29 \pm 0.04 \\ 2.19 \pm 0.05 \end{array}$	$0.311 \\ 0.424$	$\begin{array}{c} 1.54 \pm 0.09 \\ 3 \pm 0.13 \end{array}$	$0.306 \\ 0.42$	${1.58 \pm 0.17} \\ {3.58 \pm 0.24}$
4	4 - 10 > 10	$0.242 \\ 0.331$	$\begin{array}{c} 1.06 \pm 0.03 \\ 0.25 \pm 0.06 \end{array}$	$0.24 \\ 0.329$	-1.42 ± 0.04 -0.32 ± 0.06	0.238 0.33	-1.99 ± 0.06 -0.82 ± 0.09	$0.237 \\ 0.329$	-2.39 ± 0.08 -1.24 ± 0.013
5	4 - 10 > 10	$0.259 \\ 0.364$	$\begin{array}{c} 0.59 \pm 0.07 \\ 2.5 \pm 0.09 \end{array}$	$0.279 \\ 0.393$	$\begin{array}{c} 0.61 \pm 0.09 \\ 2.59 \pm 0.11 \end{array}$	$0.283 \\ 0.432$	-0.07 ± 0.22 3.45 ± 0.24	$0.265 \\ 0.439$	$-0.78 \pm 0.35 \\ 4.3 \pm 0.42$
6	4 - 10 > 10	$0.242 \\ 0.355$	$-0.1 \pm 0.05 \\ 1.35 \pm 0.08$	$0.265 \\ 0.383$	${}^{-0.01}\pm 0.07 \\ 1.34\pm 0.09$	$0.285 \\ 0.402$	-0.22 ± 0.15 0.43 ± 0.17	$0.29 \\ 0.403$	-0.21 ± 0.24 0.08 ± 0.28
7	4 - 10 > 10	$0.265 \\ 0.36$	-0.13 ± 0.12 1.7 ± 0.1	$0.264 \\ 0.361$	-0.66 ± 0.14 -2.35 ± 0.11	$0.263 \\ 0.359$	-1.14 ± 0.2 -3.44 ± 0.15	$0.265 \\ 0.356$	$-1.08 \pm 0.26 \\ -4.39 \pm 0.2$
8	4 - 10 > 10	$0.256 \\ 0.365$	-0.25 ± 0.17 -0.95 ± 0.22	$0.265 \\ 0.381$	-0.13 ± 0.22 -0.75 ± 0.24	$0.273 \\ 0.413$	-0.09 ± 0.42 0.61 ± 0.45	0.272 0.392	$-0.32 \pm 0.59 \\ 0.12 \pm 0.78$
9	4 - 10 > 10	$0.215 \\ 0.354$	-0.62 ± 0.17 2.68 ± 0.22	$0.214 \\ 0.387$	-1.33 ± 0.21 2.91 ± 0.27	$0.186 \\ 0.416$	-5.1 ± 0.41 1.77 ± 0.51	$0.17 \\ 0.412$	-6.1 ± 0.57 1.29 ± 0.81
10	4 - 10 > 10	$0.28 \\ 0.354$	${1.81 \pm 0.06} \ {2.89 \pm 0.1}$	$0.293 \\ 0.375$	-0.42 ± 0.08 2.66 ± 0.12	$0.308 \\ 0.412$	$\begin{array}{c} 1.35 \pm 0.23 \\ 3.5 \pm 0.32 \end{array}$	$0.303 \\ 0.399$	$1.03 \pm 0.39 \\ 3.14 \pm 0.59$
11	4 - 10 > 10	$0.224 \\ 0.332$	${}^{-0.33} \pm 0.05 \\ 1.13 \pm 0.09$	$0.227 \\ 0.345$	${}^{-0.42} \pm 0.06 \\ 1.34 \pm 0.1$	$0.218 \\ 0.339$	$^{-1.34} \pm 0.11$ 0.67 ± 0.18	$0.214 \\ 0.327$	$^{-1.94} \pm 0.17$ 0.03 ± 0.28
12	4 - 10 > 10	0.273 0.388	$\begin{array}{c} 0.07 \pm 0.08 \\ 1.08 \pm 0.09 \end{array}$	0.282 0.41	$\begin{array}{c} 0.72 \pm 0.11 \\ 0.99 \pm 0.11 \end{array}$	$0.275 \\ 0.431$	$\begin{array}{c} -2.31 \pm 0.22 \\ 0.7 \pm 0.2 \end{array}$	$0.254 \\ 0.427$	-3.52 ± 0.31 0.49 ± 0.35
13	4 - 10 > 10	0.28 0.383	$\begin{array}{c} 0.71 \pm 0.2 \\ 0.42 \pm 0.12 \end{array}$	$0.302 \\ 0.414$	$\begin{array}{c} 0.72 \pm 0.3 \\ \text{-}0.09 \pm 0.15 \end{array}$	$0.329 \\ 0.442$	$-0.28 \pm 0.69 \\ -0.59 \pm 0.27$	$0.335 \\ 0.444$	-0.61 ± 1.02 -0.76 ± 0.43
14	4 - 10 > 10	0.266 0.367	${1.36 \pm 0.04} \\ {3.4 \pm 0.06}$	0.286 0.392	$\begin{array}{c} 1.66 \pm 0.05 \\ 3.56 \pm 0.07 \end{array}$	$0.306 \\ 0.412$	$\begin{array}{c} 1.82 \pm 0.14 \\ 3.77 \pm 0.15 \end{array}$	$0.298 \\ 0.406$	$\begin{array}{c} 1.42 \pm 0.24 \\ 3.86 \pm 0.26 \end{array}$
15	4 - 10 > 10	$0.238 \\ 0.295$	$-0.45 \pm 0.27 \\ -3.47 \pm 0.86$	$0.237 \\ 0.29$	-0.69 ± 0.31 -5.69 ± 1.01	$0.238 \\ 0.282$	-0.61 ± 0.041 -9.18 ± 1.28	$0.238 \\ 0.288$	-1.05 ± 0.46 -10 ± 1.42
16	4 - 10 > 10	0.251 0.361	$\begin{array}{c} 0.18 \pm 0.08 \\ \text{-}0.24 \pm 0.1 \end{array}$	0.262 0.392	-0.15 ± 0.12 -0.98 ± 0.12	$0.26 \\ 0.42$	-1.19 ± 0.27 -2.67 ± 0.21	$0.257 \\ 0.425$	-1.15 ± 0.41 -4.18 ± 0.3
17	4 - 10 > 10	$0.214 \\ 0.304$	-0.87 ± 0.08 0.35 ± 0.14	$0.21 \\ 0.307$	-1.48 ± 0.1 -0.2 ± 0.16	$0.213 \\ 0.319$	-1.9 ± 0.17 0.08 ± 0.26	$0.221 \\ 0.334$	-1.54 ± 0.27 1.3 ± 0.37
18	4 - 10 > 10	0.187 0.269	$^{-1.4} \pm 0.06$ 0.69 ± 0.14	$0.183 \\ 0.263$	-2.13 ± 0.07 -0.61 ± 0.16	$0.177 \\ 0.247$	$-3.14 \pm 0.12 \\ -3.43 \pm 0.29$	$0.179 \\ 0.248$	$\begin{array}{c} -2.48 \pm 0.16 \\ -3.53 \pm 0.43 \end{array}$

Tabelle B.1: Koeffizienten der einfachen Regressionsrechnung

Region	$ au_{c_{liq}}$	r(alle UV-AI)	r(UV-AI) > 0)	r(UV-AI > 0.7)	r(UV-AI > 1)
3	4 - 10	0.1	0.1	0.12	0.14
	> 10	0.13	0.14	0.18	0.22
4	4 - 10	-0.12	-0.15	-0.19	-0.19
	> 10	0.02	-0.03	-0.07	-0.09
5	4 - 10	0.04	0.05	-0.01	-0.06
0	> 10	0.15	0.16	0.22	0.27
6	4 - 10	-0.01	-0.001	-0.02	-0.02
0	> 10	0.1	0.1	0.03	0.06
7	4 - 10	-0.02	-0.08	-0.12	-0.09
•	> 10	-0.15	-0.22	-0.3	-0.33
8	4 - 10	-0.03	-0.02	-0.01	-0.05
0	> 10	-0.07	-0.06	0.05	0.01
0	4 - 10	-0.04	-0.08	-0.3	-0.39
9	> 10	0.12	0.13	0.08	0.07
10	4 - 10	0.11	0.09	0.09	0.08
	> 10	0.14	0.19	0.19	
11	4 - 10	-0.03	-0.04	-0.15	-0.25
11	> 10	0.07	0.08	0.05	0.002
19	4 - 10	0.01	-0.02	-0.26	-0.44
12	> 10	0.08	0.08	0.06	0.04
13	4 - 10	0.05	0.05	-0.02	-0.04
10	> 10	0.03	-0.01	-0.04	-0.05
14	4 - 10	0.08	0.1	0.11	0.1
14	> 10	0.16	0.18	0.21	0.24
15	4 - 10	-0.05	-0.07	-0.06	-0.1
19	> 10	-0.17	-0.27	-0.44	-0.5
16	4 - 10	0.02	-0.01	-0.09	-0.08
	> 10	-0.02	-0.07	-0.17	-0.24
17	4 - 10	-0.06	-0.1	-0.14	-0.11
	> 10	0.02	-0.01	0.004	0.08
18	4 - 10	-0.15	-0.21	-0.24	-0.17
10	> 10	0.05	-0.04	-0.21	-0.2

Tabelle B.2: Korrelationskoeffizienten der einfachen Regressionsrechnung

B.2 3D Regression

			alle UV-AI			UV-AI > 0			$\rm UV\text{-}AI > 0.7$			UV-AI > 1	
Region		$a_0 \cdot 10^{-2}$	$a_1 \cdot 10^{-2}$	$a_2 \cdot 10^{-2}$	$a_0 \cdot 10^{-2}$	$a_1 \cdot 10^{-2}$	$a_2 \cdot 10^{-2}$	$a_0 \cdot 10^{-2}$	$a_1 \cdot 10^{-2}$	$a_2 \cdot 10^{-2}$	$a_0 \cdot 10^{-2}$	$a_1 \cdot 10^{-2}$	$a_2 \cdot 10^{-2}$
3	abs rel [%]	$10.39 \pm 0.15 \\ \pm 1.47$	${10.78 \pm 0.05 \atop \pm 0.46}$	${1.27 \pm 0.04} \pm 3.49$	$9.93 \pm 0.18 \pm 1.84$	${11.20 \pm 0.06 \atop \pm 0.52}$	${1.30 \pm 0.05 \atop \pm 4.07}$	$11.72 \pm 0.49 \\ \pm 4.15$	${10.55 \pm 0.15} \pm 1.45$	${1.92 \pm 0.14} \pm 7.37$	$13.94 \pm 0.95 \\ \pm 6.83$	$9.48 \pm 0.32 \pm 3.33$	$2.30 \pm 0.27 \\ \pm 11.80$
4	abs rel [%]	$6.20 \pm 0.20 \pm 3.17$	$9.83 \pm 0.08 \pm 0.85$	$^{-0.69} \pm 0.05 \\ \pm 7.81$	$\begin{array}{c} 4.98 \pm 0.20 \\ \pm 4.07 \end{array}$	${10.33 \pm 0.09 \atop \pm 0.84}$	$^{-1.07} \pm 0.06 \\ \pm 5.27$	$3.55 \pm 0.26 \\ \pm 7.29$	${11.04 \pm 0.11} \pm 1.04$	$^{-1.39} \pm 0.09 \\ \pm 6.32$	$2.95 \pm 0.30 \\ \pm 10.12$	${11.32 \pm 0.13} \pm 1.17$	$^{-1.65} \pm 0.12 \\ \pm 7.32$
5	abs rel [%]	${10.11 \pm 0.36} \pm 3.61$	$8.77 \pm 0.12 \\ \pm 1.39$	${1.20 \pm 0.11} \pm 9.06$	$10.21 \pm 0.44 \\ \pm 4.32$	$9.75 \pm 0.15 \pm 1.51$	${1.23 \pm 0.13} \pm 10.59$	$9.60 \pm 1.03 \\ \pm 10.76$	${10.91 \pm 0.36} \pm 3.29$	$1.32 \pm 0.30 \\ \pm 22.80$	$6.98 \pm 1.69 \pm 24.25$	$11.79 \pm 0.62 \\ \pm 5.26$	${1.26 \pm 0.50 \atop \pm 39.89}$
6	abs rel [%]	$5.34 \pm 0.30 \\ \pm 5.68$	$10.29 \pm 0.11 \\ \pm 1.10$	$\begin{array}{c} 0.39 \pm 0.08 \\ \pm 21.48 \end{array}$	$6.16 \pm 0.38 \\ \pm 6.17$	$10.96 \pm 0.14 \\ \pm 1.27$	$0.41 \pm 0.10 \\ \pm 25.53$	$6.46 \pm 0.75 \\ \pm 11.61$	$11.62 \pm 0.28 \\ \pm 2.40$	${}^{-0.10} \pm 0.20 \\ \pm 203.21$	$6.91 \pm 1.16 \\ \pm 16.83$	$11.51 \pm 0.44 \\ \pm 3.81$	$-0.40 \pm 0.33 \\ \pm 82.33$
7	abs rel [%]	$5.09 \pm 0.42 \\ \pm 8.20$	${11.17 \pm 0.16} \pm 1.42$	${}^{+0.31} \pm 0.14 \\ \pm 43.58$	$4.67 \pm 0.43 \\ \pm 9.14$	${11.40 \pm 0.16} \pm 1.44$	${}^{-0.68 \pm 0.14}_{\pm 20.82}$	$4.01 \pm 0.49 \\ \pm 12.18$	${11.78 \pm 0.19 \atop \pm 1.65}$	${}^{-0.81 \pm 0.19}_{\pm 23.57}$	$3.13 \pm 0.53 \\ \pm 16.83$	$12.19 \pm 0.21 \\ \pm 1.76$	$-0.98 \pm 0.25 \pm 25.13$
8	abs rel [%]	$4.65 \pm 0.72 \\ \pm 15.39$	$10.90 \pm 0.24 \pm 2.17$	$-0.53 \pm 0.24 \pm 45.96$	$5.07 \pm 0.89 \\ \pm 17.61$	$11.04 \pm 0.28 \\ \pm 2.57$	${}^{-0.47}_{\pm \ 61.45}$	$7.73 \pm 1.81 \\ \pm 23.44$	$10.49 \pm 0.56 \pm 5.37$	$\begin{array}{c} 0.24 \pm 0.55 \\ \pm 227.08 \end{array}$	$7.90 \pm 2.89 \pm 36.64$	$\begin{array}{c} 10.10 \pm 0.95 \\ \pm 9.37 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.07 \pm 0.88 \\ \pm 1268.06 \end{array}$
9	abs rel [%]	$6.80 \pm 0.76 \pm 11.15$	$9.07 \pm 0.25 \pm 2.80$	$\begin{array}{c} 0.92 \pm 0.26 \\ \pm 28.68 \end{array}$	$4.00 \pm 0.92 \\ \pm 23.13$	${10.87 \pm 0.31} \pm 2.88$	$\begin{array}{c} 0.59 \pm 0.32 \\ \pm 54.17 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.34 \pm 1.77 \\ \pm 519.46 \end{array}$	$12.41 \pm 0.64 \pm 5.13$	$^{-1.72} \pm 0.61 \\ \pm 35.57$	$-3.70 \pm 2.66 \pm 71.91$	$13.48 \pm 1.05 \pm 7.79$	$^{-2.76} \pm 0.90 \\ \pm 32.63$
10	abs rel [%]	${15.01 \pm 0.35} \pm 2.35$	$7.13 \pm 0.12 \\ \pm 1.64$	$2.11 \pm 0.11 \pm 5.00$	$14.41 \pm 0.45 \\ \pm 3.12$	$8.10 \pm 0.15 \\ \pm 1.85$	${1.81 \pm 0.13} \pm 7.41$	$16.74 \pm 1.26 \\ \pm 7.52$	$8.17 \pm 0.43 \\ \pm 5.28$	$2.05 \pm 0.36 \pm 17.60$	$17.64 \pm 2.28 \\ \pm 12.90$	$7.52 \pm 0.80 \\ \pm 10.70$	${1.83 \pm 0.64} \pm 34.66$
11	abs rel [%]	$4.71 \pm 0.26 \\ \pm 5.62$	$9.98 \pm 0.10 \\ \pm 0.97$	$\begin{array}{c} 0.23 \pm 0.09 \\ \pm 37.49 \end{array}$	$4.27 \pm 0.30 \\ \pm 7.10$	${10.47 \pm 0.11} \pm 1.04$	$\begin{array}{c} 0.30 \pm 0.10 \\ \pm 33.60 \end{array}$	$4.41 \pm 0.54 \\ \pm 12.30$	${\begin{array}{r} 10.14 \pm 0.21 \\ \pm 2.06 \end{array}}$	${}^{-0.25 \pm 0.17}_{\pm 68.94}$	$5.81 \pm 0.90 \\ \pm 15.44$	$9.23 \pm 0.37 \\ \pm 4.01$	$-0.75 \pm 0.28 \pm 37.22$
12	abs rel [%]	$10.76 \pm 0.37 \\ \pm 3.46$	$9.26 \pm 0.13 \\ \pm 1.38$	$\begin{array}{c} 0.58 \pm 0.11 \\ \pm 19.43 \end{array}$	$10.26 \pm 0.49 \\ \pm 4.75$	${10.08 \pm 0.17} \pm 1.64$	$\begin{array}{c} 0.51 \pm 0.14 \\ \pm 27.76 \end{array}$	$10.46 \pm 0.98 \\ \pm 9.38$	${10.37 \pm 0.34} \pm 3.29$	$-0.12 \pm 0.27 \\ \pm 226.41$	$7.53 \pm 1.56 \pm 20.72$	$11.02 \pm 0.57 \\ \pm 5.16$	$^{-0.47} \pm 0.46 \\ \pm 97.55$
13	abs rel [%]	$9.97 \pm 0.62 \\ \pm 6.19$	$9.04 \pm 0.18 \pm 2.04$	$\begin{array}{c} 0.19 \pm 0.19 \\ \pm 102.10 \end{array}$	$10.89 \pm 0.76 \pm 7.00$	$9.58 \pm 0.22 \\ \pm 2.35$	${}^{+0.31} \pm 0.23 \\ \pm 76.05$	$15.93 \pm 1.39 \pm 8.75$	$8.73 \pm 0.41 \\ \pm 4.66$	$-0.78 \pm 0.44 \pm 55.89$	$19.15 \pm 2.11 \\ \pm 11.03$	$7.80 \pm 0.62 \pm 7.92$	$-0.82 \pm 0.70 \pm 85.86$
14	abs rel [%]	$13.13 \pm 0.21 \\ \pm 1.57$	$7.78 \pm 0.06 \pm 0.83$	$2.01 \pm 0.07 \pm 3.28$	$13.17 \pm 0.25 \\ \pm 1.93$	$8.70 \pm 0.08 \\ \pm 0.91$	$2.20 \pm 0.08 \pm 3.66$	$16.30 \pm 0.64 \\ \pm 3.94$	$8.23 \pm 0.20 \pm 2.41$	$2.49 \pm 0.19 \pm 7.81$	$18.27 \pm 1.20 \pm 6.58$	$7.23 \pm 0.38 \pm 5.26$	$2.53 \pm 0.34 \\ \pm 13.57$
15	abs rel [%]	$9.12 \pm 1.14 \pm 12.54$	$8.32 \pm 0.54 \pm 6.52$	$-0.45 \pm 0.58 \pm 128.24$	$7.45 \pm 1.27 \pm 17.06$	$9.16 \pm 0.62 \\ \pm 6.79$	${}^{-0.99} \pm 0.67 \\ \pm 67.69$	$5.72 \pm 1.55 \pm 27.13$	$10.05 \pm 0.80 \\ \pm 7.98$	$^{-1.74} \pm 0.89 \\ \pm 51.05$	$5.07 \pm 1.76 \pm 34.61$	${10.53 \pm 0.93} \pm 8.80$	$-2.10 \pm 1.00 \pm 47.46$
16	abs rel [%]	$5.79 \pm 0.30 \pm 5.21$	$10.29 \pm 0.11 \pm 1.09$	$0.13 \pm 0.12 \\ \pm 92.96$	$5.00 \pm 0.40 \pm 7.94$	$11.38 \pm 0.14 \pm 1.27$	$-0.39 \pm 0.15 \pm 38.49$	$2.96 \pm 0.66 \pm 22.36$	$12.66 \pm 0.24 \pm 1.86$	$-1.53 \pm 0.28 \pm 18.07$	$1.57 \pm 0.85 \\ \pm 53.70$	$13.28 \pm 0.30 \pm 2.26$	$-2.07 \pm 0.39 \pm 18.76$
17	abs rel [%]	$5.81 \pm 0.41 \\ \pm 6.97$	$8.71 \pm 0.15 \\ \pm 1.67$	$-0.38 \pm 0.14 \pm 37.09$	$3.97 \pm 0.46 \\ \pm 11.52$	$9.52 \pm 0.17 \\ \pm 1.76$	${}^{-0.90} \pm 0.16 \\ \pm 17.56$	$5.00 \pm 0.76 \\ \pm 15.09$	$9.50 \pm 0.30 \pm 3.20$	$-0.81 \pm 0.27 \pm 33.59$	$6.46 \pm 1.09 \\ \pm 16.93$	$9.42 \pm 0.46 \\ \pm 4.91$	$0.12 \pm 0.41 \\ \pm 329.52$
18	abs rel [%]	$7.81 \pm 0.39 \pm 5.00$		$-0.51 \pm 0.11 \pm 22.13$	$5.48 \pm 0.44 \pm 8.09$	$7.52 \pm 0.22 \pm 2.89$	$-1.34 \pm 0.13 \pm 9.60$	$2.89 \pm 0.61 \\ \pm 21.18$	$8.50 \pm 0.31 \pm 3.69$	$-2.73 \pm 0.22 \pm 7.97$	$2.67 \pm 0.72 \\ \pm 26.74$	$8.72 \pm 0.37 \pm 4.26$	$-2.21 \pm 0.30 \pm 13.48$

Tabelle B.3: Koeffizienten der dreidimensionalen Regressionsrechnung. Die Abweichungen geben das 95% Konfidenzintervall an, wobei die Zeile "rel[%]" das relative Konfidenzintervall in [%] angibt.

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

α	je nach Kontext lokale planetare Albedo (LPA) oder Ångström Koeffizient
Δr_e	Differenz effektiver Radien, es gilt $\Delta r_e = r_e(1.6 \ \mu \text{m}) - r_e(0.6 \ \mu \text{m})$
ω_0	Emfachstreualbedo (SSA)
τ_x	allg. fur optische Dicke, naher spezifiziert durch x
$T_{c_{liq}}$	optische Dicke von Fluessigwasserwolken (Wolken mit Wolkenoberkanten-
4	temperatur > 273 K)
A_g	Bodenaibedo in den Abschnitten zur Theorie von Satellitenmessungen
a_x	Regressionskoemzienten, naner spezinziert durch x
$F_s \downarrow \dots \dots \dots$	kurzweiliger, spektral gemittelter, abwarts gerichteter Strahlungsnuss in $\frac{m^2}{m^2}$
$F_s \mid \ldots \ldots$	kurzweiliger, spektral gemitteiter, aufwarts gerichteter Strahlungsnuss in $\frac{W}{2}$
AERONET	$\stackrel{m^2}{\text{AERosol RObotic NETwork}}$
AM	Akkumulations-Mode
AOD	Aerosol Optische Dicke
AS	ASien
AVIRIS	Airborne Visible/InfraRed Imaging Spectrometer
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CNES	Centre National d' Etudes Spatiales)
DJF	Dezember, Januar, Februar
EOS	Earth Observing System
IPCC AR4	Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report
JJA	Juni, Juli, August
KNMI	Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut
LPA	Lokale Planetare Albedo
LUT	Look Up Table
MAM	März, April, Mai
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
NA	N-Atlantik
NA-EU	NordAmerika, EUropa
NAF	Nördliches Afrika
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NEP	<u>NE-P</u> azifik
NIO	N-Indischer Ozean
NIR	Spektralbereich im Nahen InfraRot
NN	Normal Null
NWP	<u>NW-P</u> azifik
OCO	Orbiting Carbon Observatory
OMI	<u>O</u> zone <u>Monitoring</u> Instrument
OZ	<u>OZ</u> eanien
PARASOL	<u>Polarization & Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences cou-</u>

	pled with Observations from a Lidar
SAF	Südliches Afrika
SAM	SüdAmerika
SO	Südliche Ozeane
SON	September, Oktober, November
SSA	Single Scattering Albedo; Einfachstreualbedo
ТМ	Thematic Mapper
TNEA	Tropischer NE-Atlantik
TNWA	Tropischer NW-Atlantik; Karibik
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
ТР	Tropischer Pazifik
TSEA	$\overline{\mathrm{T}}$ ropischer $\overline{\mathrm{SE}}$ -Atlantik
TSWA	Tropischer SW-Atlantik
UV	Ultra Violett; ultra violetter Spektralbereich
UV-AI	UV Aerosol Index

Literaturverzeichnis

- [Ackerman u. a. 2000] ACKERMAN, A. S. ; TOON, O. B. ; STEVERRSAND, D. E. ; HEYMST-LELDAND, A. J. ; RAMANATHAN, V. ; WELTON, E. J.: Reduction of Tropical Cloudiness by Soot. In: Science 288 (2000), S. 1042 – 1047
- [Albrecht 1989] ALBRECHT, B. A.: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. In: Science 245 (1989), S. 1227 – 1230
- [Anderson u. a. 2003] ANDERSON, T. L.; CHARLSON, R. J.; WINKER, D. M.; OGREN, J. A.; HOLMEN, K.: Mesoscale variations of tropospheric aerosols. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 60 (2003), Nr. 1, S. 119 – 136
- [Arola u. a. 2007] AROLA, A. ; LINDFORS, A. ; NATUNEN, A. ; LEHTINEN, K. E. J.: A case study on biomass burning aerosols: effects on aerosol optical properties and surface radiation levels. In: Atmospheric Chemistry and Physics 7 (2007), Nr. 16, S. 4257 – 4266
- [Bellouin u. a. 2005] BELLOUIN, N. ; BOUCHER, O. ; HAYWOOD, J. ; REDDY, M. S.: Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements. In: *Nature* 438 (2005), S. 1138 1141
- [Bergstrom u. a. 2007] BERGSTROM, R. W.; PILEWSKIE, P.; RUSSEL, P. B.; REDEMANN, J.; BOND, T. C.; QUINN, P. K.; SIERAU, B.: Spectral absorption properties of atmospheric aerosols. In: Atmospheric Chemistry and Physics 7 (2007), S. 5937 5943
- [Chand u. a. 2008] CHAND, D. ; ANDERSON, T. L. ; WOOD, R. ; CHARLSON, R. J. ; HU, Y. ; LIU, Z. ; VAUGHAN, M.: Quantifying above-cloud aerosol using spaceborne lidar for improved understanding of cloudy-sky direct climate forcing. In: Journal of Geophysical Research-Atmospheres 113 (2008), Nr. D13. http://dx.doi.org/{10.1029/2007JD009433}. – DOI 10.1029/2007JD009433
- [Charlson u. Bolin 1976] CHARLSON, R. J.; BOLIN, B.: On the Role of the Tropospheric Sulfur Cycle in the Shortwave Radiative Climate of the Earth. In: *Ambio* 5 (1976), Nr. 2, S. 48 – 54
- [CNES 2008] CNES: Artist's impression of the A-train once completed. http://www.cnes.fr, 2008. - Online; accessed Aug 26, 2008
- [d'Almeida u. a. 1991] D'ALMEIDA, G. A.; KOEPKE, P.; SHETTLE, E.P.: Atmospheric aerosolsglobal climatology and radiative characteristics. A. Deepak Publishing, 1991 (Studies in geophysical optics and remote sensing). – ISBN 0–937194–22–0
- [Devasthale u. a. 2005] DEVASTHALE, A. ; KRÜGER, O. ; GRASSL, H.: Change in Cloud-Top Temperatures Over Europe. In: *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 2 (2005), Nr.
 3. http://dx.doi.org/10.1109/LGRS.2005.851736. - DOI 10.1109/LGRS.2005.851736

- [Devasthale u. a. 2006] DEVASTHALE, A.; KRUGER, O.; GRASSL, H.: Impact of ship emissions on cloud properties over coastal areas. In: *Geophysical Research Letters* 33 (2006), Nr. 2. http://dx.doi.org/{10.1029/2005GL024470}. - DOI 10.1029/2005GL024470
- [Diner u. a. 1998] DINER, D. J.; BECKERT, J. C.; REILLY, T. H.; BRUEGGE, C. J.; CONEL, J. E.; KAHN, R. A.; MARTONCHIK, J. V.; ACKERMAN, T. P.; DAVIES, R.; GERSTL, S. A. W.; GORDON, H. R.; MULLER, J. P.; MYNENI, R. B.; SELLERS, P. J.; PINTY, B.; VERSTRAETE, M. M.: Multi-angle Imaging SpectroRadiometer (MISR) Instrument description and experiment overview. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36 (1998), Nr. 4, S. 1072–1087
- [Dubovik u. a. 2002] DUBOVIK, O. ; HOLBEN, B. N. ; ECK, T. F. ; SMIRNOV, A. ; KAUFMAN, Y. J. ; KING, M. D. ; TANRÉ, D. ; SLUTSKER, I.: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 59 (2002), S. 590 – 608
- [de Graaf 2002] GRAAF, M. de: Sensitivity study of the residue method for the detection of aerosols from space-borne sensors. 2002. KNMI Scientific Report WR-2002-03
- [de Graaf u. a. 2005] GRAAF, M. de ; STAMMES, P. ; TORRES, O. ; KOELEMEIJER, R. B. A.: Absorbing Aerosol Index: Sensitivity Analysis, application to GOME and comparison with TOMS. In: *Journal of Geophysical Research* 110 (2005)
- [Grassl 1978] GRASSL, H.: Strahlung in getrübten Atmosphären und in Wolken. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, Heft 37, 1978
- [Haywood u. Boucher 2000] HAYWOOD, J. ; BOUCHER, O.: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. In: *Reviews of Geophysics* 38 (2000), Nr. 4, S. 513 543
- [Haywood u. a. 2004] HAYWOOD, J. ; OSBORNE, S. R. ; ABEL, S. J.: The effect of overlying aerosol layers on remote sensing retrievals of cloud effective radius and cloud optical depth.
 In: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 130 (2004), S. 779 800
- [Holben u. a. 2001] HOLBEN, B. N.; TANRÉ, D.; SMIRNOV, A.; ECK, T. F.; SLUTSKER, I.; ABUHASSAN, N.; NEWCOMB, W. W.; SCHAFER, J.; CHATENET, B.; LAVENUE, F.; KAUFMAN, Y. J.; VANDE CASTLE, J.; SETZER, A.; MARKHAM, B.; CLARK, D.; FROUIN, R.; HALTHORE, R.; KARNIELI, A.; O'NEILL, N. T.; PIETRAS, C.; PINKER, R. T.; VOSS, K.; ZIBORDI, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET. In: Journal of Geophysical Research 106 (2001), S. 12067 12097
- [IPCC 2007] IPCC: Summary for Policymakers. In: SOLOMON, S. (Hrsg.); QIN, D. (Hrsg.); MANNING, M. (Hrsg.); CHEN, Z. (Hrsg.); MARQUIS, M. (Hrsg.); AVERYT, K.B. (Hrsg.); M.TIGNOR (Hrsg.); MILLER, H.L. (Hrsg.): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007
- [Kaufman u. a. 1997a] KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; REMER, L. A.; VERMOTE, E. F.; CHU, A.; HOLBEN, B. N.: Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. In: *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102 (1997), Nr. D14, S. 17051 – 17067

- [Kaufman u. a. 1997b] KAUFMAN, Y. J.; WALD, A. E.; REMER, L. A.; GAO, B. C.; LI, R. R.; FLYNN, L.: The MODIS 2.1-µm channel - Correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35 (1997), Nr. 5, S. 1286 – 1298
- [Kawanishi u. a. 2003] KAWANISHI, T. ; SEZAI, T. ; ITO, Y. ; IMAOKA, K. ; TAKESHIMA, T. ; ISHIDO, Y. ; SHIBATA, A. ; MIURA, M. ; INAHATA, H. ; SPENCER, R. W.: The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41 (2003), Nr. 2, S. 184–194. http: //dx.doi.org/{10.1109/TGRS.2002.808331}. – DOI 10.1109/TGRS.2002.808331
- [Keil u. Haywood 2003] KEIL, A. ; HAYWOOD, J.: Solar radiative focing by biomass burning aerosol particles during SAFARI 2000: A case study based on measured aerosol and cloud properties. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003), Nr. D13. http://dx.doi.org/ doi:10.1029/2002JD002315. – DOI doi:10.1029/2002JD002315
- [Kim u. a. 2008] KIM, S.-W. ; BERTHIER, S. ; RAUT, J.-C. ; CHAZETTE, P. ; DULAC, F. ; YOON, S.-C.: Validation of aerosol and cloud layer structures from the space-borne lidar CALIOP using a ground-based lidar in Seoul, Korea. In: Atmospheric Chemistry and Physics 8 (2008), Nr. 13, 3705 - 3720. http://www.atmos-chem-phys.net/8/3705/2008/
- [King u. a. 1992] KING, M. D. ; KAUFMAN, Y. J. ; MENZEL, W. P. ; TANRÉ, D.: Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30 (1992), S. 2–27
- [King u. a. 1999] KING, M. D. ; KAUFMAN, Y. J. ; TANRÉ, D. ; NAKAJIMA, T.: Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future. In: Bulletin of the American Meteorological Society 80 (1999), Nr. 11, S. 2229 – 2259
- [King u. a. 2003] KING, M. D. ; MENZEL, W. P. ; KAUFMAN, Y. J. ; TANRÉ, D. ; GAO, B. C. ; PLATNICK, S. ; ACKERMAN, S. A. ; REMER, L. A. ; PINCUS, R. ; HUBANKS, P. A.: Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MO-DIS. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41 (2003), Nr. 2, S. 442 – 458. http://dx.doi.org/{10.1109/TGRS.2002.808226}. – DOI 10.1109/TGRS.2002.808226
- [Krüger u. Grassl 2002] KRÜGER, O. ; GRASSL, H.: The indirect aerosol effect over Europe. In: Geophysical Research Letters 29 (2002), Nr. 19. http://dx.doi.org/{10.1029/ 2001GL014081}. – DOI 10.1029/2001GL014081
- [Krüger u.a. 2004] KRÜGER, O. ; MARKS, R. ; GRASSL, H.: Influence of pollution on cloud reflectance. In: Journal of Geophysical Research-Atmospheres 109 (2004), Nr. D24. http: //dx.doi.org/{10.1029/2004JD004625}. - DOI 10.1029/2004JD004625
- [Leahy u. a. 2007] LEAHY, L. V. ; ANDERSON, T. L. ; ECK, T. F. ; BERGSTROM, R. W.: A synthesis of single scattering albedo of biomass burning aerosol over southern Africa during SAFARI 2000. In: *Geophysical Research Letters* 34 (2007), Nr. 12. http://dx.doi.org/ {10.1029/2007GL029697}. – DOI 10.1029/2007GL029697
- [Leonard 2008] LEONARD, P.: OMAERUVG File Specification Version 3. http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/Aura/OMI/omaeruvg_v003.shtml, 2008. Online; accessed Aug 27, 2008
- [Levelt u. a. 2002] LEVELT, P. F.; OORD, G. H. J. d.; HILSENRATH, E.; LEPPELMEIER, G. W.; BHARTIA, P. K.: OMI Algorithm Theoretical Basis Document, Volume III; Clouds, Aerosols, and Surface UV Irradiance. KNMI, NASA and FMI, 2002

- [Linskens u. Bohren 1994] LINSKENS, J. R.; BOHREN, C. F.: Appearance of the Sun and the Moon seen through clouds. In: *Applied Optics* 33 (1994), Nr. 21, S. 4733 4740
- [Liou 1992] LIOU, K. N.: Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere: Theory, Observation and Modeling. Oxford University Press, 1992. – ISBN 0–19–504910–1
- [Loeb u. Manalo-Smith 2005] LOEB, N. G.; MANALO-SMITH, N.: Top-of-atmosphere direct radiative effect of aerosols over global oceans from merged CERES and MODIS observations. In: *Journal of Climate* 18 (2005), Nr. 17, S. 3506 – 3526
- [Matthias u. a. 2004] MATTHIAS, V.; BALIS, D.; BÖSENBERG, J.; EIXMANN, R.; IARLORI, M.; KOMGUEM, L.; MATTIS, I.; PAPAYANNIS, A.; PAPPALARDO, G.; PERRONE, M. R.; WANG, X.: Vertical aerosol distribution over Europe: Statistical analysis of Raman lidar data from 10 European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) stations. In: Journal of Geophysical Research - Atmospheres 109 (2004). http://dx.doi.org/10.1029/2004JD004638. - DOI 10.1029/2004JD004638
- [McCormick u. Ludwig 1967] MCCORMICK, R. A.; LUDWIG, J. H.: Climate Modification by Atmospheric Aerosols. In: *Science* 156 (1967), Nr. 3780, S. 1358 – 1359
- [Nakajima u. a. 1991] NAKAJIMA, T. ; KING, M. D. ; SPINHIRNE, J. D. ; RADKE, L. F.: Determinatino of the Optical-Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar-Radiation Measurements .2. Marine Stratocumulus Observations. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 48 (1991), Nr. 5, S. 728–750
- [NASA ATML2] NASA ATML2: Introduction to the MYDATML2 Dataset. http:// modis-atmos.gsfc.nasa.gov/JOINT/index.html, .- Online; accessed Aug 27, 2008
- [NASA CALIPSO 2008] NASA CALIPSO: LIDAR BROWSE IMAGES FOR RELEASE [V2-01]. http://www-calipso.larc.nasa.gov/products/lidar/browse_images/show_ calendar.php, 2008. - Online; accessed Aug 28, 2008
- [NASA MODIS RGB] NASA MODIS RGB: *MODIS Terra RGB Images.* ftp://ladsftp.nascom.nasa.gov/allData/5/MOBRGB/, . Online; accessed Oct 18, 2007
- [NASA SSF] NASA SSF: Clouds and the Earth's Radiant Energy System Single Satellite Footprint, TOA and Surface Flux, Clouds. http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_CERES_ SSF.html, - Online; accessed Aug 27, 2008
- [Pincus u. Baker 1994] PINCUS, R. ; BAKER, M. B.: Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer. In: *Nature* 372 (1994), S. 250 252
- [Platnick u. a. 2001] PLATNICK, S. ; LI, J. Y. ; KING, M. D. ; GERBER, H. ; HOBBS, P.V.: A solar reflectance method for retreiving the optical thickness and droplet size of liquid water clouds over snow and ice surfaces. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 15185 – 15199
- [Pruppacher u. Klett 1997] PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D.: Microphysics of Clouds and Precipitation. 2. Kluwer Academic Publishers, 1997 (Atmospheric and oceanographic sciences library; 18). – ISBN 0–7923–4211–9
- [Quaas u. a. 2008] QUAAS, J.; BOUCHER, O.; BELLOUIN, N.; KINNE, S.: Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing. In: *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 113 (2008), Nr. D5. http://dx.doi.org/{10.1029/2007JD008962}. - DOI 10.1029/2007JD008962

- [Remer u. a. 2008] REMER, L. A.; KLEIDMAN, R. G.; LEVY, R. C.; KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; MATTOO, S.; MARTINS, J. V.; ICHOKU, C.; KOREN, I.; YU, H. B.; HOLBEN, B. N.: Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors. In: Journal of Geophysical Research-Atmospheres 113 (2008), Nr. D14, S. 148 – 227. http://dx.doi.org/{10.1029/ 2007JD009661}. – DOI 10.1029/2007JD009661
- [Schönwiese 2006] SCHÖNWIESE, Christian-Dietrich: Praktische Statistik fuer Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebrüder Bornträger, 2006. ISBN 3–443–01029–6
- [Schulz u. a. 2006] SCHULZ, M.; TEXTOR, C.; KINNE, S.; BALKANSKI, Y.; BAUER, S.; BERNTSEN, T.; BERGLEN, T.; BOUCHER, O.; DENTENER, F.; GUIBERT, S.; ISAKSEN, I. S. A.; IVERSEN, T.; KOCH, D.; KIRKEVAG, A.; LIU, X.; MONTANARO, V.; MYHRE, G.; PENNER, J. E.; PITARI, G.; REDDY, S.; SELAND, O.; STIER, P.; TAKEMURA, T.: Radiative forcing by aerosols as derived from the AeroCom present-day and pre-industrial simulations. In: Atmospheric Chemistry and Physics 6 (2006), 5225 - 5246. http://www. atmos-chem-phys.net/6/5225/2006/
- [Schulzweida u.a. 2008] SCHULZWEIDA, U.; KORNBLUEH, L.; QUAST, R.: CDO User's Guide. MPI for Meteorology and Brockmann Consult, 2008. http://www.mpimet.mpg.de/ fileadmin/software/cdo/cdo.pdf. - Online, accessed Sep 2, 2008
- [Spencer 1971] SPENCER, J. W.: Fourier Series Representation of the Position of the Sun. In: Search 2 (1971), Nr. 5
- [Spinhirne 1993] SPINHIRNE, J. D.: Micro Pulse Lidar. In: *IEEE Transactions on Geoscience* and Remote Sensing 31 (1993), S. 48 – 55
- [Stephens u. a. 2002] STEPHENS, G. L. ; VANE, D. G. ; BOAIN, R. J. ; MACE, G. G. ; SASSEN, K. ; WANG, Z. E. ; ILLINGWORTH, A. J. ; O'CONNOR, E. J. ; ROSSOW, W. B. ; DURDEN, S. L. ; MILLER, S. D. ; AUSTIN, R. T. ; BENEDETTI, A. ; MITRESCU, C. ; CLOUDSAT SCI TEAM: The cloudsat mission and the a-train A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 83 (2002), Nr. 12, S. 1771 1790. http://dx.doi.org/{10.1175/BAMS-83-12-1771}. DOI 10.1175/BAMS-83-12-1771
- [Svendby u. a. 2008] SVENDBY, T. M. ; LAZARIDIS, M. ; TORSETH, K.: Temperature dependent secondary aerosol formation from terpenes and aromatics. In: *Journal of Atmospheric Chemistry* 59 (2008), Nr. 1, S. 25 – 46
- [Tanré u. a. 1997] TANRÉ, D. ; KAUFMAN, Y. J. ; HERMAN, M. ; MATTOO, S.: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances. In: *Journal of Geophysical Research - Atmospheres* 102 (1997), Nr. D14, S. 16971 – 16988
- [The MathWorksTM 2008] THE MATHWORKSTM: *MatLab*[®] Online Help, 2008. http://www.mathworks.com/access/helpdesk/help/techdoc/matlab.shtml
- [Torres u. a. 1998] TORRES, O. ; BHARTIA, P. K. ; HERMAN, J. R. ; AHMAD, Z. ; GLEASON, J.: Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical Basis. In: *Journal of Geophysical Research* 103 (1998), Nr. D14, S. 17099 – 17110
- [Torres u. a. 2007] TORRES, O. ; TANSKANEN, A. ; VEIHELMANN, B. ; AHN, C. ; BRAAK, R. ; BHARTIA, P. K. ; VEEFKIND, P. ; LEVELT, P.: Aerosols and surface UV products from Ozone Monitoring Instrument observations: An overview. In: *Journal of Geophysical Research* 112 (2007). http://dx.doi.org/{10.1029/2007JD008809}. - DOI 10.1029/2007JD008809

- [Twomey 1974] TWOMEY, S.: Pollution and the planetary albedo. In: Atmospheric Environment 8 (1974), S. 1251 1256
- [Welton u. a. 2001] WELTON, E. J.; CAMPBELL, J. R.; SPINHIRNE, J. D.; SCOTT, V. S.: Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micro-pulse lidar systems. In: SINGH, U. N. (Hrsg.); ITABE, T. (Hrsg.); SUGIMOTO, N. (Hrsg.); Proceedings of SPIE, 4153 (Veranst.): Lidar Remote Sensing for Industry and Environmental Monitoring Proceedings of SPIE, 4153, 2001, S. 151 – 158
- [Wielicki u. a. 1996] WIELICKI, B. A.; BARKSTROM, B. R.; HARRISON, E. F.; LEE, R. B.; SMITH, G. L.; COOPER, J. E.: Clouds and the earth's radiant energy system (CERES): An earth observing system experiment. In: Bulletin of the American Meteorological Society 77 (1996), Nr. 5, S. 853 – 868
- [Yu u. a. 2006] YU, H. ; KAUFMANN, Y. J. ; CHIN, M. ; FEINGOLD, G. ; REMER, L. A. ; ANDERSON, T. L. ; BALKANSKI, Y. ; BELLOUIN, N. ; BOUCHER, O. ; CHRISTOPHER, S. ; DECOLA, P. ; KAHN, R. ; KOCH, D. ; LOEB, N. ; REDDY, M. S. ; SCHULZ, M. ; TAKEMURA, T. ; ZHOU, M.: A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. In: Atmospheric Chemistry and Physics 6 (2006), Nr. 3, S. 613 – 666

Danksagung

Ich möchte mich hiermit bei meinen Betreuern Prof. Dr. Hartmut Graßl und Dr. Johannes Quaas für die Möglichkeit der Anfertigung dieser Diplomarbeit bedanken. Die Treffen mit Herrn Graßl haben mir sehr geholfen, die Thematik meiner Diplomarbeit sinnvoll zu bearbeiten. Seine oft nur kleinen Hinweise bezüglich der verwendeten Methoden und Ansätze hatten oft eine große Auswirkung und führten dazu, glaubhafte Ergebnisse in dieser Arbeit zu produzieren. Die Tür zu Herrn Quaas' Büro stand bei Fragen zur allgemeinen Vorgehensweise, immer offen. Besonders wenn es darum ging, die Daten zu prozessieren, war er mir durch seine Fähigkeiten sehr oft eine große Hilfe. Hierfür, genauso wie für das Korrekturlesen dieser Arbeit und Beratung in organisatorischen Fragen, möchte ich mich recht herzlich bei ihm bedanken.

Ich bedanke mich bei der gesamten CCF-Arbeitsgruppen am MPI, in welcher, so wie ich es empfinde, eine sehr angenehme Arbeitsatmosphäre herrscht. Besonders die privaten Abendessen mit der gesamten Gruppe, zu denen Johannes Quaas während der Zeit meiner Diplomarbeit zweimal geladen hatte, waren sehr gut dazu geeignet, die Arbeitskollegen auch mal von einer anderen Seite kennenzulernen. Innerhalb der Arbeitsgruppe gilt mein Dank neben Johannes Quass speziell Ákos Horváth, der mir in einigen interessanten Gesprächen die Funktionsweise des wissenschaftlichen Geschäfts näher brachte und Daniel Klocke, der mir viele allgemeingültige Tipps für die Diplomarbeit gab.

Stefan Kinne danke ich für die ausführliche Beantwortung von Fragen zu denen mir nichts mehr einfiel. Schon vor der Diplomarbeit habe ich mit Abhay Devasthale zusammengearbeitet. Über ihn bin ich auch erst an das MPI und Johannes Quaas gelangt, wofür ich ihm sehr danke.

Natürlich gebührt mein Dank auch dem MPI im Allgemeinen, denn die Bedingungen zum Erstellen einer Diplomarbeit, angefangen bei der technischen Ausstattung und endend bei der Kaffeepause mit netten Kollegen, sind einfach ideal. Dem Meteorologischen Institut der Uni Hamburg danke ich für die Ermöglichung einer fundierten Ausbildung im Fach Meteorologie.

Für das glaube ich anstrengende Korrekturlesen dieser Diplomarbeit danke ich Torben, Julian, Peter und Nadine. Ihr wart mir dabei eine wirklich große Hilfe. Gunnar danke ich, speziell auf diese Arbeit bezogen, für wertvolle Tipps und Tricks aus Bereichen der Mathematik und Informatik.

Ganz besonderen Dank möchte ich meiner Freundin Steffi aussprechen, die es immer wieder schafft, meinen Kopf während nicht so erfreulicher Phasen wieder aufzurichten und mich auch mal an andere Dinge denken zu lassen. Durch sie habe ich es auch geschafft, an Wochenenden einfach total abzuschalten und alles, was mit der Uni zu tun hat, weit von mir weg zu schieben.

Außerdem gilt mein Dank den Mitgliedern meiner Schwimmgruppe beim SV Poseidon, mit denen ich beim Training viel Spaß habe und meinen Kopf einmal so richtig freischwimmen kann. Ich glaube ohne diesen Ausgleich wäre auch mein gesamtes Studium viel aufreibender und unausgeglichener gewesen.

Last but not least danke ich vor allem meiner Familie, die mir das Studium in Hamburg erst ermöglicht hat. Auch wenn ich vielleicht nicht immer ganz pflegeleicht war, bedanke ich mich für eure Unterstützung in allen Lebenslagen !