

Die Strahlungswirkung des troposphärischen Aerosols in Mitteleuropa

Dissertation
der Fakultät für Physik
der Ludwig-Maximilians-Universität
München

vorgelegt von
Dipl.-Phys. Armin Stifter
Institut für Physik der Atmosphäre
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
Oberpfaffenhofen

Oberpfaffenhofen Juli 2002

Gutachter der Dissertation

Erster Gutachter: Prof. Dr. U. Schumann

Zweiter Gutachter: Prof. Dr. H. Quenzel

Tag der mündlichen Prüfung: 2. Dezember 2002

Zusammenfassung

Neben dem natürlichen Treibhauseffekt verursacht durch Atmosphärgase wie H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , sowie durch andere Atmosphärenbestandteile in geringer Konzentration, beschäftigt vor allem die vom Menschen verursachte Erhöhung dieses Effektes die Forschung. Außer den sogenannten Treibhausgasen spielen Aerosole eine große Rolle im Strahlungshaushalt der Erde. Ihr Einfluss kommt hauptsächlich im solaren Spektralbereich zum Tragen, wo sie die planetare Albedo, d. h. die Helligkeit der Erde vom Weltraum aus gesehen, erhöhen. Neben diesem Effekt, der durch Streuung solarer Strahlung an diesen Partikeln entsteht, wird eine zusätzliche Aufheizung der Atmosphäre selbst, bedingt durch die Aerosolabsorption, diskutiert. Ob Aerosole kühlend oder erwärmend wirken, hängt stark von ihren optischen Eigenschaften, der Albedo der darunter befindlichen Erdoberfläche und dem Vorhandensein von Wolken ab. Die Wirkung von Aerosolen auf den Strahlungshaushalt ist unter den beteiligten Forschern äußerst strittig.

Aus Messungen während der Kampagne LACE 98 (Lindenberger Aerosol-Charakterisierungs-Experiment) wurden aus einer Vielzahl von Messungen zahlreicher Gruppen, sowohl am Boden wie auch von Flugzeugen aus, verschiedenste relevante Parameter bestimmt. LACE 98 wurde im Juli und August 1998 nahe dem Meteorologischen Observatorium Lindenberg, südöstlich von Berlin durchgeführt. Mit LACE 98 fand zum ersten Mal ein Aerosol-Charakterisierungs-Experiment über Land mit der sehr viel stärker variierenden Albedo einer zumeist vegetationsbedeckten Oberfläche statt.

Mittels eines flexiblen und umfassenden Strahlungstransportmodell-Pakets werden die von dem Forschungsflugzeug Falcon des DLR aus im solaren und terrestrischen Spektralbereich gemessenen Strahlungsflussdichten mit berechneten Werten verglichen. Hierzu werden als Eingabedaten die Messungen während der Kampagne benutzt, unter anderem Radiosonden- und Ozonsäulendaten, sowie insbesondere höhenaufgelöste Aerosol-in-situ-Daten zu Größenverteilung, optischen Eigenschaften und chemischer Zusammensetzung. In einem Vergleich mit Flugzeugmessungen wird die mit unterschiedlichem Pflanzenbewuchs bedeckte Landoberfläche unter Verwendung eines Satellitenbildes berücksichtigt. Dies erlaubt einen sehr genauen Vergleich der Strahlungsverläufe in den unterschiedlichen Flughöhen. Der Verlauf der sich entlang des Flugweges ändernden Bodenbedeckungen wird erfasst und der Vergleich mit den Mittelwerten der nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten auf den entsprechenden Flugabschnitten ergibt Abweichungen von maximal 3,2 %.

Mit Hilfe von Strahlungstransportmodellen werden die Tagesgänge des Strahlungsantriebs für fünf Tage mit unterschiedlicher Aerosolbelastung berechnet und diskutiert. Die Fälle wolkenloser und vollständig bedeckter Himmel mit tiefen (Stratus) und hohen (Zirrus) Wolken werden diskutiert. Der gemittelte Tagesgang des Strahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre für den solaren Spektralbereich ergibt im unbewölkten Fall eine Abnahme der Strahlungsbilanz durch Aerosolpartikel von $-4,1$ bis $-12,3 \text{ Wm}^{-2}$ über Land und $-5,7$ bis $-14,1 \text{ Wm}^{-2}$ über dem Ozean. Die erhaltene Abnahme der Strahlungsbilanz wird im Fall von Zirren leicht abgeschwächt, und bei optisch dicken Wasserwolken in niedriger Höhe sogar in eine Erhöhung der Strahlungsbilanz von bis zu $+17,4 \text{ Wm}^{-2}$ über Land umgekehrt. Der gemittelte Tagesgang des Strahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre für den terrestrischen Spektralbereich ergibt im unbewölkten Fall eine Zunahme der Strahlungsbilanz durch Aerosolpartikel von $+0,9$ bis $+1,9 \text{ Wm}^{-2}$ über Land. Die erhaltene Zunahme wird bei Vorhandensein von Eis- oder Wasserwolken auf bis zu $+0,1 \text{ Wm}^{-2}$ abgeschwächt. Die Berücksichtigung von Wolken ist damit von besonderer Bedeutung für den Strahlungsantrieb von Aerosolen, insbesondere wenn man in Betracht zieht, wie selten völlig wolkenfreie Tage in Mitteleuropa sind. Eine Aussage zum Strahlungsantrieb von Aerosol erfordert die Betrachtung von klaren und unterschiedlich bewölkten Fällen in der Atmosphäre. In den Berechnungen sowohl für die Bewölkungssituationen keine bzw. homogene, vollständige Wolkenbedeckung ist der erhaltene Strahlungsantrieb von troposphärischem Aerosol deutlich geringer als der von den Treibhausgasen verursachte, und kann sowohl kühlend als auch erwärmend wirken.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Beobachtete Klimaänderungen	1
1.2	Strahlungsantrieb und Aerosol	2
1.3	Bisherige Untersuchungen zum Einfluss von Aerosol	4
1.4	Die Ziele dieser Arbeit	8
2	Strahlungstransport in der Atmosphäre	11
2.1	Grundlagen und Begriffe	11
2.1.1	Strahlung	11
2.1.2	Aerosol	15
2.1.3	Wolken	20
2.1.4	Bodenalbedo	20
2.2	Strahlungsantrieb mit einem stark vereinfachten Modell	23
3	Modelle und Messgeräte	27
3.1	Die Strahlungstransportmodelle im Programmpaket <i>libRadtran</i>	27
3.2	Aerosolmessungen	28
3.3	Lidar	30
3.4	Strahlung	32
3.4.1	Pyranometer	32
3.4.2	Pyrgeometer	34
3.4.3	Ergebnisse der Pyrgeometervergleichskampagne IPASRC-I	38
4	Datenquellen und Auswertung	43
4.1	Die Feldmesskampagne LACE 98	43
4.1.1	Meteorologische Daten	44
4.1.2	Geräte am Boden	44
4.1.3	Geräte an Bord der Flugzeuge	45
4.2	Umsetzung der Literatur- und Messdaten in die Modellparameter	51
4.2.1	Atmosphärische Parameter	51
4.2.2	Aerosoleigenschaften	52
4.2.3	Bodenalbedo	55
4.3	Die Meteorologischen Bedingungen während LACE 98	60
5	Ergebnisse	65
5.1	Vergleich zwischen Messung und Modellrechnung	66
5.1.1	Vergleich der gemessenen und berechneten solaren Strahlungsflussdichten	66
5.1.2	Vergleich der gemessenen und berechneten terrestrischen Strahlungsflussdichten	72
5.1.3	Vergleich mit am Boden gemessenen Werten	76

5.1.4	Unsicherheiten beim Vergleich zwischen Messung und Modellrechnung	78
5.2	Strahlungsantrieb	81
5.2.1	Aerosolbedingter Strahlungsantrieb ohne Wolken	81
5.2.2	Aerosolbedingter Strahlungsantrieb mit Wolken	85
5.2.3	Ergebnisse für den Strahlungsantrieb nach einem vereinfachten Modell	93
5.3	Unsicherheiten bei der Berechnung des Strahlungsantriebs	96
5.3.1	Einfluss der Radiosondendaten	96
5.3.2	Einfluss der Aerosol-Größenverteilung	98
6	Schlussfolgerungen und Ausblick	101
A	Abkürzungen	105
B	Bezeichnungen	107
C	Solarer und terrestrischer Spektralbereich	109
C.1	Normierung	109
C.2	Berechnung aus den Oberflächen und dem Abstand von Sonne und Erde	109
D	Ergänzungen zum Programmpaket libRadtran	113
D.1	Das Monte-Carlo-Verfahren	113
D.2	Entwicklung der Phasenfunktion nach Legendrepolyomen	114
D.3	Einteilung der Wellenlängenbereiche	115
	Literaturverzeichnis	117
	Lebenslauf	125

Kapitel 1

Einleitung

Nach dem letzten Report der Arbeitsgruppe I des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, Houghton et al. (2001)) sind durch den Einfluss des Menschen bereits heute merkliche Klimaveränderungen messbar und zunehmende Auswirkungen für die Zukunft zu erwarten. Die hierbei zu erwartenden Folgen sind vielfältig und oftmals umstritten, doch die Datenbasis und das Verständnis für die atmosphärischen Zusammenhänge haben sich im Laufe der Zeit gegenüber früheren Reports deutlich erweitert und verbessert. Somit kann man nach diesem letzten Bericht des IPCC, der auch an die Politiker gerichtet und in den Aussagen nicht nur wissenschaftlich, sondern vor allem auch in seiner Deutung sehr vorsichtig formuliert wurde, die Folgen des vom Menschen verursachten Klimawandels als wissenschaftlich noch gesicherter ansehen.

Die Auswirkungen erstrecken sich dabei nur primär auf die messbare globale Erhöhung der mittleren Temperaturen, die von vielen Menschen aufgrund der geringen Werte von wenigen Grad nicht als besonders bedrohlich eingestuft wird. Viel wichtiger ist die Betrachtung der daraus resultierenden Folgen, besonders im regionalen Maßstab. So bedroht zum Beispiel der globale Anstieg des Meeresspiegels die Küstenregionen, aber kaum landeinwärts gelegene Gebiete. Bei anderen Auswirkungen sind die betroffenen Regionen nicht immer bereits heute auszumachen. So werden vermehrte oder verminderte Niederschläge in einzelnen Regionen eine Landwirtschaft möglich oder unmöglich machen. Eine Verschiebung der Vegetationszonen hat weitreichende Folgen für die Tier- und Pflanzenwelt. Die Ausbreitung von Krankheiten durch die Entstehung, Erweiterung oder Verschiebung der Lebensräume, wie sie z. B. durch häufigere und heftigere Überflutungen und ganz allgemein durch wärmere Temperaturen erfolgt, kann in Zukunft ganz neue Probleme schaffen (Epstein et al., 1998). Das alles lässt den auf den ersten Blick eher unscheinbaren Effekt einer nur geringfügig gestiegenen Messgröße in anderem Licht erscheinen und wirft Fragen zum besseren Verständnis der damit zusammenhängenden Vorgänge auf.

1.1 Beobachtete Klimaänderungen

In den IPCC-Berichten werden neben dem Temperaturanstieg weitere beobachtete Phänomene eines Klimawandels genannt. Dabei werden sowohl natürliche als auch vom Menschen verursachte Folgen behandelt. Die Berichte stellen die von einer großen Gruppe von Wissenschaftlern übereinstimmend zusammengestellten Beobachtungen und Schlussfolgerungen dar. Es gilt nach den IPCC-Berichten als sicher, dass der erfolgte Anstieg der globalen Temperatur um 0,6 K im Verlauf des 20. Jahrhunderts vom Menschen mitverursacht ist. Ein Großteil der Erwärmung in den letzten 50 Jahren wird auf den Anstieg der Konzentrationen von Treibhausgasen zurückgeführt. Die Bedeckung der Erde mit Schnee und Eis ging zurück, sowohl was die Flächengröße betrifft, als auch die Zeiträume, in denen die Gebiete eis- und schneebedeckt sind. Der Meeresspiegel ist angestiegen, und die in den Ozeanen enthaltene Wärmemenge hat zugenommen, ebenso die Anzahl und die Menge der Niederschläge in mittleren und hohen Breiten der Nordhalbkugel, sowie die

Häufigkeit von Extremniederschlägen. In subtropischen Breiten konnte dagegen ein Rückgang der Niederschläge verzeichnet werden. Es ist eine Zunahme der Wolkenbedeckung über Land in mittleren und hohen Breiten zu erkennen, die in den meisten Gebieten gut mit dem beobachteten Anstieg der mittleren Tagestemperaturen korreliert. Außerdem treten weniger extrem niedrige und, in geringerem Umfang, mehr extrem hohe Temperaturen auf. Das Phänomen El-Niño zeigt sich häufiger sowie intensiver und dauert länger an. Weiterhin beobachtet man relativ geringe Zunahmen von schweren Dürren und Überflutungen.

Wie bereits zuvor genannt sind die erwarteten Auswirkungen eines Klimawandels regional stark verschieden. So werden, teilweise in Übereinstimmung mit den Vorhersagen von Klimamodellen, nicht überall auf der Welt Folgen eines Klimawandels beobachtet. Einige Gebiete, hauptsächlich auf der Südhalbkugel, zeigen keine Erwärmung. Es gibt dort auch keine deutlichen Zeichen für eine Zu- oder Abnahme von Tornados, Stürmen oder Hagelereignissen, und die Eisgebiete in der Antarktis nehmen nicht ab. Durch zum Teil noch zu geringe Datenmengen von kurzen Zeiträumen und begrenzten Beobachtungsgebieten sowie nicht übereinstimmende Auswertungen ist es für viele Auswirkungen aber auch nicht möglich, sichere Aussagen zu treffen.

Für die Zukunft ist zu erwarten, dass die durch den Menschen verursachten Emissionen von Treibhausgasen und Aerosolen auch weiterhin die Atmosphäre dahingehend beeinflussen werden, dass sie sich auf das Klima auswirken. Die Konzentration der Treibhausgase und ihr Strahlungsantrieb haben aufgrund menschlicher Aktivitäten weiterhin zugenommen. Der Anstieg von CO_2 wird dabei zu etwa $3/4$ von der Verbrennung fossiler Brennstoffe, das restliche $1/4$ vor allem durch die Abholzung der Wälder verursacht. Aerosole aus menschlichen Aktivitäten sind kurzlebig und verursachen zumeist einen negativen Strahlungsantrieb, d. h. eine Abkühlung. Die natürlichen Faktoren, wie die Schwankungen in der Strahlungsintensität der Sonne und vulkanische Aktivitäten, haben im letzten Jahrhundert nur einen kleinen Beitrag zum Strahlungsantrieb, d. h. zu Abkühlung und Erwärmung der Atmosphäre geliefert.

Das Vertrauen in die Möglichkeit, mit Modellen das zukünftige Klima vorrauszusagen, ist gestiegen. Alle Modellszenarien zeigen sowohl eine weitere Zunahme der Temperatur als auch einen weiteren Anstieg des Meeresspiegels und ein häufigeres Auftreten von extremen Wetterereignissen. Die vom Menschen verursachten Klimaänderungen werden noch für viele Jahrhunderte anhalten. Aufgrund der zumeist langsamen Reaktionen vieler beteiligter Systeme, wie der Erdoberflächen, der Vegetation, der Ozeane, der Eisschilde an den Polen und der Atmosphäre selbst, sowie den zahlreichen Wechselwirkungen zwischen ihnen, sind die vollen Auswirkungen der bis heute vom Menschen durchgeführten Veränderungen erst noch zu erwarten. Das Erkennen und Bewerten von Klimaänderungen muss durch weitere Forschung verbessert werden. Weitere Arbeit muss hierzu im Bereich des Verständnisses der Mechanismen und Faktoren, die zu Änderungen im Strahlungsantrieb führen, erfolgen.

Zu diesem letzten Punkt will die hier vorliegende Arbeit beitragen. Dazu werden die wichtigsten Begriffe und Phänomene näher erläutert, speziell der in dieser Arbeit betrachtete Einfluss von Aerosol auf den Strahlungsantrieb, der eine wesentliche Komponente im Klimasystem darstellt.

1.2 Strahlungsantrieb und Aerosol

Um den Begriff Strahlungsantrieb zu verstehen, muss man sich ein Bild vom Strahlungshaushalt der Erde machen. Kurzwellige Strahlung der Sonne (solare Strahlung mit einer Wellenlänge von $0,2 - 4 \mu\text{m}$) wird in der Erdatmosphäre und am Erdboden gestreut bzw. reflektiert und absorbiert. In der Atmosphäre sind dafür die Luftmoleküle und kleine Partikel, die sogenannten Aerosole, sowie Wolken verantwortlich. Die Atmosphäre und der Erdboden strahlen die absorbierte Energie abhängig von ihrer Temperatur im langwelligen oder thermischen Spektralbereich wieder ab (terrestrische Strahlung mit einer Wellenlänge von $4 - 100 \mu\text{m}$). Solare und terrestrische Strahlung lassen sich getrennt betrachten, wenn die beiden Bereiche bei etwa $4 \mu\text{m}$ voneinander abgegrenzt

werden (Anhang C). Im Folgenden werden die Bezeichnungen solare und terrestrische Strahlung verwendet. Ein Großteil der von der Erdoberfläche abgestrahlten Wärme wird von der Atmosphäre reflektiert bzw. absorbiert und zurückgestrahlt, dies ist der natürliche Treibhauseffekt. Vor allem die sogenannten Treibhausgase tragen dazu bei und ermöglichen erst die für unser Leben notwendigen warmen Temperaturen. Neben dem Strahlungstransport spielen Wärmetransport durch Konvektion bzw. Verdunstung und Kondensation (latente Wärme) eine Rolle. Bereits vor der Einflussnahme des Menschen hat sich ein natürliches Gleichgewicht dieses Treibhauseffekts eingestellt und unterliegt auch natürlichen Schwankungen, die zu Warm- und Kaltzeiten, bis hin zu den Eiszeiten führen. Der Mensch überlagert diese natürlichen Schwankungen nun in einem Ausmaß, das in Aufzeichnungen aus Eis- und Sedimentbohrkernen in etlichen Tausend Jahren nicht erreicht wurde.

Um Änderungen im Strahlungshaushalt zu beschreiben, verwendet man den Begriff des Strahlungsantriebs. Der Strahlungsantrieb ist die Differenz zwischen den Nettostrahlungsflussdichten bei zwei Situationen mit verschiedenen atmosphärischen Bedingungen. In Modellrechnungen werden dabei zumeist in der einen Situation jeweils eine oder auch mehrere Größen gegenüber der zweiten geändert, und alle anderen gleichgehalten. Ein negativer Strahlungsantrieb bedeutet einen Energieverlust (Abkühlung) des Systems Erde-Atmosphäre, ein positiver Strahlungsantrieb einen Energiegewinn (Erwärmung).

Neben dem bekannten Treibhauseffekt atmosphärischer Gase tragen auch Aerosolpartikel erheblich zur Änderung des Strahlungsantriebs bei. Die Existenz von Aerosolen ist stark an meteorologische Bedingungen geknüpft. In der Troposphäre ist die Konzentration von Aerosolen sehr viel höher als in der Stratosphäre, da in Bodennähe das meiste Aerosol erzeugt wird. Hier findet man eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität, abhängig von den geographischen Bedingungen, der Wettersituation und den menschlichen Aktivitäten. In der Stratosphäre oberhalb der Troposphäre ist die räumliche und zeitliche Variabilität dagegen gering. Nur wenig Aerosol, z. B. aus Vulkanausbrüchen wird bis dorthin transportiert und bleibt hier zumeist über Jahre, so dass es sich gleichmäßiger verteilen kann. Bei der Beschreibung des Aerosols unterscheidet man zwischen Primäraerosol und daraus entstandenem Sekundäraerosol. Die Bildung von Primäraerosol findet fast ausschließlich am Boden statt. Hierfür verantwortliche Prozesse sind Winderosion mit dem Aufwirbeln von mineralischen Partikeln über Land und Gischtpartikeln mit Seesalz und Abbauprodukten von Algen über dem Meer. Auch Pollen von Pflanzen tragen zur Aerosolbildung bei. Diese Aerosole bestehen zumeist aus größeren Partikeln. Kleinere Partikel entstehen durch Gas-Partikel-Konversion oder stammen aus Quellen wie z. B. Bränden mit Rauch- und Flugaschepartikeln. Bei der Gas-Partikel-Konversion verbinden sich einzelne Gasmoleküle zu größeren Verbänden. Aus diesem Primäraerosol entsteht durch eine Vielzahl von Prozessen Sekundäraerosol. Dazu gehört das Anwachsen der Partikel durch Kollisionen, bei denen die Partikel häufig aneinander haften bleiben (Koagulation) oder die Aufnahme von Luftfeuchtigkeit. Es kommt zu chemischen Reaktionen mit der Luft, dem aufgenommenen Wasser und anderen Partikeln. Die Feuchte der Luft und die Temperatur spielen dabei eine große Rolle, sowie Transport und Durchmischung, und besonders die Lebensdauer der Aerosole. Mit diesen sehr komplexen, und teilweise noch nicht verstandenen chemischen Vorgängen befasst sich die Luftchemie. Die Entfernungsprozesse, die die Lebens- bzw. Verweildauer der Partikel in der Atmosphäre bestimmen, sind trockene (Schwerkraft) oder feuchte (Regen, Tau) Deposition. Größere Partikel werden dabei schneller niedergeschlagen. Kleine Partikel werden durch Zusammenwachsen und chemische Prozesse entfernt. Teilweise bilden Aerosole Kondensationskeime bei der Wolkenbildung. Die Lebensdauer ergibt sich zu Minuten bis Stunden für große Partikel und Tage bis Wochen für kleine und kleinste Partikel. Vulkanisches Aerosol kann in der Stratosphäre mehrere Jahre verweilen.

Bei der Strahlungswirkung von Aerosolen (natürlichen oder anthropogenen Ursprungs) unterscheidet man zwischen zwei Effekten, dem direkten und dem indirekten Effekt, wobei bei letzterem

manche Autoren (z.B. Raes et al. (2000)) von zwei indirekten Effekten sprechen. Der direkte Effekt bezeichnet die erhöhte Streuung und Absorption von Strahlung in der Atmosphäre durch die Aerosolpartikel selbst. Er führt zu einer Erhöhung der planetaren Albedo durch Streuung, d. h. einer verminderten Energieaufnahme (Abkühlung) oder im Falle von absorbierendem Aerosol auch zu einer Verringerung der planetaren Albedo, d. h. einer vermehrten Energieaufnahme (Erwärmung) des Systems Erde-Atmosphäre. Beim indirekten Effekt unterscheidet man zwischen dem ‘Twomey’ und dem ‘Albrecht’ Effekt. Der erste Effekt (Twomey et al., 1984) beschreibt, dass die Wolken aufgrund von mehr, aber dafür kleineren Tropfen stärker reflektieren. Hierbei sind die Aerosole die Ursache für verstärkte Tropfenbildung durch ihre Funktion als Kondensationskeime. Der zweite indirekte Effekt (Albrecht, 1989) beschreibt die Erhöhung der Lebensdauer von Wolken durch die reduzierte Niederschlagswahrscheinlichkeit wegen der zahlreicheren, aber kleineren Tropfen. Der Flüssigwassergehalt bleibt dabei unverändert. In dem Übersichtsartikel von Haywood und Boucher (2000) wird darüberhinaus noch auf weitere Effekte hingewiesen. So beschreiben diese Autoren zusätzliche indirekte Effekte, wie die Verhinderung von Nieselregen, die einen erhöhten Flüssigwassergehalt in den Wolken zur Folge hat sowie einen Anstieg der Wolkenobergrenze, was zu einer größeren geometrischen Wolkendicke führt (Pincus und Baker, 1994).

Bei allen Änderungen des Strahlungsantriebs ist zwischen der natürlichen Variabilität und den vom Menschen verursachten Änderungen im Auftreten oder im Ausmaß des jeweiligen Effektes zu unterscheiden. Der Einfluss des Menschen ist oft nur schwer vom natürlichen zu trennen. Abgesehen von eindeutig zuzuordnenden Aerosolquellen wie z. B. der Verbrennung von Biomasse aus Brandrodung, Mineralstaub durch verstärkte Wüstenbildung oder der landwirtschaftlichen Nutzung als Ackerflächen sowie der Freisetzung von Verbrennungsprodukten aus Heizungsanlagen oder Fahrzeugen, gibt es auch zahlreiche natürliche Quellen, wie von Blitzschlag ausgelöste Waldbrände, die Stäube von natürlichen Wüsten und Aerosol aus den Ozeanen.

Der IPCC-Report (Houghton et al., 2001) gibt einen Wert von $+2,43 \text{ Wm}^{-2}$ für den global gemittelten Strahlungsantrieb aufgrund der Zunahme der Treibhausgase in der Atmosphäre zwischen 1750 und 2000 an. Das wissenschaftliche Verständnis in diesem Bereich wird mit „hoch“ angegeben. Der Einfluss von Aerosolen ist mit $-0,4 \text{ Wm}^{-2}$ für Sulfat, $-0,2 \text{ Wm}^{-2}$ für Aerosol aus der Verbrennung von Biomasse, $-0,1 \text{ Wm}^{-2}$ für organischem Kohlenstoff und $+0,2 \text{ Wm}^{-2}$ für schwarzen Kohlenstoff aus der Verbrennung von fossilem Treibstoff angegeben. Das wissenschaftliche Verständnis im Fall von Sulfat ist „niedrig“, für alle anderen als „sehr niedrig“ angegeben. Die Unsicherheiten sind nur bei den Treibhausgasen gering, bei allen Aerosolen ist die Bandbreite, innerhalb derer die Werte schwanken können, größer als der angegebene Wert.

1.3 Bisherige Untersuchungen zum Einfluss von Aerosol auf die Strahlungsbilanz

Der Einfluss von Aerosolen auf die Strahlungsbilanz bildete im Vergleich zu dem der Treibhausgase erst sehr spät das Thema wissenschaftlicher Untersuchungen. Einen Überblick über erste Arbeiten zum Einfluss von atmosphärischen Gasen, Aerosolen und Wolken auf die Strahlung gibt die Arbeit von Raschke (1978). Eine der ersten Arbeiten im Zusammenhang mit Aerosolen und der Berechnung ihrer Wirkung mit Hilfe von Klimamodellen dürfte die von Coakley et al. (1983) sein. Im Laufe der 1980er und dann besonders in den 1990er Jahren rückte das Aerosol verstärkt in den Mittelpunkt des Interesses. In den letzten Jahren wurden deshalb auch verstärkt eine Reihe von Feldmesskampagnen zur genaueren Bestimmung des Strahlungsantriebs von Aerosolen sowie Schliessungsexperimente zum Vergleich der unterschiedlichen Messverfahren und Messgeräten vorgeschlagen und vielfach bereits durchgeführt.

Im Rahmen des Teilprogrammes *Strahlung in der Atmosphäre* eines von der Deutschen Forschungs-

gemeinschaft (DFG) geförderten Schwerpunktprogrammes fand in den Wintermonaten Juni bis August des Jahres 1971 in Tsumeb, im Norden von Namibia eine größere Messkampagne des Meteorologischen Institutes der Universität München, unter der Leitung von H. Quenzel statt, die auch eine ganze Reihe von Fragen zum Strahlungsantrieb von Aerosolen beantworten sollte (Quenzel, 1972; Raschke, 1978). Diese Messungen waren wohl die ersten kombinierten Messungen von Aerosol-, Bodenreflexions- sowie Strahlungseigenschaften der Atmosphäre.

Eine Messkampagne zur Charakterisierung von Aerosol aus der Verbrennung von Biomasse, *Smoke, Clouds and Radiation Brazil* (SCAR-B), fand im August und September 1995 in der tropischen Region des Amazonas in Brasilien statt. Sie brachte Ergebnisse zur Verbreitung der Feuer und der Auswirkungen der hierdurch erzeugten Aerosole (Kaufman et al., 1998). Diese Kampagne war ein Gemeinschaftsprojekt von brasilianischen und amerikanischen Wissenschaftlern. Nach den Ergebnissen dieser Kampagne ist die Ausdehnung der Feuer danach in den allermeisten Fällen gering. Mit Hilfe von Satelliteninstrumenten (AVHRR und MODIS mit einer Auflösung von 1 km) können aber diejenigen Feuer erkannt werden, die für 60-85 % der verbrannten Biomasse verantwortlich sind. Rauchpartikel aus den Feuern vergrößern ihren Radius innerhalb der ersten drei Tage um bis zu 60 % durch Kondensation und Koagulation. Der erreichte mittlere Radius beträgt dann etwa 0,13 bis 0,17 μm . Der global gemittelte Strahlungsantrieb für Rauchpartikel, abgeschätzt anhand der in SCAR-B ermittelten Eigenschaften, ist mit -0,1 bis -0,3 Wm^{-2} geringer als zuvor in Modellen berechnet. Der Grund hierfür sind andere optische Eigenschaften der in SCAR-B gemessenen Partikel, vor allem die erhaltene niedrigere Einfachstreuabede. Es wurde ein Zusammenhang zwischen Wolkenkondensationskernen und der Volumenkonzentration von Rauchpartikeln gefunden, so dass angenommen werden kann, dass die Rauchentwicklung die Wolkenbildung beeinflusst. Neben diesen Ergebnissen erbrachte SCAR-B die Entwicklung von neuen Techniken zur Messung von Rauchpartikeleigenschaften vom Boden aus sowie vielversprechende Ergebnisse für die zukünftige Satellitenbeobachtung von Rauchpartikel- und Bodeneigenschaften.

Von den USA wurde zur Erforschung der Prozesse in der gesamten Geo- und Biosphäre das *International Geosphere-Biosphere Program* (IGBP) aufgelegt. Darin stellt das *International Global Atmospheric Chemistry* (IGAC) Projekt eines der Kernprojekte dar. Im Rahmen dieses Projektes wurde eine Serie von Aerosol-Charakterisierungs-Experimenten (*Aerosol Characterization Experiment*, ACE) geplant und die ersten hiervon bereits durchgeführt. Durch Messungen an verschiedenen charakteristischen Orten auf der Welt soll eine bessere Charakterisierung des Aerosols und seiner globalen Verteilung in natürlichen und vom Menschen beeinflussten Regionen erreicht werden. Außerdem will man mehr zu den chemischen und physikalischen Prozessen erfahren, die bei der Bildung und Alterung von Aerosol eine Rolle spielen.

Das erste dieser Experimente, das *southern hemisphere marine Aerosol Characterization Experiment* (ACE-1) fand in den Sommermonaten November und Dezember 1995 südlich von Australien über dem südwestlichen Pazifischen Ozean statt (Bates et al., 1998). Das Ziel war ein verbessertes Verständnis der chemischen und physikalischen Prozesse, die die Bildung und die Eigenschaften des atmosphärischen Aerosols sowie seine Auswirkungen auf den Strahlungsantrieb und das Klima beeinflussen. Die Ergebnisse lieferten Erkenntnisse über die Prozesse in einem relativ unbelasteten Gebiet. Neben dem sauberen, marinen Hintergrundaerosol, wurde vulkanisches Aerosol aus Hawaii und Neuseeland sowie Aerosol aus Biomassenverbrennung und aus von Menschen besiedelten Regionen Australiens gemessen. Weitere Arbeiten (siehe Übersicht in Bates (1999)) ergaben zusätzliche Erkenntnisse zu relevanten Prozessen in dieser Region. Demnach sind vor allem die Ozeane Quellen von biogenen Aerosolen wie beispielsweise Dimethylsulfid (DMS), Kohlenwasserstoffe, Methylnitrat und Methylhalogenid. Die unterschiedlichen Wassermassen verschiedener Ozeanregionen erzeugen unterschiedliches Aerosol in Menge und Zusammensetzung und beeinflussen damit die marine Grenzschicht. Diese enthält einen hohen Anteil von Seesalz, dessen Anteil dominiert und in Klimamodellen berücksichtigt werden muss. Obwohl eine verhältnismäßig unbelastete Region untersucht wurde, konnte eine messbare Beeinflussung aufgrund von menschlichen Aktivitäten festge-

stellt werden. Als mögliche Quellen für stark vertretene Rußpartikel werden Biomassenverbrennung in Südafrika und Flugverkehr angegeben. Die Messkampagne erbrachte weiter neue Erkenntnisse zur Entwicklung und Umwandlung von Partikeln. Unter anderen wurde gefunden, dass 30 % - 50 % des DMS in der marinen Grenzschicht in SO_2 umgewandelt werden. Eine Senke für dieses SO_2 ist die Oxidation mit Ozon im Wasseranteil von Seesalz-Aerosol.

Ein weiteres Experiment, das *Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment* (TARFOX), fand 1996 vor der Ostküste der USA über dem westlichen Atlantischen Ozean im Abstrom kontinentalen Aerosols von der industriell stark belasteten Region statt (Russell et al., 1999). Während des TARFOX-Experiments wurden optische Dicken des Aerosols bis zu 0,5 gemessen. Es ergab sich ein unerwartet hoher Anteil des kohlenstoffhaltigen Materials in der Schmutzfracht aus dem mittelatlantischen Bereich der USA sowie eine Zunahme dieses Materialanteils mit der Höhe. Es wurde ein stärkeres Feuchtwachstum der Aerosolpartikel festgestellt als zuvor in Klimamodellen angenommen worden war. Die Messungen ergaben weiter eine Übereinstimmung zwischen der Bestimmung der gesamten Trockenmasse des Aerosols mit den entsprechenden Einzelmessungen von Kohlenstoff und Sulfat. Ebenfalls Übereinstimmung (Abweichung vom Mittelwert kleiner als 30 %) ergab sich hinsichtlich der optischen Dicke des Aerosols zwischen Satellitenbeobachtungen, flugzeuggetragenen und bodengebundenen Sonnenphotometer-Messungen und Berechnungen mit Daten von in situ-Messungen optischer Eigenschaften des Aerosols. Die im Rahmen des TARFOX-Experiments erfassten chemischen Komponenten des Aerosol wurden hinsichtlich ihrer Beiträge zur optischen Dicke des Aerosols untersucht. Demnach hat das auf den Aerosolpartikeln kondensierte Wasser den stärksten Anteil, Kohlenstoffverbindungen und Sulphat folgen als zweit- und drittstärkste Beiträge. Weiterhin wurden flugzeuggestützte Messungen der nach unten und oben gerichteten solaren Strahlung durchgeführt. Die Auswertung dieser Messungen und die Modellierung der Strahlung mit Hilfe gemessener Aerosoleigenschaften ergab Übereinstimmung von gemessenen und berechneten Strahlungswerten. Auch fand sich eine Übereinstimmung der an Bord von Flugzeugen gemessenen optischen Dicken mit den am Boden bestimmten Werten, sowohl im Absolutwert, als auch in der Wellenlängenabhängigkeit. Unter Berücksichtigung früherer Messungen zeigte sich eine Konsistenz der Aerosoleigenschaften über mehrere Jahre hinweg im Fall von starker Aerosolbelastung. Die Abweichungen betragen 7-10 % in einem, das Jahr 1996 des TARFOX-Experiments umfassenden Zeitraum von fünf Jahren.

Das zweite *Aerosol Characterization Experiment* (ACE-2) fand im Juni und Juli 1997 vor der Westküste Nordafrikas über dem subtropischen Nordost-Atlantik zwischen Südportugal und den Kanarischen Inseln statt (Raes et al., 2000). In der marinen Grenzschicht konnte Hintergrundaerosol sowohl vom Atlantischen Ozean als auch vom Mittelmeer und durch menschliche Aktivitäten erzeugtes Aerosol vom westeuropäischen Kontinent und der iberischen Halbinsel gemessen und beschrieben werden. Die freie Troposphäre enthielt Hintergrundaerosol und mineralisches Aerosol (Bates et al., 2000). Beobachtungen von Luftmassen über mehrere Tage hinweg brachten Ergebnisse zur Umwandlung von kontinentalem Aerosol kleiner als $1 \mu\text{m}$ in marines Hintergrundaerosol. Die angenommenen und mit Hilfe eines einfachen Modells beschriebenen Alterungsprozesse ergaben im Vergleich mit den Messungen, dass nach 4 bis 7 Tagen in einer subtropischen marinen Grenzschicht der Beitrag des kontinentalen Aerosols in Anzahl und Volumen noch 50 % ausmachen dürfte. Bei der Bildung einer neuen marinen Grenzschicht verzögert eine vom Kontinent kommende verschmutzte Luftmasse, die darüber verbleibt, durch den Schadstoffeintrag in die neue Grenzschicht die Umwandlung in ein Aerosol entsprechend einer sauberen marinen Grenzschicht. Die Masse des während ACE-2 gemessenen Hintergrundaerosols unter $1 \mu\text{m}$ war 3-4 mal höher als in vergleichbaren Messungen während ACE-1. Als Gründe hierfür werden eine höhere Belastung durch die stärker verschmutzten angrenzenden Kontinente des nördlichen Atlantik, Emissionen durch den Schiffsverkehr sowie andere Wetterbedingungen angegeben. In der marinen Grenzschicht wurden die Aerosoleigenschaften von kleinen Partikeln unter $1 \mu\text{m}$ von verschmutzten Luftmassen aus Europa bestimmt. Seesalzanteile fanden sich nur in den sauberen Luftmassen vom Atlantik.

Die organischen Bestandteile konnten nur mit großen Unsicherheiten von bis zu 90 % bestimmt werden. Der geringste Anteil organischer Substanzen mit $12 \pm 2\%$ fand sich in Luftmassen der marinen Grenzschicht aus dem westlichen Europa. Der größte Anteil mit $64 \pm 32\%$ wurde in Luftmassen der freien Troposphäre aus Nordamerika gefunden. In der Luft vorhandenes SO_2 reagiert sehr schnell innerhalb einer verschmutzten Luftmasse. Als Reaktionswege werden chemische Prozesse in den Wolken angegeben, ein starkes Anwachsen des Akkumulationsmodes wurde beobachtet. Bei sehr geringen Konzentrationen von SO_2 konnte dagegen kein nennenswerter Beitrag des SO_2 zum Partikelwachstum in feuchten Umgebungsbedingungen festgestellt werden. Hier wurde stattdessen Kondensation von HCl und HNO_3 und die Reaktion mit NH_3 beobachtet und konnte auch entsprechend modelliert werden. Dieser Beitrag zum Aerosolwachstum wurde zuvor nicht in Betracht gezogen. Das Modell zum adiabatischen Wachstum von Wolkentröpfchen konnte experimentell bestätigt werden. Die gemeinsame Messung von Aerosol- und Wolkeneigenschaften erlaubte eine erste vollständige Beschreibung des indirekten Strahlungsantriebs des Aerosols. Messungen mit neuen Instrumenten zur Wolkentröpfchencharakterisierung ergaben deutlich zu geringe Anzahlkonzentrationen bei Verwendung von luftgestützter Messtechnik bisherigen Standards. Die bisherigen Annahmen zum Verhältnis von Aerosolpartikel- und Wolkentröpfchenkonzentrationen müssen somit korrigiert werden. Die Methoden zur Bestimmung der optischen Dicke des Aerosols mit Hilfe von Satellitendaten konnten durch Vergleiche mit boden- und luftgestützten Sonnenphotometer-Messungen weiterentwickelt werden. Zusammen mit in situ-Messungen von Aerosoleigenschaften erlaubt dies die verbesserte Bestimmung der optischen Dicke des Aerosols und bildet die Grundlage für eine verbesserte regionale Quantifizierung des Strahlungseinflusses für eine Vielzahl von Aerosolen.

Als weiteres Experiment in der Reihe der ACE-Experimente wurde ACE-Asia geplant, das von Februar bis Mai 2001 in der Nähe von Japan stattfand. Das ausgewählte Messgebiet vor den Küsten von China, Japan und Korea liegt in einer Region, die die größte Quelle von Aerosolen auf der Welt ist. Diese Region bietet ein breites Spektrum von Aerosoltypen in Bezug auf Größe und Zusammensetzung. Die Teilnehmer erhoffen sich hier weitere wichtige Informationen zum Verständnis des Einflusses von Aerosolen auf die chemischen und Strahlungseigenschaften der Erdatmosphäre zu gewinnen.

Die Bestimmung des aerosolbedingten Strahlungsantriebes kann in den allermeisten Fällen nur mittels Modellrechnungen erfolgen, da in der Realität nicht bei gleichen atmosphärischen Bedingungen mit und ohne Aerosol gemessen werden kann. Eine Messung bei starker und schwacher Aerosolbelastung würde es erfordern, dass alle anderen atmosphärischen Bedingungen gleichgeblieben wären. Die Modellierung erlaubt auch, den Einfluss der verschiedenen Aerosolkomponenten sowie deren Eigenschaften getrennt zu berechnen. Um die Richtigkeit der Modellrechnungen zu testen, ist ein Vergleich mit Messungen solarer und terrestrischer Strahlung notwendig. Die Schwierigkeiten liegen dabei auf beiden Seiten. Einerseits sind sowohl die Messungen durch die Messgeräte, die Durchführung und die Auswertung mit möglichen Fehlern behaftet, genauso wie auch andererseits die Modelle mit ihren jeweiligen Verfahren und den Eingabeparametern. Um zu dieser wichtigen Problematik weitere Erkenntnisse zu erlangen, wird eine Vielzahl von Anstrengungen unternommen. So finden regelmäßig Vergleiche von Modellen untereinander, Kampagnen zum Vergleich von Geräten unter gleichen Messbedingungen und Vergleiche von Messungen und Modellen statt. In der vorliegenden Arbeit werden zur Berechnung des Strahlungstransportes die Methode der Diskreten Ordinaten unter Verwendung des Modells *disort2* (Stamnes et al., 1988) und die Monte-Carlo-Methode unter Verwendung des Modells *MYSTIC* (siehe Abschnitt D.1 im Anhang) benutzt. *Disort2* ist ein über viele Jahre erprobtes Modell, an dem mittlerweile andere Modelle gemessen werden. Das ebenfalls verwendete Monte-Carlo-Modell nahm und nimmt an dem internationalen Vergleich *Intercomparison of 3D radiation codes* (I3RC) teil und liegt unter den teilnehmenden dreidimensionalen Modellen an der Spitze. Vergleiche von Messgeräten am Boden

werden im Rahmen des *Baseline Surface Radiation Networks* (BSRN, Ohmura et al. (1998)) durchgeführt (DeLuisi et al., 1992). Weiterhin wurden die zum Kalibrieren verwendeten Schwarzkörper und die Durchführung der Kalibrierung miteinander verglichen (Philipona et al., 1998), und es wurde mit der Einführung eines absoluten Standards für terrestrische Strahlungsmessungen mit dem *Absolute Sky-scanning Radiometer* (ASR) begonnen (Philipona et al., 2001). Bei den Vergleichen zeigten sich zum Teil deutliche Unterschiede in den zur Kalibrierung und Messung verwendeten Verfahren. Die dadurch verursachten Abweichungen der gemessenen Strahlungsflussdichten konnten durch einheitliche Verfahren reduziert bzw. in Auswertgleichungen berücksichtigt werden. Die kontinuierliche Fortführung der Vergleiche sichert die bereits erzielten Ergebnisse und erlaubt die stetige Verbesserung nach dem jeweiligen neuesten Stand der Technik.

Einen Vergleich von Geräten an Bord von Flugzeugen gibt z. B. Saunders et al. (1992). An diesem Vergleich nahmen auch die in dieser Arbeit verwendeten Strahlungsmessgeräte erfolgreich teil. Bei den Vergleichen zwischen Modellrechnungen und Messungen bei unbewölktem Himmel findet man in vielen Fällen bei den Messungen geringere Werte als die Modelle berechnen. Aufgrund dessen nehmen einige Autoren eine Unterschätzung der Absorption in der Atmosphäre an (z. B. Wiscombe (1995), Arking (1996)). Dabei wird davon ausgegangen, dass die Modelle durch zu geringe oder unbekannte Absorber systematisch höhere Strahlungsflussdichten berechnen als die eingesetzten Geräte messen. Als weitere Erklärung für die Abweichungen werden Probleme bei der Berücksichtigung des Wasserdampfes in den Modellen genannt (Arking, 1999a,b). Einige Arbeiten finden wiederum Übereinstimmung innerhalb der Fehlergrenzen der Messgeräte (Conant et al., 1997), bzw. finden nur in bewölkten Fällen erhöhte Absorption (Zender et al., 1997). Eine Übersicht über Vergleiche von Messungen und Modellrechnungen wird von Wendisch et al. (2002) gegeben.

1.4 Die Ziele dieser Arbeit

Die Bestimmung der Streu- und Absorptionseigenschaften von Aerosolen für den Einsatz in Klimamodellen erfolgt in integrierten Messkampagnen wie den zuvor beschriebenen ACE-1, TARFOX, ACE-2 sowie ACE-Asia. In die Reihe dieser Aerosol-Charakterisierungs-Experimente fällt auch das Lindenberger Aerosol-Charakterisierungs-Experiment (LACE 98), das im Juli und August 1998 am und in der Gegend um das Meteorologische Observatorium in Lindenberg (MOL), 40 km südöstlich von Berlin, stattfand (Ansmann et al., 2002). Hier waren zum ersten Mal mehrere Aerosol-Lidare an einer großen Aerosol-Feldmesskampagne beteiligt. Außerdem konnten einzigartige Vergleiche von Flugzeug- und Lidarmessungen während LACE 98 realisiert werden. Desweiteren wurde eine spektral aufgelöste Messung der Bodenalbedo und deren Tagesgang über dem Messgelände durchgeführt. Wie in den anderen zuvor genannten Kampagnen wurden verschmutzte Luftmassen aus hochindustrialisierten Gegenden gemessen, aber erstmals fanden die Messungen über Land und nicht über dem Meer statt. Ergebnisse aus diesem Feldexperiment werden präsentiert. Es erfolgt ein Vergleich zwischen der aus Flugzeugmessungen erhaltenen und der in Modellrechnungen bestimmten Strahlungsflussdichten im solaren und im terrestrischen Spektralbereich, unter Verwendung der LACE 98 Ergebnisse. Dabei werden die meteorologischen Bedingungen sowie die Aerosoleigenschaften von weiteren an LACE 98 beteiligten Gruppen bereitgestellt. Für die gemessenen Aerosolbelastungen wird der über den Tagesgang gemittelte Strahlungsantrieb im solaren und zum erstenmal auch im terrestrischen Spektralbereich berechnet. Es wird der wolkenfreie Fall sowie der Einfluss des Aerosols bei verschiedenen Bewölkungssituationen untersucht. Dabei wird der direkte Effekt der Aerosole betrachtet, nicht die Auswirkungen auf die Bildung und die Eigenschaften von Wolken. Der Strahlungsantrieb wird mittels Modellierung aus der Differenz der Strahlungsbilanz der Atmosphäre mit bzw. ohne Aerosol bestimmt.

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: Nach dem einleitenden ersten Kapitel werden im folgenden zwei-

ten Kapitel grundlegende Begriffe und Beziehungen des Strahlungstransports in der Atmosphäre und zur Charakterisierung der Aerosoleigenschaften erläutert. Weiter wird der zu erwartende Strahlungsantrieb von Aerosolen anhand eines einfachen Modells diskutiert. Im dritten Kapitel werden die Modelle und die für die vorliegende Arbeit wichtigen Messgeräte dargestellt. Außerdem werden die Ergebnisse einer Vergleichskampagne von Strahlungsmessgeräten für den terrestrischen Spektralbereich, sogenannter Pyrgeometer, vorgestellt. Das vierte Kapitel beschreibt die Messkampagne LACE 98, in der die Daten und die Vergleichswerte für die Modelle gewonnen wurden. Das fünfte Kapitel beinhaltet schließlich den Vergleich der vom Flugzeug aus gemessenen Strahlungsflussdichten mit Berechnungen, bei dem zum ersten Mal Ergebnisse einer dreidimensionalen Strahlungstransportrechnung mit einem Monte-Carlo-Verfahren unter Verwendung von zusätzlichen Daten aus einer Satellitenszene verwendet werden. Weiterhin werden die Ergebnisse des Strahlungsantriebs aus der Modellierung mittels genauer Strahlungstransportrechnungen sowie die Ergebnisse zur Strahlungswirksamkeit nach einem Modell mit vereinfachten Annahmen im Vergleich zu den genauen Modellen präsentiert. Dies erfolgt für fünf während LACE 98 vorgefundene Aerosolbelastungen im solaren und terrestrischen Spektralbereich. Hierbei werden sowohl unbewölkte als auch mehrere bewölkte Situationen betrachtet. Im sechsten und letzten Kapitel werden die Ergebnisse diskutiert und ein Ausblick für weitere, in Zukunft wichtige Arbeiten gegeben.

Kapitel 2

Strahlungstransport in der Atmosphäre

2.1 Grundlagen und Begriffe

2.1.1 Strahlung

Strahlungsgrößen

Zur Beschreibung der Energiemenge W , die pro Zeit durch eine beliebige Fläche tritt, wird die Größe **Strahlungsleistung** oder **Strahlungsfluss** Φ verwendet, ausgedrückt durch

$$\Phi = \frac{dW}{dt} \quad [\text{W}] . \quad (2.1)$$

Bezieht sich diese Größe auf eine Einheitsfläche dA , so ergibt sich eine Leistungsdichte, **Strahlungsflussdichte** F genannt.

$$F = \frac{d\Phi}{dA} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] , \quad (2.2)$$

Es wird unterschieden zwischen der **Bestrahlungsstärke** E , wenn die Leistungsdichte auf die Fläche eines Empfängers bezogen wird

$$E = \frac{d\Phi}{dA} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] , \quad (2.3)$$

und der **spezifischen Ausstrahlung** M , wenn die Leistungsdichte auf die Fläche eines Strahlers bezogen wird

$$M = \frac{d\Phi}{dA} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] . \quad (2.4)$$

Die **Strahldichte** L bezeichnet den Anteil der Strahlungsleistung, der durch eine ebene Fläche, pro Fläche und Raumwinkel tritt

$$L = \frac{d^2\Phi}{\cos\vartheta \cdot dA d\Omega} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{sr}} \right] . \quad (2.5)$$

Die meisten Größen hängen von der Wellenlänge bzw. Frequenz der elektromagnetischen Strahlung ab. Bezieht man eine Größe auf die Wellenlänge oder Frequenz, so wird von **spektralen** Größen gesprochen, z. B. von der spektralen Strahldichte für die Wellenlänge λ

$$L_\lambda = \frac{dL}{d\lambda} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^3 \text{sr}} \right] \quad (2.6)$$

Interessiert ein größerer Spektralbereich, so ergibt sich die Gesamtgröße durch Integration (bzw. Summation) über die betrachteten Wellenlängen $\int_{\lambda}(\dots)_{\lambda}d\lambda'$ (bzw. Wellenlängenintervalle $\sum_{\lambda}(\dots)_{\lambda}\Delta\lambda$).

Die von einem Körper abgestrahlte bzw. absorbierte Strahlung als Funktion der Temperatur T wird durch das **Stefan-Boltzmann'sche Gesetz**

$$M = E = \epsilon \cdot \sigma T^4 \quad (2.7)$$

beschrieben. Der Faktor ϵ beschreibt das Emissionsvermögen, das von den Material- und Oberflächeneigenschaften abhängig ist. Für einen idealen, sogenannten **schwarzen Körper** ist $\epsilon = 1$, für reale Körper gilt $0 < \epsilon < 1$. σ bezeichnet die Stefan-Boltzmann-Konstante.

Die spektrale Strahldichte wird mit der **Planck'schen Strahlungsformel** (für unpolarisierte Strahlung) als Funktion der Wellenlänge λ

$$L_{\lambda}(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{e^{\frac{hc}{k_B T \cdot \lambda}} - 1} \quad (2.8)$$

bzw. der Frequenz ν

$$L_{\nu}(\nu, T) = \frac{2h \cdot \nu^3}{c^2} \cdot \frac{1}{e^{\frac{h \cdot \nu}{k_B T}} - 1} \quad (2.9)$$

und der Temperatur T beschrieben. Es bezeichnet h das Planck'sche Wirkungsquantum, c die Lichtgeschwindigkeit und k_B die Boltzmann-Konstante. Oftmals ist die Unterscheidung nach Wellenlänge und Frequenz entscheidend bei der Bewertung von Strahlungsgrößen. So liegt das Maximum der Planck'schen Strahlungsformel für die Strahlung der Sonne ($T = 5788$ K) auf die Wellenlänge bezogen bei etwa 500 nm, bezogen auf die Frequenz bei etwa $3,3 \cdot 10^{14}$ Hz, entsprechend ungefähr 900 nm. Die Wellenlänge wird zumeist verwendet, wenn der Wellencharakter zum Tragen kommt (Wellenoptik), d. h. dort, wo die Größe der Objekte im Vergleich zur Wellenlänge bei der Wechselwirkung mit Strahlung bedeutsam ist. Die Frequenz wird häufig benutzt, wenn es um die energetische Beschreibung der Strahlung geht.

Strahlung im System Erde-Atmosphäre

Die von der Sonne kommende Strahlung kann auf der Erde in guter Näherung als parallel einfallend angenommen werden und wird als **direkte Strahlung** bezeichnet. Die an Luftmolekülen, Partikeln, sowie Wolken und am Erdboden gestreute und reflektierte Strahlung wird als **diffuse Strahlung** bezeichnet. Die nach unten, zur Erde gerichtete Strahlung wird positiv gezählt (dem System Erde-Atmosphäre zugeführt), die nach oben, in den Weltraum gerichtete Strahlung negativ (dem System entzogen).

Die Nettostrahlungsflussdichte

$$F_{Netto} = F_{\downarrow} - F_{\uparrow} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] \quad (2.10)$$

beschreibt die Bilanz zwischen einfallender und zurückgestrahlter Strahlung (dem System netto zugeführt bzw. entzogen).

Unter Strahlungsantrieb versteht man den Einfluss der verschiedenen atmosphärischen Bedingungen auf den Strahlungshaushalt (Houghton et al., 1994, 2001). Der Strahlungsantrieb wird zumeist für den Oberrand der Atmosphäre und damit für das Gesamtsystem Erde-Atmosphäre angegeben.

Einige Arbeiten (z. B. Haywood und Boucher (2000)) bevorzugen die Tropopause, die Grenzschicht zwischen der Troposphäre und der darüberliegenden Stratosphäre. Zusätzlich wird oft noch der Wert am Erdboden angegeben, um aus den Differenzen Rückschlüsse auf die Strahlungsänderung am Boden und aus der Differenz zu den gerade genannten Werten Aussagen zur Absorption in der Atmosphäre treffen zu können. Bei Betrachtung des Oberrands der Atmosphäre wird nur die betrachtete Größe geändert, alle anderen atmosphärischen Größen bleiben unverändert. Es erfolgt keine Bildung eines neuen Gleichgewichts aufgrund dieser Änderung. Lässt man nur die Stratosphärentemperatur auf die Änderung reagieren, so wird der Strahlungsantrieb an der Tropopause betrachtet. Eine dritte Möglichkeit ist die Betrachtung der Situation, nachdem sich alle Parameter auf ein neues Gleichgewicht eingestellt haben (Hansen et al., 1997). In der vorliegenden Arbeit wird nur der erste Fall ohne Änderung der übrigen atmosphärischen Größen betrachtet, mit Strahlungsantrieb ist der Einfluss von Aerosol auf die Strahlungsbilanz gemeint. Es wird hierbei nicht zwischen natürlichen und anthropogenen Anteilen unterschieden. Somit bestimmt sich der Strahlungsantrieb immer aufgrund der Differenz zwischen dem Vorhandensein ($F_{Aerosol}$) und dem völligen Fehlen jeglichen Aerosols (F_{klar}). Der Strahlungsantrieb ΔF_{Netto} für die Nettostrahlungsflussdichten bestimmt sich damit nach

$$\Delta F_{Netto} = F_{Netto,Aerosol} - F_{Netto,klar} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right] . \quad (2.11)$$

Bei einem negativen Vorzeichen verbleibt weniger, bei einem positiven Vorzeichen mehr Energie im System Erde-Atmosphäre, aufgrund der betrachteten Änderung einer Eigenschaft des Systems. Oftmals wird nur eine vom Menschen verursachte Änderung betrachtet. Dabei kann ein natürlich vorhandener Effekt verstärkt oder abgeschwächt werden. Das Vorzeichen des Strahlungsantriebs beschreibt dann nur die Auswirkung der menschlichen Aktivitäten, nicht die Auswirkung des Effektes an sich. Ein Beispiel ist die Rolle von stratosphärischem und troposphärischem Ozon. In der Stratosphäre wirkt das Ozon erwärmend, der vom Menschen verursachte Abbau des Ozons („Ozonloch“) führt zu einer Abnahme dieser Erwärmung. Betrachtet man die Situation vor und nach dem Eingriff des Menschen auf die Ozonsituation in der Stratosphäre, so ergibt sich eine Abkühlung, ein negativer Strahlungsantrieb. Der Strahlungsantrieb des stratosphärischen Ozons insgesamt bleibt jedoch positiv. In der Troposphäre wirkt das Ozon ebenfalls erwärmend, die Zunahme durch den Einfluss des Menschen verstärkt diesen Effekt.

Im Weiteren wird bei einem negativen Antrieb von einer abkühlenden, bei einem positiven Antrieb von einer erwärmenden Wirkung des Aerosols gesprochen. Genauer ist jedoch obige Aussage zur Energieab- bzw. zunahme.

Wechselwirkung zwischen Strahlung und Materie

Die Wechselwirkung von Strahlung mit Materie erfolgt über Reflexion, Streuung, Emission und Absorption. Bei der Emission sendet ein Teilchen ein Photon aus, dessen Energie der Anregungsenergie des Teilchens entzogen wird. Bei der Absorption wird ein Photon vollständig vernichtet, seine Energie in Anregungsenergie des Teilchens und weiter in kinetische Energie und schliesslich in thermische Energie umgewandelt. Anders bei der Streuung, bei der die Energie ganz oder teilweise wieder abgestrahlt wird. Dies kann in alle Raumrichtungen erfolgen. Ist die Energie des abgestrahlten Photons gleich der des eingestrahnten, so spricht man von elastischer Streuung, ist sie verändert, so nennt man diese inelastische oder Raman-Streuung. Die Raman-Streuung kann in der Atmosphäre für die meisten Anwendungen vernachlässigt werden. Im Fall von Flächen (Erdboden oder Wolken), spricht man von Reflexion, nicht von Streuung.

Die Änderung der Strahldichte beim Passieren einer Schicht der Dicke dz durch Absorption und Streuung lässt sich beschreiben durch:

$$dL = -\sigma \cdot n_0 \cdot L \cdot dz \quad (2.12)$$

mit σ dem totalen Wirkungsquerschnitt, n_0 der Teilchenzahldichte und L der einfallenden Strahl-
dichte. Dies gilt für Streuung und Absorption, wenn der entsprechende totale Wirkungsquerschnitt
für Streuung bzw. Absorption eingesetzt wird.

Die Integration der obigen Gleichung liefert das **Lambert'sche Gesetz**

$$L = L_0 \cdot e^{-\beta \cdot z} , \quad (2.13)$$

wobei $\beta = \sigma \cdot n_0$ den Streu- bzw. Absorptionskoeffizienten bezeichnet.

Zur Beschreibung der gesamten Schwächung eines Strahl durch Streuung und Absorption verwendet
man den **Extinktionskoeffizienten** β_{ext} , der aus der Summe des Streu- und Absorptionskoeffizi-
enten gebildet wird:

$$\beta_{ext} = \beta_{streu} + \beta_{abs} \quad (2.14)$$

Den Anteil der Streuung an der Extinktion beschreibt die **Einfachstreu-Albedo** ω_0 (engl. single-
scattering albedo)

$$\omega_0 = \frac{\beta_{streu}}{\beta_{ext}} . \quad (2.15)$$

Die Schwächung der Strahlung entlang eines Weges von S_1 nach S_2 wird zusätzlich mit der dimen-
sionslosen Größe der **optischen Dicke** δ

$$\delta = \int_{S_1}^{S_2} \beta_{ext} ds . \quad (2.16)$$

beschrieben.

In der Atmosphäre erfolgt Streuung an Luftmolekülen, Aerosolen und Wolkentröpfchen. Die Luft-
moleküle sind klein gegenüber der Wellenlänge, ihr Streuverhalten lässt sich mit Hertz'schen Oszilla-
toren beschreiben. Sie werden als kugelförmig angenommen und durch Rayleigh-Streuung beschrie-
ben. Die winkelabhängige Verteilung der Streuintensitäten wird durch die Phasenfunktion $P(\vartheta)$
in Abhängigkeit vom Streuwinkel ϑ , dem Winkel zwischen einfallendem und gestreutem Strahl
beschrieben. Dabei gilt die Normierung

$$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\vartheta) d\Omega = 1 \quad (2.17)$$

die beschreibt, dass ein Photon, wenn es gestreut wird, in irgendeine Richtung gestreut werden
muss, $d\Omega$ bezeichnet das Raumwinkelement.

Die Phasenfunktion $P_{Ray}(\vartheta)$ für die **Rayleigh-Streuung** ist gegeben durch

$$P_{Ray}(\vartheta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2\vartheta) \quad (2.18)$$

und die Abhängigkeit des Streukoeffizienten β_{Ray} von der Wellenlänge λ durch

$$\beta_{Ray} \sim \frac{1}{\lambda^4} . \quad (2.19)$$

Den Verlauf der Phasenfunktion für Rayleigh-Streuung zeigt die Abbildung 2.1.

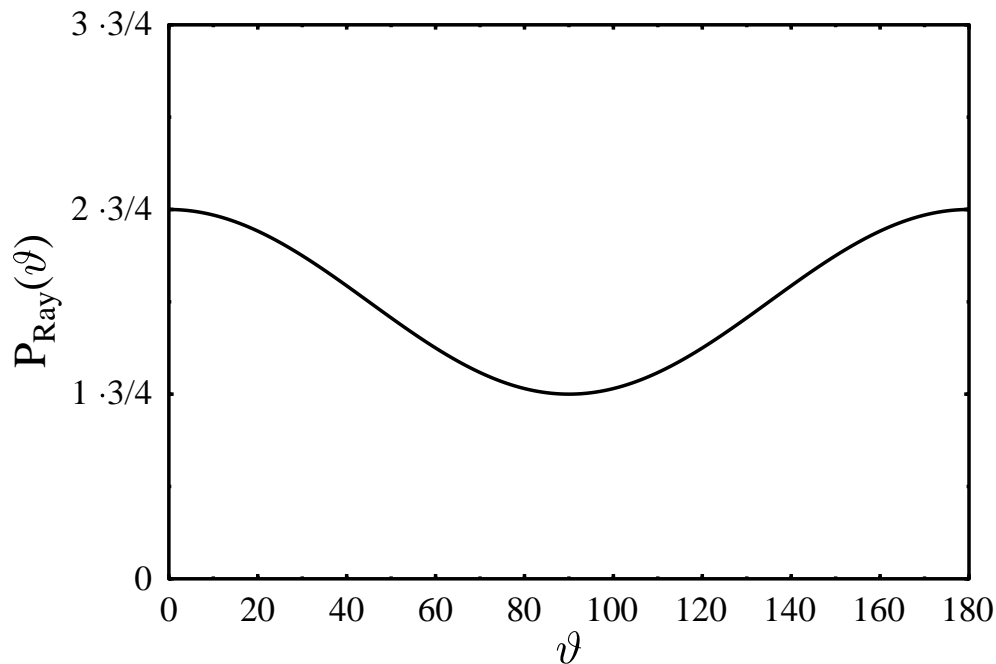


Abbildung 2.1: Normierte Phasenfunktion $P_{\text{Ray}}(\vartheta)$ der Rayleigh-Streuung in Abhängigkeit vom Streuwinkel ϑ .

2.1.2 Aerosol

Aerosolcharakterisierung

Unter Aerosol versteht man im weiteren Sinne eine kolloidale Lösung von festen oder flüssigen Teilchen in Luft. Im engeren Sinne bezeichnet man damit nur die Teilchen an sich. Die Moleküle sowie Wolken- und Niederschlagspartikel zählen nicht dazu (Bauer et al., 1997; Prospero et al., 1983).

Die Aerosole werden typischerweise in Größenklassen eingeteilt. Kleinste Teilchen mit Radien bis zu $0,005 \mu\text{m}$ werden im Nukleationsmode (engl. nucleation mode), Teilchen mit Radien zwischen $0,005 \mu\text{m}$ und $0,05 \mu\text{m}$, sogenannte Aitkenkerne, im gleichnamigen Aitkenmode, großes Aerosol zwischen $0,05$ und $0,5 \mu\text{m}$ im Akkumulationsmode (accumulation mode) und sehr großes Aerosol über $0,5 \mu\text{m}$ im Grobpartikelmode (coarse particle mode) zusammengefasst (Seinfeld und Pandis, 1998). In dieser Arbeit wird hiervon abgewichen, indem dass Nukleations- und Aitkenmode zusammengefasst werden (siehe auch Abschnitt 4.2.2).

Die Beschreibung erfolgt mit Hilfe von Größenverteilungen, für die häufig Parametrisierungen verwendet werden, die eine einfache Verwendung in numerischen Modellen erlauben. Eine solche Parametrisierung erfolgt z. B. mit Hilfe einer Summe von Log-Normal-Verteilungen:

$$\frac{dN(r)}{d \log r} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\log \sigma_i} \cdot \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{\log(r/\bar{r}_i)}{\log \sigma_i} \right)^2 \right\}. \quad (2.20)$$

Die Summation betrifft dabei die Aerosolmoden, im hier verwendeten Fall die drei Moden Nukleations-, Akkumulations- und Grobpartikelmode. $N(r)$ beschreibt die Teilchenzahldichte pro Vo-

lumenelement, r den Radius der Teilchen sowie N_i die Teilchenzahl pro Volumenelement, r_i den mittleren Radius und σ_i die Standardabweichung der jeweiligen Mode. Einige typische Beispiele für eine solche Aerosol-Größenverteilung mittels dreier Log-Normal-Verteilungen zeigt Abbildung 2.2.

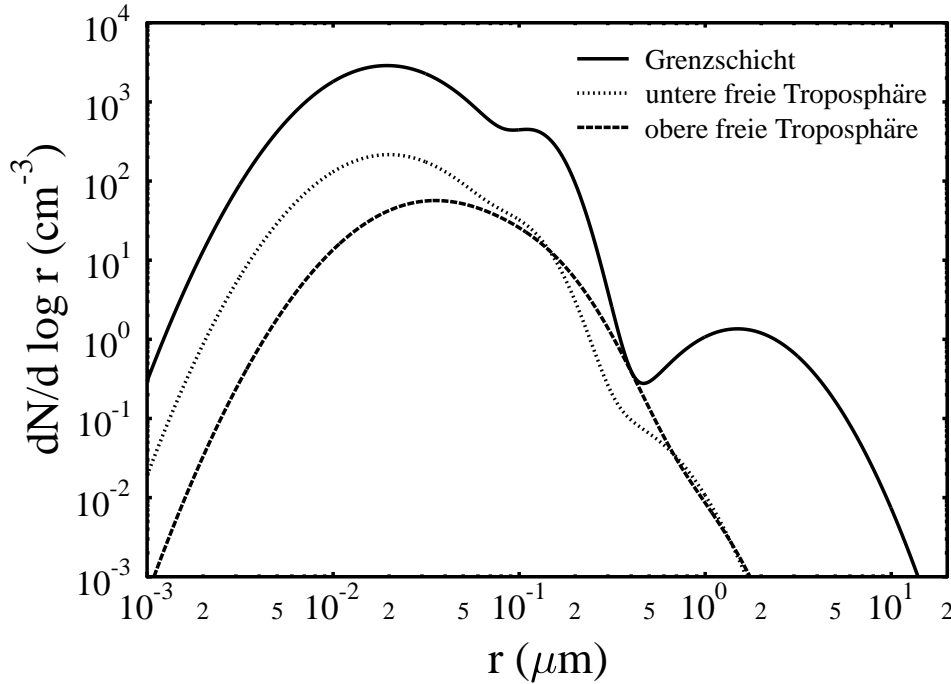


Abbildung 2.2: Beispiel für eine Aerosolpartikel-Größenverteilung, jeweils zusammengestellt aus der Summe der Log-Normal-Verteilungen des Nukleations-, Akkumulations- und Grobpartikelmodes. Dargestellt sind drei Größenverteilungen für die Grenzschicht (200m), untere (5km) und obere freie Troposphäre (11km). Die Verteilungen sind Anpassungen an die Messungen vom 31.07.98, Flug M01, während der Aerosol-Messkampagne LACE 98 (Fiebig, 2001).

Die Gesamtteilchenzahl erhält man durch Integration

$$N_{ges} = \int_0^{\infty} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\log \sigma_i} \cdot \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{\log r / \bar{r}_i}{\log \sigma_i} \right)^2 \right\} d \log r . \quad (2.21)$$

Zur Beschreibung einer Partikel-Größenverteilung wird auch oft der effektive Partikelradius

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} \frac{dN(r)}{d \log r} \cdot r^3 d \log r}{\int_0^{\infty} \frac{dN(r)}{d \log r} \cdot r^2 d \log r} \quad (2.22)$$

angegeben. Bei Wolkentröpfchen kann die Charakterisierung allein durch den effektiven Radius erfolgen (Hu und Stames, 1993).

Eine ausführliche Beschreibung zu Aerosolphysik und -chemie findet sich in Jänicke (1988).

Das Streuverhalten von Aerosolpartikeln kann unter der Annahme von kugelförmigen Teilchen mit Hilfe der **Mie-Theorie** (Mie, 1908) beschrieben werden. Diese kann insbesondere dann angewendet werden, wenn die Teilchendurchmesser in der Größenordnung der Wellenlänge der Strahlung liegen.

In der Atmosphäre treten insbesondere bei primär gebildeten Aerosolpartikeln und bei geringer relativer Feuchte Abweichungen von der Kugelform auf. Diese Abweichungen haben jedoch nur einen geringen Einfluss auf die für diese Arbeit relevanten Strahlungsflussdichten. Grund hierfür sind die nur geringen Abweichungen zwischen der Betrachtung kugelförmiger und nicht-kugelförmiger Teilchen im Falle von Einfachstreueralbedo ω_0 und Asymmetrieparameter g . Somit kann bei Kenntnis von Größenverteilung und optischer Dicke des Aerosols eine Berechnung der optischen Eigenschaften mit Hilfe der Mie-Theorie erfolgen (Mishchenko et al., 1995).

Aus der Mie-Theorie ergibt sich für die Abhängigkeit des Streukoeffizienten β_{Mie} von der Wellenlänge λ

$$\beta_{Mie} \sim \frac{1}{\lambda^{0,2}} \quad \dots \quad \frac{1}{\lambda^{1,6}}, \quad (2.23)$$

wobei häufig ein mittlerer Exponent von 1,3 verwendet wird (Ångström-Exponent).

Mit Hilfe der Mie-Theorie erhält man die dimensionslosen Extinktions-, Streu- und Absorptionswirksamkeiten $Q(m, \lambda, r)$ sowie die ebenfalls dimensionslose winkelabhängige Streuintensitätswirksamkeit F . Die Extinktions-, Streu- und Absorptionkoeffizienten berechnen sich gemäß d'Almeida et al. (1991) mit:

$$\beta_{ext/streu/abs} = \int_{r_1}^{r_2} Q_{ext/streu/abs}(m, \lambda, r) \cdot \pi r^2 \cdot \frac{dN(r)}{r \ln 10 d(\log r)} dr \quad (2.24)$$

πr^2 ist der Streuquerschnitt des Teilchens ($Q \cdot \pi r^2 = \sigma$ Wirkungsquerschnitt) und $\frac{dN(r)}{r \ln 10 d(\log r)}$ die Teilchenzahldichte pro Einheitsvolumen.

Analog bestimmt sich die Phasenfunktion $P(\lambda, \vartheta)_{Mie}$ zu:

$$P_{Mie}(\lambda, \vartheta) = \int_{r_1}^{r_2} F(m, \lambda, r, \vartheta) \cdot \pi r^2 \cdot \frac{dN(r)}{r \ln 10 d(\log r)} dr \quad (2.25)$$

ϑ ist der Streuwinkel zwischen dem einfallenden und dem gestreuten Strahl. Einige Beispiele für Phasenfunktionen $P_{Mie}(\lambda, \vartheta)$ spezieller Aerosolpartikel-Zusammensetzungen sind in der Abbildung 2.3 gegeben.

Weiterhin wird noch der Asymmetrieparameter

$$g(\lambda) = \frac{\int_0^\pi \cos \vartheta \cdot P(\lambda, \vartheta) \sin \vartheta d\vartheta}{\int_0^\pi P(\lambda, \vartheta) \sin \vartheta d\vartheta} \quad (2.26)$$

verwendet. Dieser beschreibt das Streuverhalten eines Teilchens bezüglich der Raumrichtungen, z. B. ob überwiegend Vorwärts- bzw. Rückwärtsstreuung erfolgt ($g > 0$ bzw. $g < 0$) oder in beide Raumrichtungen gleichmäßig gestreut wird, wie z. B. bei der Rayleigh-Streuung ($g = 0$). In der Natur wird nur $g \geq 0$ beobachtet.

Interne und externe Mischung von Aerosolen

Ein Aerosolpartikel kann je nach Quelle aus einer oder mehreren Substanzen zusammengesetzt sein. Die in der Atmosphäre auftretende Zusammensetzung ist zu komplex, um sie der Realität entsprechend beschreiben zu können. Aus diesem Grund müssen die Partikel mit Hilfe von vereinfachenden Annahmen bezüglich ihrer Zusammensetzung und als Mittelwerte großer Anzahlen beschrieben werden. Sind die Substanzen in einem Partikel homogen gemischt, so liegt eine **interne Mischung** vor. Bestehen die Partikel dagegen aus nur einer Substanz, und sind Teilchen aus verschiedenen Substanzen bezüglich ihrer Anzahl gemischt, so spricht man von einer **externen**

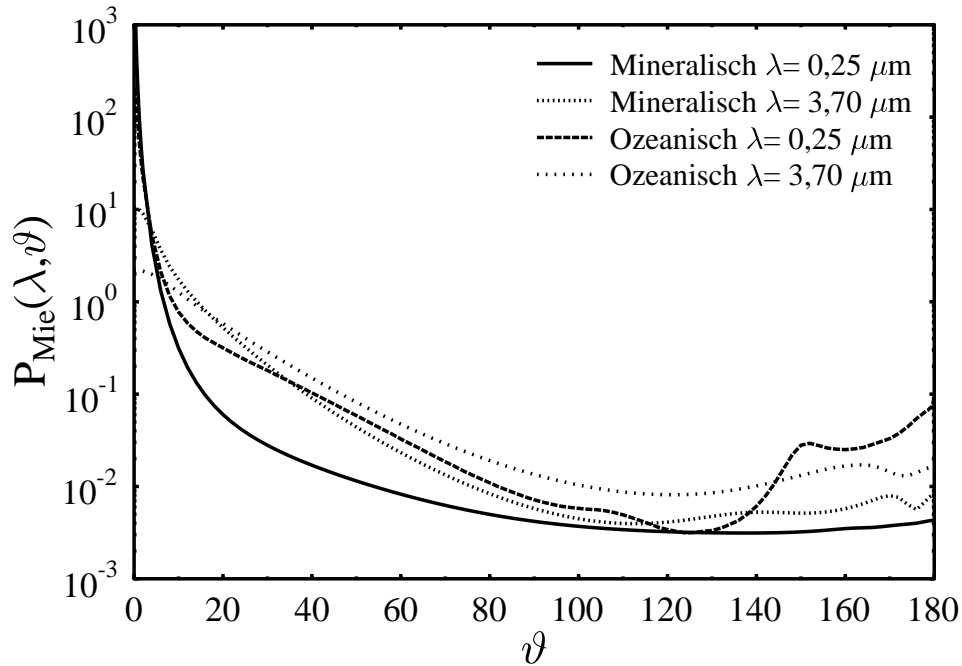


Abbildung 2.3: Beispiele für Phasenfunktionen typischer Aerosole. Dargestellt sind die normierten Phasenfunktionen $P_{Mie}(\lambda, \vartheta)$ von mineralischem und ozeanischem Aerosol bei den beiden Wellenlängen $0,25 \mu\text{m}$ und $3,70 \mu\text{m}$. Die jeweilige Aerosolpartikel-Größenverteilung und ihre stoffliche Zusammensetzung entsprechen den Daten der Studie WMO (1986).

Mischung. Daneben gibt es weitere Modelle, die z. B. einen Kern aus einer Substanz und die äußere Hülle aus einer oder mehreren anderen Substanzen annehmen, um damit zur Berechnung des Streu-Problems die Anwendung der Mie-Theorie zu erlauben (Aden und Kerker, 1951). In der vorliegenden Arbeit wird nur von interner homogener und externer Mischung der Aerosolpartikel ausgegangen (Fiebig, 2001).

Liegt eine Mischung von N_{Sub} Substanzen vor, so werden bei Anwendung der internen Mischung ihre Volumenanteile f_i im Brechungsindex berücksichtigt (Ouimette und Flagan, 1982):

$$\bar{m} = \sum_{i=1}^{N_{Sub}} f_i \cdot m_i, \quad (2.27)$$

unter Verwendung des komplexen Brechungsindex

$$m = m_{Re} + m_{Im} \cdot i. \quad (2.28)$$

Bei einer externen Mischung werden die optischen Parameter jedes Stoffes getrennt berechnet und anschließend nach Regeln zur externen Mischung für das Gemisch bestimmt. Hierbei wird von den Formeln nach d'Almeida et al. (1991) Gebrauch gemacht. Danach gilt für den Extinktions- und

Streukoeffizienten eines externen Gemisches aus N_{Sub} verschiedenen Substanzen

$$\bar{\beta}_{ext} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{Sub}} f_i \cdot \beta_{ext,i}}{\sum_{i=1}^{N_{Sub}} f_i}, \quad (2.29)$$

Für die Bestimmung der Einfachstreueralbedo des Gemisches gelten entsprechende Mischungsregeln unter Nutzung der Einfachstreueralbeden der einzelnen Substanzen. Zusätzlich kann die Definition der Einfachstreueralbedo angewendet und der Wert der Einfachstreueralbedo aus den bereits gemischten Koeffizienten $\bar{\beta}_{ext}$ und $\bar{\beta}_{streu}$ bestimmt werden:

$$\bar{\omega}_0 = \frac{\sum_{i=1}^{N_{Sub}} \omega_{0,i} \cdot \beta_{ext,i}}{\sum_{i=1}^{N_{Sub}} \beta_{ext,i}} = \frac{\bar{\beta}_{streu}}{\bar{\beta}_{ext}}. \quad (2.30)$$

Die entsprechende Mischungsregel für den Asymmetrieparameter des Gemisches lautet:

$$\bar{g}(\lambda) = \frac{\sum_{i=1}^{N_{Sub}} g_i(\lambda) \cdot \beta_{streu,i}}{\sum_{i=1}^{N_{Sub}} \beta_{streu,i}}. \quad (2.31)$$

Die Phasenfunktion und die entsprechenden Legendrekoeffizienten für ein Gemisch werden wie für den Asymmetrieparameter ermittelt. Die Legendrekoeffizienten sind die Entwicklungskoeffizienten einer Entwicklung der Phasenfunktion nach Legendrepolyomen, wie sie häufig in numerischen Modellen verwendet wird (siehe Abschnitt D.2 im Anhang).

In feuchter Umgebung kondensiert der Wasserdampf der Luft an der Oberfläche der Aerosolpartikel. Dadurch verändern sich Form, Größe und Brechungsindex. Diese Quellung der Partikel wird in der Größenverteilung und dem Brechungsindex m berücksichtigt. Der mittlere Radius bzw. Durchmesser wird mit einem Quellfaktor f_{quell} multipliziert und der Brechungsindex, um den Wasseranteil entsprechend der Volumenverhältnisse gemäß

$$\bar{m} = \frac{1}{f_{quell}^3} m_{Aerosol} + \left(1 - \frac{1}{f_{quell}^3}\right) m_{H_2O} \quad (2.32)$$

ergänzt, berechnet.

Für das Größenwachstum gilt die Beziehung (Hänel, 1976; Pruppacher und Klett, 1978):

$$f = \exp\left(\frac{2s}{\rho_{H_2O} R_{H_2O} T r} - \frac{\eta \rho_{Aerosol} / \rho_{H_2O}}{(r/r_{Aerosol})^3 - 1}\right). \quad (2.33)$$

Dabei beschreibt f die relative Feuchte der Luft, s die Oberflächenspannung auf der feuchten Partikeloberfläche, R_{H_2O} die spezifische Gaskonstante von Wasserdampf, ρ_{H_2O} bzw. $\rho_{Aerosol}$ die Dichte von Wasser bzw. trockenem Aerosol, T die absolute Temperatur der Teilchen und r bzw. $r_{Aerosol}$ den Radius des gequollenen bzw. trockenen Aerosolpartikels. η ist der exponentielle Faktor der Massenzunahme der Partikel. Aus dem Verhältnis der Radien bestimmt sich der Quellfaktor:

$$f_{quell} = \frac{r}{r_{Aerosol}}. \quad (2.34)$$

2.1.3 Wolken

Bei der Beschreibung von Wolken unterscheidet man grob zwischen tiefen (0-2 km) und mittelhohen (2-7 km) Wasser- und Eiswolken, sowie hohen (5-13 km) Eiswolken. Die übliche Klassifikation umfasst 10 Wolkentypen. In dieser Arbeit werden für die Berechnung des Strahlungsantriebs zwei Typen von Wolken, nämlich eine Eiswolke in großer sowie eine Wasserwolke in niedriger Höhe verwendet.

Im Falle von Wolken gibt es ähnlich wie bei den Aerosolen keine allgemeingültige Einteilung der Wolkenpartikelgrößen, jedoch eine feste Trennlinie zu den Regentropfen bei $100 \mu\text{m}$. In Bauer et al. (1997) wird zwischen Kondensationskernen mit Radien ab etwa $0,1 \mu\text{m}$, typischen Wolkentropfen mit einem Radius von etwa $10 \mu\text{m}$ und großen Wolkentropfen von etwa $50 \mu\text{m}$ unterschieden. Die Grenze zwischen Wolken- und Regentropfen liegt bei $100 \mu\text{m}$. Der Radius eines typischen Regentropfens beträgt $1000 \mu\text{m}$. In Rogers (1976) sind Regentropfen groß genug um den Erdboden zu erreichen, Wolkentropfen klein genug um zu verdunsten, bevor sie den Erdboden erreichen. Durch Festlegung liegt die Grenze zwischen den beiden bei einem Radius von $100 \mu\text{m}$. Tropfen, deren Radius nahe an dieser Grenze liegt werden als Nieseltröpfchen bezeichnet.

Eine ausführliche Beschreibung zur Thematik der Wolkenphysik findet sich in Laube und Höller (1988).

2.1.4 Bodenalbedo

Eine wichtige Grenzfläche für den Strahlungstransport stellt die Erdoberfläche dar. Sie bestimmt ganz entscheidend die nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten. In Kondratyev (1969) wird zwischen der Abschwächung der Intensität durch Absorption, der Albedo im eigentlichen Sinne und der Winkelabhängigkeit der reflektierten Strahlung in Abhängigkeit von der Richtung des einfallenden Strahls unterschieden. Sowohl die Albedo als auch die Winkelabhängigkeit der reflektierten Strahlung besitzen in praktisch allen Fällen eine z. T. sehr ausgeprägte spektrale Abhängigkeit. Extremfälle sind die Spiegelung (Reflexionsgesetz) und die richtungsunabhängige, isotrope Reflexion an sogenannten Lambert'schen Oberflächen. Dazwischen liegen die realen Oberflächen, die eine große Bandbreite an anisotropen Reflexionseigenschaften aufweisen.

Die Albedo variiert im System Erde-Atmosphäre mit dem Sonnenstand (Winkelabhängigkeit) und der Bestrahlungsstärke. Bei natürlichen Bodenoberflächen sind, außer für glatte Wasseroberflächen, keine Gesetzmäßigkeiten bekannt (Kondratyev, 1969). Man kann grundsätzlich drei große Gruppen von Oberflächen auf der Erde unterscheiden: Wasseroberflächen, die nicht mit Pflanzen bewachsenen nackten Landoberflächen (Gestein oder Mutterboden, Nichtvegetation) und bewachsene Landoberflächen (Vegetation). Die Variabilität der bewachsenen Oberflächen hängt von der Art des Bewuchses sowie vom Wasser- und Chlorophyllgehalt in den grünen Pflanzen ab. Die gesamte Variabilität aller auf der Erde vorhandenen Oberflächen ist bisher nicht zu erfassen, deshalb sollen hier nur einige Aspekte aufgeführt werden. Wasseroberflächen unterscheiden sich nach Art des Gewässers (Fließgewässer wie Bäche und Flüsse oder stehende Gewässer wie Seen und Ozeane), der Wassertiefe, dem Bewuchs unter Wasser, den Inhaltsstoffen und der Beschaffenheit der Wasseroberfläche aufgrund von Gefälle, Strömung und Windgang. Vegetationsfreie Oberflächen werden von der Zusammensetzung und der Oberflächenstruktur geprägt. So bestimmt bei Gestein außer dem Material auch die, oft zusätzlich richtungsabhängige, Rauigkeit der Oberfläche durch Erosion, bei Ackerflächen die Richtung der Furchen und bei allen Böden die Feuchtigkeit die Reflexionseigenschaften. Den spektralen Verlauf des Reflexionsverhaltens einer typischen unbewachsenen Oberfläche anhand einer Basaltgesteinsprobe zeigt Abb. 2.4. Charakteristisch ist das monotone Ansteigen des Reflexionsvermögens mit der Wellenlänge. Vegetationsbedeckte Oberflächen variieren in der Vielfalt, in der es Pflanzen und ihre unterschiedlichen Wuchsformen gibt sowie mit den Jahreszeiten. Ihre Reflexionseigenschaften hängen besonders stark vom Vegetationsverlauf ab (frische

Triebe, ausgereifte Pflanzen, Fruchtbildung, u. a.). Außerdem spielen die Blattart (Gräser, Laub- und Nadelbäume), die Wuchshöhe und der Wachstumsstand bzw. der Reifegrad von Pflanzen eine Rolle. Besonders bei Getreide und dem Laub von Bäumen muss im Herbst eine starke Änderung der Albedo aufgrund des verschwindenden Chlorophylls berücksichtigt werden. Einige Beispiele des Reflexionsvermögens typischer vegetationsbedeckter Oberflächentypen zeigt die Abbildung 2.4. Charakteristisch sind hierbei der steile Anstieg bei etwa $0,7 \mu\text{m}$, die sogenannte Chlorophyllkante und die Minima bei etwa $1,5$ und $2,0 \mu\text{m}$ aufgrund der Strahlungsabsorption des Wassers in den Pflanzen. In der Abbildung 2.4 ist zusätzlich noch der spektrale Verlauf der Reflektivität einer Schneeoberfläche dargestellt.

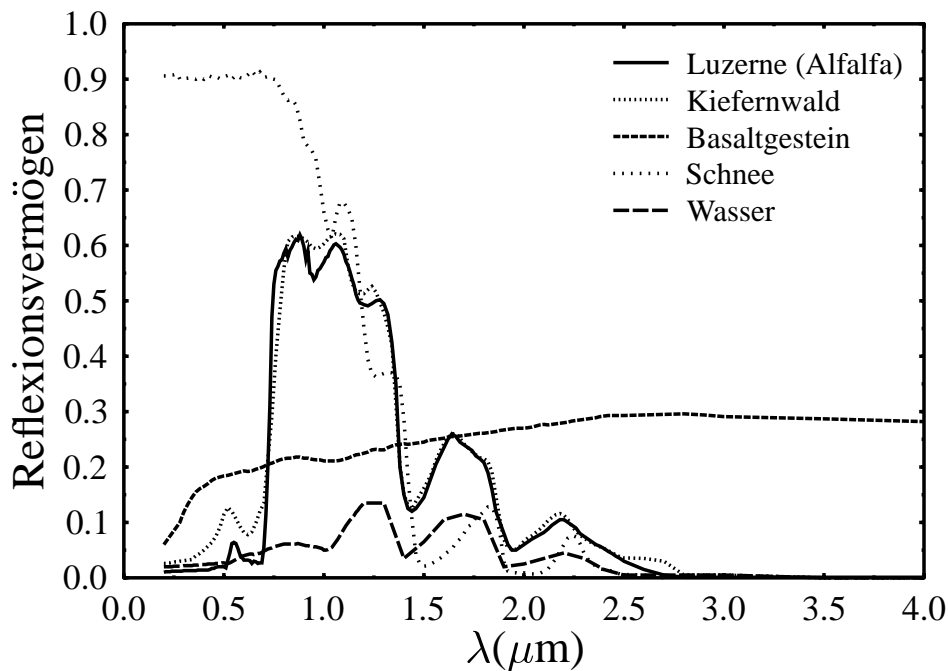


Abbildung 2.4: Beispiele für das Reflexionsvermögen verschiedener Oberflächentypen. Die Abbildung zeigt den spektralen Verlauf des Reflexionsvermögens einiger Vegetations- und Nichtvegetationsoberflächen, sowie von Schnee. Die Kurven sind der Arbeit von Bowker et al. (1985) entnommen, die Bereiche von $0,2$ - $0,3$ und oberhalb von $1,0$ bzw. $2,5 \mu\text{m}$ wurden extrapoliert.

Neben den reinen Oberflächeneigenschaften ist zur exakten Beschreibung des Bodens noch die Geländeform zu berücksichtigen. Dies ist besonders in Gebirgen notwendig, während in flacheren Gebieten zumeist die Näherung eines ebenen Bodens genügt.

Die exakte Beschreibung der Bodenreflexionseigenschaften erfolgt durch die *Bidirektionale Reflexionsverteilungsfunktion* (engl.: *bidirectional reflexion distribution function, BRDF*). Sie beschreibt die volle spektrale Abhängigkeit der Reflexionseigenschaften einer Oberfläche.

Von der aus der Richtung (ϑ_e, φ_e) aus dem Raumwinkelement $d\Omega'_e$ auf eine horizontale Fläche einfallenden Strahldichte $dL_\lambda(\vartheta_e, \varphi_e)$ wird folgender Anteil in die Richtung (ϑ_r, φ_r) reflektiert:

$$dL_\lambda(\vartheta_e, \varphi_e; \vartheta_r, \varphi_r) = \rho_r(\vartheta_e, \varphi_e; \vartheta_r, \varphi_r; \lambda) \cdot dL_\lambda(\vartheta_e, \varphi_e) \cos \vartheta_e d\Omega'_e. \quad (2.35)$$

Dabei bezeichnet ϑ den Zenitwinkel und φ den Azimutwinkel der Richtung der einfallenden (Index

e) bzw. reflektierten (Index r) Strahlung sowie ρ_r die BRDF.

Die gesamte in die Richtung (ϑ_r, φ_r) reflektierte Strahldichte summiert sich aus den aus dem gesamten Halbraum auf die horizontale Fläche eingestrahlenen Strahldichten zu

$$L_\lambda(\vartheta_r, \varphi_r) = \int_{\Omega_e=2\pi} dL_\lambda(\vartheta_e, \varphi_e; \vartheta_r, \varphi_r) = \int_{\Omega_e=2\pi} \rho_r(\vartheta_e, \varphi_e; \vartheta_r, \varphi_r; \lambda) \cdot dL_\lambda(\vartheta_e, \varphi_e) \cos \vartheta_e d\Omega'_e . \quad (2.36)$$

Die Bedeutung der BRDF liegt darin, dass sie eine Materialeigenschaft für jede Oberfläche ist. Die BRDF ist unabhängig von der Winkelverteilung der einfallenden Strahlung und alle anderen Reflexionsgrößen lassen sich aus ihr ableiten.

Die Bestimmung der BRDF ist in der freien Natur bei natürlicher, halbräumlicher Beleuchtung nur mit erheblichem Aufwand möglich (Kriebel, 1978). Deshalb wird bei der Messung der Reflexionseigenschaften realer Erdoberflächen zumeist vereinfachend der spektrale Reflexionsfaktor $R(\vartheta_r, \varphi_r; \lambda)$ ermittelt. Dieser gibt das Verhältnis der in eine Richtung (ϑ_r, φ_r) reflektierten spektralen Strahldichte $L_\lambda(\vartheta_r, \varphi_r)$ zu derjenigen spektralen Strahldichte $L_{\lambda, WL}(\vartheta_r, \varphi_r)$ an, die von einer Vergleichsfläche eines weißen Lambert'schen Reflektors bei gleichen Einstrahlungsbedingungen reflektiert würde:

$$R(\vartheta_r, \varphi_r; \lambda) = \frac{L_\lambda(\vartheta_r, \varphi_r)}{L_{\lambda, WL}(\vartheta_r, \varphi_r)} \quad (2.37)$$

Ein weißer Lambert'scher Reflektor ist ein idealer isotroper Reflektor. Zur Bestimmung des Verhältnisses wird die reflektierte Strahldichte einer Vergleichsfläche des idealen isotropen Reflektors und der zu vermessenden Oberfläche mit demselben Messaufbau unter gleichen Einstrahlungsbedingungen bestimmt.

Die gesamte reflektierte Bestrahlungsstärke erhält man durch Integration über den Reflexionshalbraum

$$E_{\lambda, r} = \int_{\Omega_r=2\pi} L_\lambda(\vartheta_r, \varphi_r) \cdot \cos \theta_r d\Omega_r . \quad (2.38)$$

Das Verhältnis dieser reflektierten zur eingestrahlenen Bestrahlungsstärke liefert die **spektrale Albedo** $A(\lambda)$

$$A(\lambda) = \frac{E_{\lambda, r}}{E_\lambda} \quad (2.39)$$

Die **Albedo** bestimmt sich durch Integration über die Wellenlänge, in die die spektrale Verteilung der Bestrahlungsstärke mittels der Gewichtung

$$A = \frac{\int_0^\infty A(\lambda) \cdot E_\lambda d\lambda}{\int_0^\infty E_\lambda d\lambda} \quad (2.40)$$

eingeht. Die Albedo einer betrachteten Oberfläche lässt sich somit aus der Materialgröße BRDF unter Berücksichtigung der vorherrschenden Einstrahlungsbedingungen und damit vor allem unter Berücksichtigung der meteorologischen Situation berechnen.

Die aus Messungen bestimmten BRDFs einiger Bodenoberflächen liegen als tabellierte Einzelwerte bei bestimmten Winkeln vor. Zur Nutzung in Modellen müssen diese Werte eingelesen und für die erforderlichen Winkelwerte interpoliert werden. Eine einfachere Methode ist die Verwendung von Funktionen zur Beschreibung der BRDF mittels einer Parametrisierung der diskreten Messwerte.

Parametrisierung der BRDF

In der vorliegenden Arbeit wird eine Parametrisierung der BRDF nach Rahman et al. (1993b) verwendet. Diese erfolgt mittels dreier Parameter ρ_0 , θ und k nach der Beziehung

$$\rho_{\text{Boden}}(\vartheta_e, \varphi_e; \vartheta_r, \varphi_r) = \rho_0 \cdot \frac{\cos^{k-1} \vartheta_e \cdot \cos^{k-1} \vartheta_r}{(\cos \vartheta_e + \cos \vartheta_r)^{1-k}} \cdot F(g) \cdot [1 + R(G)] , \quad (2.41)$$

mit

$$F(g) = \frac{1 - \theta^2}{(1 + \theta^2 - 2\theta \cos(\pi - g))^{3/2}} \quad (2.41\text{-a})$$

$$\cos g = \cos \vartheta_e \cos \vartheta_r + \sin \vartheta_e \sin \vartheta_r \cdot \cos(\varphi_e - \varphi_r) \quad (2.41\text{-b})$$

$$[1 + R(G)] = 1 + \frac{1 - \rho_0}{1 + G} \quad (2.41\text{-c})$$

$$G = (\tan^2 \vartheta_e + \tan^2 \vartheta_r - 2 \tan \vartheta_e \tan \vartheta_r \cdot \cos(\varphi_e - \varphi_r))^{1/2} \quad (2.41\text{-d})$$

ρ_0 beschreibt die Intensität der reflektierten Strahlung. Für diesen Parameter gilt lediglich $0 \leq \rho_0$, und dass die daraus bestimmte Albedo den Wert eins nicht überschreiten darf. ρ_0 stellt keine Albedo oder irgendeine andere Reflexionsgröße dar. Die Parameter k und θ beschreiben die Winkelabhängigkeit. k ist dabei ein Maß für die Anisotropie der Oberfläche, θ steuert mittels der Funktion $F(g)$ den relativen Anteil der Vorwärts- ($0 \leq \theta \leq +1$) bzw. Rückwärtsstreuung ($-1 \leq \theta \leq 0$). Die Funktion $F(g)$ entspricht in ihrer Form der Henyey-Greenstein-Funktion. Der Phasenwinkel g ist der Winkel zwischen einfallendem und reflektiertem Strahl. Den ‘hot spot’, den spiegelnden Reflex in Richtung der einfallenden Strahlung, beschreibt der Faktor $[1 + R(G)]$, wobei G ein geometrischer Faktor ist.

2.2 Abschätzung des aerosolbedingten Strahlungsantriebs mit einem stark vereinfachten Modell

Zur Abschätzung des Strahlungsantriebs wird oft von sehr stark vereinfachten Modellen ausgegangen. Damit soll lediglich die Strahlungswirksamkeit des Aerosols grob abgeschätzt und mit genauen Modellen verglichen werden. Für das hier verwendete, stark vereinfachte Modell nach Paltridge und Platt (1976) gelten die folgenden Annahmen: Die Atmosphäre enthält lediglich eine Aerosol-Schicht mit dem Reflexionsvermögen β_{refl} und dem Absorptionsvermögen β_{abs} . Beide sind dimensionslose Größen und nicht zu verwechseln mit den Streu- und Absorptionskoeffizienten. Der Erdboden besitzt die isotrope Albedo A . Die Betrachtung erfolgt zuerst für ein rein streuendes Aerosol, dann für ein zusätzlich absorbierendes Aerosol. Es werden die Strahlungsflussdichten nach oben am Ober- und nach unten am Boden, sowie die Absorption der Schicht und des Bodens bestimmt.

Die von der Sonne eingestrahlte Strahlungsflussdichte $F_{S\downarrow}$ wird zu einem Anteil von $\beta_{\text{refl}} F_{S\downarrow}$ unmittelbar an der Schicht reflektiert und zu $\beta_{\text{abs}}(1 - \beta_{\text{refl}}) F_{S\downarrow}$ in der Schicht absorbiert. Der verbleibende Anteil $(1 - \beta_{\text{abs}})(1 - \beta_{\text{refl}}) F_{S\downarrow}$ passiert die Schicht. Nach Reflexion und Absorption am Erdboden kommt es zu wiederholter Reflexion an und Absorption in der Schicht und am Erdboden (siehe Abb. 2.5).

In einem ersten Schritt betrachte man die nach oben gerichtete Strahlungsflussdichte für die zusätzliche Annahme $\beta_{\text{abs}} = 0$. Durch Summation der einzelnen Beiträge aller oberhalb der Schicht nach oben gerichteten Strahlen erhält man

$$F_{\uparrow} = \beta_{\text{refl}} F_{S\downarrow} + A(1 - \beta_{\text{refl}})^2 F_{S\downarrow} + A^2(1 - \beta_{\text{refl}})^2 \beta_{\text{refl}} F_{S\downarrow} + \dots \quad (2.42)$$

Mit $\beta_{\text{refl}} \ll 1$ und der Vernachlässigung quadratischer und höherer Terme in β_{refl} ergibt sich

$$F_{\uparrow} = F_{S\downarrow} \left(\beta_{\text{refl}} + A + A^2 \beta_{\text{refl}} - 2A \beta_{\text{refl}} \right) . \quad (2.43)$$

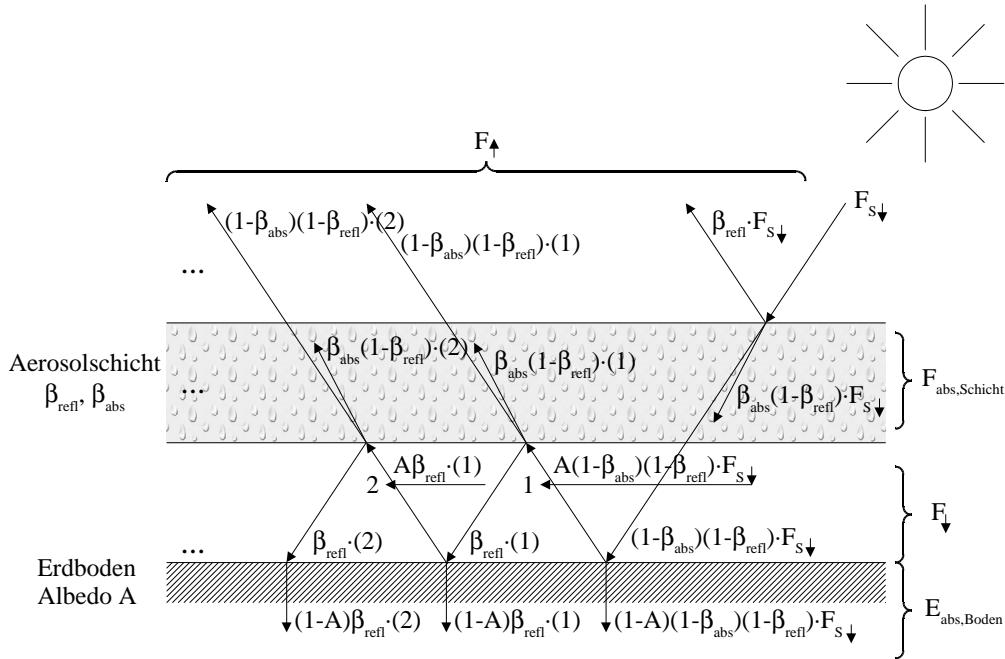


Abbildung 2.5: Vereinfachtes Modell nach Paltridge und Platt (1976). Die Atmosphäre besteht lediglich aus einer Aerosolschicht. Das Modell ist eindimensional, die Schicht homogen. Der Erdboden reflektiert isotrop.

Die planetare Albedo des Systems Erdboden und Atmosphäre ist somit am Oberrand der Atmosphäre für dieses vereinfachte Modell:

$$\beta_{refl,Planet} = \frac{F_{\uparrow}}{F_{S\downarrow}} = \left(\beta_{refl} + A + A^2\beta_{refl} - 2A\beta_{refl} \right). \quad (2.44)$$

Die Änderung der planetaren Albedo durch eine hinzugefügte Aerosolschicht ergibt sich zu:

$$\Delta A = \beta_{refl,Planet} - A = \left(\beta_{refl} + A^2\beta_{refl} - 2A\beta_{refl} \right). \quad (2.45)$$

Die unter Berücksichtigung der Aerosolschicht am Boden ankommende Strahlungsflussdichte beträgt:

$$E_{\downarrow,Boden} = F_{S\downarrow}(1 - \beta_{refl} + A\beta_{refl}), \quad (2.46)$$

wobei Terme mit β_{refl}^2 und höherer Ordnung wie zuvor vernachlässigt wurden.

Im zweiten Schritt betrachte man nun wieder die nach oben gerichtete Strahlungsflussdichte jedoch mit $0 < \beta_{abs} \ll 1$ und erhält für die nach oben gerichtete Strahlungsflussdichte am Oberrand einer nun zusätzlich absorbierenden Schicht:

$$F_{\uparrow} = F_{S\downarrow} \left(\beta_{refl} + A + A^2\beta_{refl} - 2A\beta_{refl} - 2A\beta_{abs} \right). \quad (2.47)$$

Die planetare Albedo ist damit:

$$\beta_{refl,Planet} = \frac{F_{\uparrow}}{F_{S\downarrow}} = \left(\beta_{refl} + A + A^2\beta_{refl} - 2A\beta_{refl} - 2A\beta_{abs} \right). \quad (2.48)$$

Für die Änderung dieser planetaren Albedo aufgrund der zusätzlichen Aerosolschicht ergibt sich:

$$\Delta A = \beta_{refl,Planet} - A = \left(\beta_{refl} + A^2 \beta_{refl} - 2A \beta_{refl} - 2A \beta_{abs} \right) , \quad (2.49)$$

und für die am Boden ankommende Strahlungsflussdichte:

$$E_{\downarrow,Boden} = F_{S\downarrow} (1 - \beta_{refl} + A \beta_{refl} - \beta_{abs}) . \quad (2.50)$$

Für die vom Boden absorbierte Bestrahlungsstärke ergibt sich:

$$E_{abs,Boden} = F_{S\downarrow} (1 - A) (1 - \beta_{refl} + A \beta_{refl} - \beta_{abs}) , \quad (2.51)$$

und für die von der Schicht absorbierte Strahlungsflussdichte:

$$\begin{aligned} F_{abs,Schicht} &= F_{S\downarrow} \left(\beta_{abs} (1 - \beta_{refl}) + \beta_{abs} A (1 - \beta_{abs}) (1 - \beta_{refl})^2 + \dots \right) \\ &\simeq F_{S\downarrow} (\beta_{abs} + A \beta_{abs}) . \end{aligned} \quad (2.52)$$

Benutzt man Gleichung (2.49) für den Fall, in dem das Einfügen einer Schicht keine Änderung der planetaren Albedo bewirkt, so erhält man die Funktion

$$\Delta A = 0 \quad \Rightarrow \quad \left. \frac{\beta_{abs}}{\beta_{refl}} \right|_{\Delta A=0} = \frac{(1 - A)^2}{2A} \quad (2.53)$$

Diese Funktion beschreibt die Grenze zwischen kühlendem und erwärmendem Effekt in Abhängigkeit von der Bodenalbedo und den Schichtparametern. Den Verlauf dieser Funktion sowie Bereiche typischer Bodenalbeden und Aerosoltypen zeigt die Abbildung 2.6. Die Abbildung zeigt, dass mit zunehmender Albedo, aufgrund von Mehrfachreflexion, eine abnehmende Abkühlung bzw. zunehmende Erwärmung zu erwarten ist, wenn eine Aerosolschicht mit festgehaltenen Reflexions- und Absorptionseigenschaften betrachtet wird. Im Falle eines festgehaltenen Albedowertes einer Erdoberfläche ergibt sich ebenfalls eine verringerte Abkühlung bzw. zunehmende Erwärmung, wenn das Absorptionsvermögen der Aerosolschicht zunimmt bzw. das Reflexionsvermögen abnimmt. Die Ergebnisse dieser vereinfachten Einstufung der Klimawirksamkeit des während LACE 98 gemessenen Aerosols werden in Kapitel 5.2.3 diskutiert.

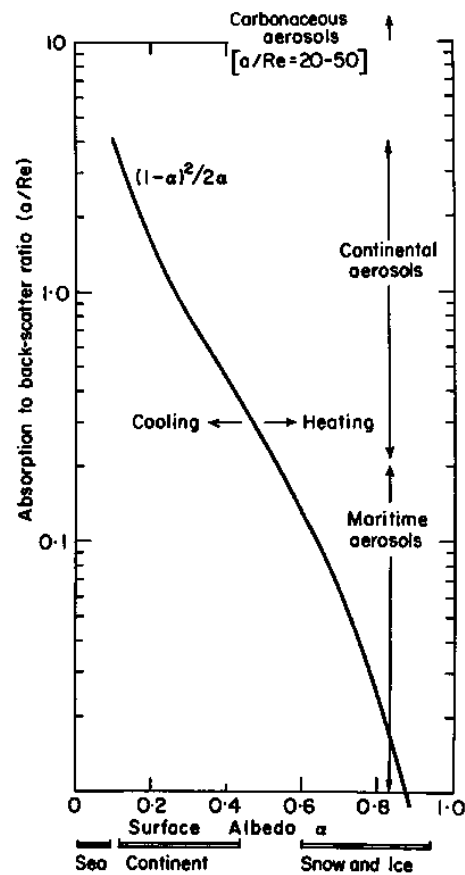


Abbildung 2.6: Verlauf der Funktion gemäß Gleichung (2.53). Die Kurve beschreibt den Zusammenhang zwischen den optischen Eigenschaften einer Aerosolschicht und der Albedo des Erdbodens, bei der das Einbringen dieser Aerosolschicht in die Atmosphäre keine Änderung der Strahlungsbilanz bewirkt. Der Bereich links von der Kurve bezeichnet Abkühlung, der Bereich rechts davon Erwärmung im Falle des Vorhandenseins der Aerosolschicht gegenüber einer Atmosphäre ohne diese Schicht. In dem Diagramm sind Bereiche typischer Bodenalbeden und Aerosoltypen eingezeichnet. Die Abbildung wurde aus Paltridge und Platt (1976) entnommen. Die Größen a , Re und α in der Abbildung entsprechen hierbei den Größen β_{abs} , β_{refl} und A im Text.

Kapitel 3

Modelle und Messgeräte

In diesem Kapitel werden die verwendeten Strahlungstransportmodelle sowie einige der für diese Arbeit wesentlichen Meßgeräte zu Aerosol-, Lidar- und Strahlungsmessungen vorgestellt. Insbesondere wird auf die in der Falcon, dem Forschungsflugzeug des DLR, verwendeten Geräte eingegangen. Die Falcon war eines von drei Flugzeugen, die an den Messungen während LACE 98 beteiligt waren (Näheres dazu findet sich im folgenden Kapitel 4).

3.1 Die Strahlungstransportmodelle im Programmpaket *libRadtran*

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden für die Berechnungen des Strahlungstransports die Monte-Carlo-Methode (House und Avery, 1969) und die Methode der Diskreten Ordinaten (Stamnes et al., 1988) verwendet. Die Anwendung dieser beiden Methoden erfolgt mit Hilfe des Programmpaketes *libRadtran* (Kylling und Mayer, 2001). Dieses Paket enthält verschiedene Strahlungstransportgleichungslöser (STG-Löser) unter Verwendung von einheitlichen Eingabedaten und erlaubt die Berechnung der spektral aufgelösten Strahlungsflussdichten, des aktinischen Flusses und der Strahldichten. Der *Monte Carlo code for the physically correct tracing of Photons in cloudy atmospheres* (MYSTIC) ermöglicht die physikalisch korrekte Berechnung des Strahlungstransports im Falle von inhomogenen atmosphärischen Bedingungen und Bodeneigenschaften. Die Monte-Carlo-Methode beruht auf der Berechnung des tatsächlich zurückgelegten Weges zahlreicher Testphotonen durch die Atmosphäre. Absorption und Streuung bzw. Reflexion in der Atmosphäre bzw. am Boden werden mittels Wahrscheinlichkeitsfunktionen berücksichtigt. Das erhaltene Ergebnis unterliegt deshalb statistischen Schwankungen, die von der Zahl der Photonen abhängig sind (Anhang D.1). Aus diesem Grund wird das Monte-Carlo-Verfahren in der vorliegenden Arbeit nur für den Vergleich mit den in verschiedenen Höhen gemessenen Strahlungsflussdichten verwendet, da hier, wie gezeigt wird, die Berücksichtigung der inhomogenen Reflexionseigenschaften des Bodens notwendig ist. Die statistischen Schwankungen erlauben keine Berechnung des Strahlungsantriebs aus der Differenz zwischen den Ergebnissen einer Modellrechnung mit und ohne Aerosol, da die Schwankungen im Bereich des zu erwartenden Strahlungsantriebs liegen können, der aus der Differenz zweier großer Zahlenwerte der entsprechenden Strahlungsflussdichten gebildet wird. Aus diesem Grund wird für die Berechnung des aerosolbedingten Strahlungsantriebs die Methode der Diskreten Ordinaten verwendet. Diese verwendet die Diskretisierung des Zenitwinkels und eine Entwicklung der Phasenfunktionen und Strahldichten in der Strahlungstransportgleichung nach Kugelfunktionen. In dem Programmpaket *libRadtran* steht hierfür der STG-Löser *disort2*, die verbesserte Nachfolgeversion von *disort* (*discrete ordinate*, Stamnes et al. (1988)) zur Verfügung.

Die extraterrestrische Sonnenstrahlung in *libRadtran* stammt aus den Daten des Strahlungstransportmodells MODTRAN 2/3 bzw. LOWTRAN-7 (Kneizys et al., 1988). Die darin verwendeten Datenquellen sind Ergebnisse der Arbeiten von VanHoosier et al. (1988), VanHoosier und Brueck-

ner (1987), Neckel und Labs (1984), Wehrli (1985) sowie Thekaekara (1974). Die sich ändernde Position der Sonne im Jahresgang wird durch die Angabe des fortlaufend ab dem ersten Januar gezählten Tages in den Rechnungen berücksichtigt. Das Programmpaket *libRadtran* erlaubt die Angabe eines vom Nutzer gewünschten Wellenlängenintervalls oder die Verwendung von vorgegebenen Intervalleinteilungen, von denen hier nur zwei genannt werden. Beide verwenden das *correlated-k* Verfahren (Kato et al., 1999) zur Berechnung der Absorption atmosphärischer Spurengase. Im solaren Spektralbereich wird dazu eine Einteilung nach Kato et al. (1999) verwendet. Vom solaren bis in den terrestrischen Spektralbereich reicht die Einteilung nach Fu und Liou (1992). Diese Einteilung wird im terrestrischen Spektralbereich verwendet. Die beiden Einteilungen der Wellenlängenintervalle sind in den Tabellen D.1 bzw. D.2 im Anhang angegeben. In *libRadtran* sind vorgegebene Atmosphärenprofile wie diejenigen für Sommerbedingungen in mittleren Breiten oder US-Standardatmosphären vorhanden, die automatisch auf die geforderten Höhen interpoliert werden. Zusätzlich sind benutzereigene Profile möglich, die aber nicht interpoliert werden. Die Konzentrationen der Atmosphärogase werden als Teilchenzahldichten angegeben. Die Beschreibung der Aerosoleigenschaften kann über intern vordefinierte Standard- oder benutzerdefinierte Werte erfolgen. Im letzteren Fall müssen die optischen Eigenschaften und die nach Legendrekoefizienten entwickelten Phasenfunktionen angegeben werden. Auch die Wolken können wie die Aerosole aus vordefinierten oder anwendereigenen Typen bestehen. Zusätzlich sind hier auch 3D-Wolkenstrukturen möglich (nur MYSTIC). Der Boden kann mittels grauer, isotroper Albedo, als spektral aufgelöste Albedo oder mit der parametrisierten BRDF nach Rahman et al. (1993a) (siehe Abschnitt 2.1.4) berücksichtigt werden.

3.2 Aerosolmessungen

Die wichtigsten Größen zur Charakterisierung des Aerosols sind Anzahlgrößenverteilung, Partikelform und stoffliche, also chemische Zusammensetzung. Daneben interessieren die optischen Eigenschaften der Aerosole, die nicht allein aus Größenverteilung, Form und Zusammensetzung mittels Modellen bestimmt werden können, da hierfür wiederum Vereinfachungen und Näherungen erforderlich sind. Ein weiteres Ziel ist die Messung der Teilchen in möglichst unverändertem Zustand, unbeeinflusst durch das Messverfahren. Im folgenden werden die Meßgeräte, die während LACE 98 im Forschungsflugzeug Falcon zur Aerosolcharakterisierung eingesetzt waren, kurz beschrieben. Eine ausführliche Beschreibung der Geräte und ihrer Kalibration findet sich in der Dissertation von Fiebig (2001).

FSSP 300: Forward Scattering Spectrometer Probe Typ 300

Die FSSP 300 misst den Streuquerschnitt von einzelnen Partikeln in einem Streuwinkelbereich von $3^\circ - 15^\circ$. Durch die Kenntnis des Streuquerschnitts von Teilchen mit definiertem Querschnitt aus der Kalibrierung kann damit die Größenverteilung bestimmt werden. Die FSSP 300 wird unter den Flügeln der Falcon als Außenlast montiert. Mit diesem Gerät werden die Aerosolpartikel in situ und ohne Veränderung durch Trocknung oder Einschluss in ein Messvolumen vermessen. Der Strahl eines Helium-Neon-Laser ($\lambda = 632 \text{ nm}$) wird durch einen Spiegel senkrecht zur Flugrichtung der Partikel umgelenkt. Das an den Aerosolpartikeln erzeugte Streulicht wird über ein Prisma und eine fokussierende Optik mit Hilfe zweier Photodioden erfaßt. Der direkte Strahl wird dabei durch einen geschwärzten Bereich auf einem Prisma ausgeblendet. Der von den Photodioden erzeugte Spannungsimpuls wird über zwei Verstärker einem Pulshöhen-generator zugeführt und dort in 31 Kanäle eingeordnet. Jeder Kanal entspricht einer festgelegten Streuintensität. Die FSSP-300 misst eine Partikelgrößenverteilung mit Partikeldurchmessern von $0,3$ bis $20 \mu\text{m}$.

PCASP: Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe 100X

Auch mit der PCASP wird das Streuverhalten einzelner Aerosolpartikel zur Bestimmung der Größenverteilung ermittelt. Dieses Meßgerät ist ebenfalls als Außenlast unter den Flügeln der Falcon montiert. In der PCASP wird der Partikelstrom zwar ebenfalls direkt vor Ort, aber im Gegensatz zur FSSP 300, nicht unverändert vermessen. Die Probenluft wird durch einen konischen Einlass von Flugzeuggeschwindigkeit auf die Strömungsgeschwindigkeit in der Einlassdüse abgebremst. Durch getrocknete Schleierluft, die die Probenluft umgibt, wird diese in ein Messvolumen fokussiert und gleichzeitig getrocknet. Das Messvolumen wird durch den Brennpunkt eines Parabolspiegels definiert, der das Streulicht aus seinem Brennpunkt auf einen 45° Flachspiegel abbildet. Mittels einer fokussierenden Optik und einer Photodiode wird das Streulicht gesammelt und anschließend ähnlich wie bei der FSSP 300-Sonde weiterverarbeitet. Das Laserlicht wird von einem Helium-Neon-Laser ($\lambda = 632 \text{ nm}$) durch einen 45°-Spiegel in das Messvolumen umgelenkt und trifft den Partikelstrom senkrecht zur Einströmrichtung. Durch ein Loch im oben genannten Parabolspiegel und einen dahinter befindlichen Spiegel wird der Strahl zurückreflektiert. Dadurch entsteht ein nicht verstärkender, sogenannter passiver Resonator, in dem die Partikel von beiden Seiten beleuchtet werden. Das entstehende Streulicht wird in einem Streuwinkelbereich von 35°-120° detektiert. Die Partikeldurchmesser der gemessenen Partikelgrößenverteilung betragen 0,12 bis 3 μm .

Aus der Kombination von FSSP 300- und PCASP-Messungen kann im überlappenden Bereich von 0,3 bis 3 μm das Feuchtwachstum bzw. die Quellung der Aerosolteilchen bestimmt werden.

Kondensationskernzähler (Condensation Nucleus Counter, CNC)

Kondensationskernzähler messen die Gesamtkonzentration der Partikel oberhalb eines bestimmten Grenzdurchmessers. Die Partikel werden dabei einer übersättigten Atmosphäre ausgesetzt, die aus Substanzen erzeugt wird, deren Gesamtvolumen klein gegenüber dem Volumen des Aerosolträgergases und deren Dampfdruck bei Temperaturen geringfügig über Raumtemperatur möglichst hoch ist. Durch Aufkondensation wachsen die Partikel nach dem Durchlaufen einer Sättigungs- und einer gekühlten Kondensationsstrecke und können optisch detektiert werden. Das dazu verwendete System wird aus einer Laserdiode, Linsen und einem Photodetektor gebildet und zählt die von den angewachsenen Partikeln erzeugten Streulichtimpulse. Der Durchmesser der Probenpartikel kann um das 100-1000fache wachsen. Mit den beiden verwendeten Geräten werden Partikeldurchmesser von mehr als 5 nm bzw. mehr als 14 nm gemessen.

Absorptionsphotometer (Particle Soot Absorption Photometer, PSAP)

Ein Absorptionsphotometer misst den Aerosolabsorptionskoeffizienten β_{abs} mittels des Lambert-Beerschen Gesetzes. Hierzu wird Probenluft durch eine Filterscheibe gesaugt. Mittels einer Leuchtdiode auf der Zuleitungsseite und einer Photodiode auf der hinter der Filterscheibe befindlichen Seite wird die Abschwächung durch die auf der Filterscheibe verbleibenden Partikel gemessen. Probleme bereitet die Tatsache, dass aufgrund des Messverfahrens auch Rück- und Seitwärtsstreuung das Signal schwächen. Auch rein streuendes Aerosol, sowie die auftretende Mehrfachstreuung und -absorption, wenn mehr als eine Lage Partikel auf der Filterscheibe liegen, beeinflussen das Ergebnis. Dies wird in der Auswertung berücksichtigt (Bond et al., 1999).

Integrierendes Nephelometer

Beim Nephelometer wird die Luftprobe durch eine Blitzlampe beleuchtet. Monochromatische Filter erlauben die wellenlängenabhängige Messung. Die Messung der Streuung erfolgt integriert, d. h.

nicht winkelaufgelöst, über einen möglichst großen Winkelbereich. Man erhält daraus eine direkte Information zum Streukoeffizienten des Probenensembles. Eine detaillierte Beschreibung findet sich in den Arbeiten von Anderson et al. (1996), Heintzenberg und Charlson (1996) und Anderson und Ogren (1998).

Filterproben

Die Bestimmung der Stoffzusammensetzung erfolgt unter Verwendung von *Nuclepore*-Filtern mit einem Porendurchmesser von 100 nm, von denen an Bord der Falcon vier Proben pro Flug eingesetzt werden konnten. Die Auswertung wurde von Martin Ebert, Fachbereich Materialwissenschaften an der Technischen Universität Darmstadt, mittels *energiedispersiver Röntgenanalyse* (EDX) durchgeführt. Dabei werden die Filterproben mit Silber oder Gold bedampft, um die Partikel unter dem Rasterelektronenmikroskop sichtbar zu machen. Durch Anregung der chemischen Elemente mittels des abtastenden Elektronenstrahls kann das charakteristische Röntgenspektrum gemessen werden. In dem notwendigen Vakuum verdampfen alle leichtflüchtigen Substanzen, darunter unter anderem das Ammoniumsulfat. Gemessen werden können Ruß und einige schwerflüchtige Substanzen wie Natrium- und Kaliumsalze.

3.3 Lidar

Das Lidar-Prinzip

Lidar (Light detecting and ranging) ist eine aktive Fernerkundungsmethode. Mit Hilfe eines Laserstrahls wird das von Luftmolekülen, Aerosolen und Wolkenteilchen in ein Teleskop zurückgestreute Licht gemessen. Je nach Anwendung werden verschiedene Laserwellenlängen und Messtechniken angewendet.

Die Lidar-Gleichung für Einfachstreuung ist gegeben durch:

$$P(r) = P_0 \cdot \frac{c\tau}{2} \cdot A \cdot \beta_{rück}(r) \cdot \frac{1}{r^2} \cdot e^{-2 \int_0^r \beta_{ext}(r') dr'} \quad (3.1)$$

$P(r)$ ist die zum Zeitpunkt t gemessene, zurückgestreute Leistung, P_0 die ausgesandte Strahlungsleistung, c ist die Lichtgeschwindigkeit und τ die Pulsdauer des ausgesandten Laserimpulses. A ist die effektive Empfängerfläche des Systems und $\beta_{rück}(r)$ der sogenannte Rückstreukoeffizient der Teilchen die das Signal ausgelöst haben. Der Rückstreukoeffizient ist der Wert des Streukoeffizienten bei einem Streuwinkel von 180° . Die Entfernung r der Teilchen vom Messgerät ist $r = \frac{c(t-t_0)}{2}$. Der Faktor $\frac{1}{2}$ berücksichtigt den Hin- und Rückweg des ausgesandten Lichtsignals. Die radiale Ausbreitung des gestreuten Signals wird mittels des Faktors $\frac{1}{r^2}$ berücksichtigt. Der Term $\exp(-2 \int_0^r \beta_{ext}(r') dr')$ beschreibt die Abschwächung des Signals durch Extinktion. Der Faktor 2 berücksichtigt wieder Hin- und Rückweg, β_{ext} bezeichnet den Extinktionskoeffizienten.

Die Bestimmung von $\beta_{rück}$ mittels Inversion der Gleichung 3.1 erfordert aufwendige mathematische Verfahren und Annahmen, die hier nicht ausgeführt werden sollen. Einzelheiten dazu sind in den Arbeiten von Klett (1981), Klett (1985) sowie von Ruppertsberg et al. (1997) gegeben. Die zuletzt genannte Arbeit enthält auch eine Beschreibung des hier verwendeten Lidar-Auswerteprogramms. Es sollen hier noch kurz einige Definitionen von Größen angegeben werden, da diese von verschiedenen Autoren teilweise unterschiedlich verwendet werden.

Das Rückstreuverhältnis (engl. backscatter ratio BSR), gibt an, um wieviel mal mehr das Aerosol bei 180° zurückstret im Vergleich zu einer reinen Rayleigh-Atmosphäre:

$$BSR = \frac{\beta_{rück,Mie}}{\beta_{rück,Ray}} + 1 . \quad (3.2)$$

Das Lidar-Verhältnis (engl. Lidar ratio LR) beschreibt den Anteil der Streuung an der Extinktion durch Teilchen. Es wird die Definition

$$LR = \frac{\beta_{rück,Mie}}{\beta_{ext,Mie}} < 1 , \quad (3.3)$$

oder die hierzu inverse Größe,

$$LR = \frac{\beta_{ext,Mie}}{\beta_{rück,Mie}} > 1 \quad (3.4)$$

wie sie auch in dieser Arbeit eingesetzt wird, verwendet.

Zur Auswertung der Lidarmessungen ist die Kenntnis von Rückstreu- und Lidar-Verhältnis in einer beliebigen Höhe bzw. Entfernung vom Meßgerät notwendig. Um die hierdurch verursachte Unsicherheit gering zu halten, werden beide Größen in einer möglichst durch Aerosolpartikel unbelasteten Schicht bestimmt, wo die benötigten Parameter unter Annahme einer reinen Rayleigh-Atmosphäre oder eines Standard-Hintergrundaerosols bekannt sind. Aufgrund der Bauweise des Lidar mit nicht-konzentrischer Anordnung von Laserstrahl und Empfangsteleskop befindet sich unmittelbar vor dem Gerät ein Bereich, in dem der Laserstrahl nicht oder erst teilweise mit dem Kegel, den das Teleskop sieht, überlappt. Dieser Bereich liefert kein oder nur ein verfälschtes Signal, das in der Auswertung nicht berücksichtigt wird. Bei der Blickrichtung nach unten wird darüberhinaus bei der Bestimmung des Rückstreuoeffizienten das direkte Bodensignal nicht ausgewertet.

Raman-Lidar

Ein Messverfahren, das die gerade genannten Annahmen nicht benötigt, stellt die Lidar-Messung unter Verwendung des Raman-Effektes dar. Das Prinzip beruht auf der Messung der Streuung an Molekülen durch vorherige Anregung ausgewählter Energieniveaus bei der Laserfrequenz ν_0 . Man erhält neben der elastischen Rayleigh-Streuung mit unverschobener Frequenz ν_0 zusätzlich unelastische Streuung mit um $\pm\nu_k$ verschobenen Linien, den sogenannten Stokes- ($\nu_0 - \nu_k$) und Anti-Stokes ($\nu_0 + \nu_k$) Linien. Die Frequenz ν_k entspricht Schwingungs- und Rotationsfrequenzen des zur Streuung angeregten Moleküls. Am einfachsten zu messen und deshalb am häufigsten verwendet, sind Ramanspektren homonuklearer, zweiatomiger Moleküle. In der Atmosphäre finden sich davon vor allem zwei Vertreter, Stickstoff N_2 und Sauerstoff O_2 . Das Verfahren erlaubt sehr genaue Rückschlüsse auf den Rayleigh-Anteil der Streuung, ohne Annahmen über das normalerweise nicht bekannte Rückstreu- und Lidar-Verhältnis machen zu müssen. Damit kann der durch Aerosole verursachte Mie-Beitrag direkt bestimmt werden. In der vorliegenden Arbeit gingen Messungen eines Raman-Lidars (Ansmann et al., 2002; Wandinger et al., 2002) in die Schließung der Aerosoleigenschaften ein (Fiebig, 2001).

Das Lidar-System in der Falcon

Das in der Falcon eingesetzte Lidar-System verwendet einen Nd:YAG-Laser mit 1064 nm Wellenlänge. Mittels Frequenzvervielfachung in Kristallen mit nichtlinearer Optik erhält man die drei Wellenlängen 1064, 532 und 355 nm. Bei 532 nm wird neben der reinen Rückstreuung zusätzlich die Depolarisation gemessen. Die Empfangsoptik besteht aus einem Cassegrain Teleskop ($r=175$

mm, 1 mrad Öffnungswinkel). Mit einer Laserpulsfrequenz von 10 Hz und bei einer durchschnittlichen Geschwindigkeit des Flugzeugs von 180 m/s ergibt sich eine horizontale Auflösung von 18 m. Die Datenerfassung erlaubt eine vertikale Auflösung von 15 m. An diesen Werten müssen jedoch Abstriche aus Gründen des Signal-zu-Rausch Verhältnisses und deshalb erforderlicher räumlicher Mittelung gemacht werden. Somit erreicht man typischerweise Auflösungen von einigen 100 m in der Horizontalen und etwa 30 m in der Vertikalen. Eine weitergehende Beschreibung gibt die Arbeit von Mörl et al. (1991).

Das Lidar wurde nur oberhalb von etwa 4 km betrieben, da die am Boden auftreffende Intensität des Laserstrahls wegen der Gefahr für die Augen, eines am Boden in Richtung des Lidar-Strahls blickenden Menschen oder Tieres, einen bestimmten Wert nicht überschreiten darf.

3.4 Strahlung

3.4.1 Pyranometer

Zur Messung der solaren Strahlung im Bereich von 0,2 - 4,0 μm werden Pyranometer verwendet. Das Messprinzip ist die Erwärmung einer geschwärzten Oberfläche, die mittels einer Thermosäule gemessen wird. Die Thermosäule besteht aus einem spiralförmig angeordneten Draht aus Konstantan, der teilweise mit Kupfer beschichtet ist, um die für eine Thermosäule erforderlichen Kontakte zwischen zwei verschiedenen Metallen zu erhalten. Die eine Hälfte dieser Kontakte ist mit dem Gehäuse verbunden, das als Kühlkörper dient, die andere mit der geschwärzten Sensoroberfläche. Als Abdeckung werden zwei Quarzglashauben benutzt. Dies dient zum einen als mechanischer Schutz und zum anderen zur Reduktion von thermischer Strahlung zwischen äußerer Haube und Thermosäule. Weiterhin begrenzt die Haube den messbaren Spektralbereich, die Thermosäule alleine misst jede absorbierte elektromagnetische Strahlung. Die Quarzglashauben WG297 der in der Falcon verwendeten Pyranometer der Firma Eppley haben eine Transmission, die bei 0,285 μm beginnt und danach steil auf etwa 90 % ansteigt. Bis 2,5 μm sinkt sie leicht auf etwa 85 %, danach fällt die Transmission stark ab (Saunders et al., 1991). Der Anteil am gesamten solaren Spektralbereich der dadurch nicht oder durch eine kleinere Transmission berücksichtigten Bereiche zwischen 0,2 und 0,285 μm und 2,5 und 4,0 μm liegt bei etwa 1-2 % (vergleiche auch Abbildung C.1 im Anhang). Aus diesem Grund ist es üblich und erlaubt, die Pyranometermessungen mit den Modellrechnungen im Bereich von 0,2 bis 4,0 μm zu vergleichen. Um ein Beschlagen der Hauben zu verhindern, wird das Innere der Geräte mittels Silicagel trocken gehalten, das sich in einem leicht austauschbaren Gefäß befindet. Die Pyranometer sind mit Pt-100 Temperaturfühlern ausgerüstet, die die Temperatur des Gehäuses bestimmen.

Die Materialien, die für die Thermosäule verwendet werden, besitzen eine geringfügige, nichtlineare Temperaturabhängigkeit. Aus diesem Grund wird in die meisten Geräte eine elektrische Kompensation der Temperaturabhängigkeit eingebaut. Häufig wird hierzu ein Thermistor zwischen der Thermosäule und den Ausgangsbuchsen des Gerätes eingesetzt, dessen sich mit der Temperatur ändernder Widerstand für die Korrektur der Thermosäulenspannung sorgt. Diese Kompensation berücksichtigt jedoch nur den Temperaturbereich von -40 bis +20 °C. Wie Messungen von Wardle et al. (1996) zeigen schwankt diese Kompensation je nach Gerät.

In der Falcon erfolgt die Messung der solaren Strahlung mit Geräten des Typs *Precision Spectral Pyranometer* (PSP) der Firma Eppley. Um die Strahlungsbilanz messen zu können, ist sowohl oben wie auch unten am Flugzeug je ein Gerät eingebaut. Diese Geräte wurden geringfügig für den Einbau in ein Flugzeug modifiziert. So ist zum einen das Gehäusematerial aus Aluminium, statt aus der von Eppley verwendeten Bronze, um Gewicht zu sparen, und zum anderen wurden die äußeren Abmessungen so geändert, dass der Einbau in die oberen Öffnungen der Falcon möglich ist. Zusätzlich wurden die elektronischen Vorverstärker direkt bei den Geräten angebracht, um Störungen der

Signale durch lange elektrische Leitungen zu vermeiden. Die vorgenommenen Änderungen werden in den Gerätekonstanten bzw. in der Kalibrierung und in der Auswertung berücksichtigt.

Die analogen Spannungen der Geräte werden nach der Verstärkung in der Datenerfassungsanlage der Falcon digitalisiert. Mit diesen Ausgangsdaten erfolgt anhand der durch die Kalibrierung bestimmten Konstanten die Umrechnung der Digitalwerte in Strahlungsflussdichten in Einheiten von Wm^{-2} .

Der Messwert sollte die Strahlungsflussdichten bei horizontaler Lage des Messgerätes wiedergeben. Da dies im Flugzeug nur selten ganz exakt der Fall ist, werden kleine Abweichungen von der waagerechten Position durch eine Korrekturformel berücksichtigt. Diese Korrektur ist nur für das obere Pyranometer notwendig, das der direkten Bestrahlung der Sonne ausgesetzt ist. Beim Einbau wird das Gerät aufgrund der Struktur der tragenden Teile des Flugzeuges etwas versetzt von der Mitte des Flugzeugrumpfes eingesetzt. Außerdem fliegt die Falcon mit etwa 5 Grad Anstellwinkel. Diese beiden ‘Schieflagen’ des Gerätes werden durch die ‘mechanische Lage’ des Sensorteils auf einem Keil ausgeglichen. Durch die Art des Einbaus, der durch Hineinschrauben erfolgt, wird die exakte Lage zur Korrektur dieser ‘Schieflagen’ nicht immer genau erreicht. Teilweise kann durch dünne Ringe der Stop-Punkt beim Hineindreihen ausgeglichen werden, trotzdem verbleibt eine gewisse Abweichung vom gewünschten Sollwert. Um diese Abweichung zu ermitteln, wird nach jedem Einbau in einer Höhe von etwa 10 - 12 km über eventuell vorhandenen Wolken das Flugmuster eines annähernd exakten Quadrates geflogen. Auf den Seiten des Quadrats von jeweils einigen Minuten Länge wird die Strahlungsflussdichte möglichst zum Sonnenhöchststand gemessen. Aus den vier verschiedenen Lagen des Gerätes relativ zur Sonne und der Annahme, dass die Sonneneinstrahlung während der Messungen nahezu konstant ist, wird die Abweichung von der Sollposition als Korrekturwinkel $\Delta\alpha_{Roll}$ und $\Delta\alpha_{Nick}$ der Flugzeuglage bestimmt. Die Flugzeuglagewinkel beschreiben die Drehung des Flugzeugs um seine eigenen Achsen. Der Nickwinkel α_{Nick} das Auf und Ab der Nase, d. h. Drehung um die y- oder ‘Flügelachse’, der Rollwinkel α_{Roll} das Auf und Ab der Flügel, d. h. die Drehung um die x- oder Längsachse des Flugzeugs.

Die Korrekturformel lautet

$$F_{Pyrano,korr} = F_{Pyrano} \cdot \frac{1 + f_{dir/diff} \cdot \cos \vartheta_S}{1 + f_{dir/diff} \cdot \cos \beta} \quad (3.5)$$

wobei

$$\begin{aligned} \cos \beta = & -\cos \alpha_{Roll} \cdot \sin \alpha_{Nick} \cdot \sin \vartheta_S \cdot \cos(\varphi_S - \alpha_{Kurs}) \\ & -\sin \alpha_{Roll} \cdot \sin \vartheta_S \cdot \sin(\varphi_S - \alpha_{Kurs}) \\ & +\cos \alpha_{Roll} \cdot \cos \alpha_{Nick} \cdot \cos \vartheta_S \end{aligned} \quad (3.6)$$

und $f_{dir/diff}$ das Verhältnis von direkter zu diffuser Strahlungsflussdichte ist:

$$f_{dir/diff} = \frac{F_{direkt}}{F_{diffus}} \quad (3.7)$$

Die Winkel α_{Roll} und α_{Nick} sind die um die Korrekturwinkel $\Delta\alpha_{Roll}$ und $\Delta\alpha_{Nick}$ korrigierten Roll- und Nickwinkel der Flugzeuglage. Der Winkel β ist der Winkel zwischen der Flächennormale des Sensors \vec{n}_E und der Richtung der Sonne \vec{n}_S . Da die Sensorfläche aber nur über die Lage des Flugzeugs angegeben werden kann, dessen Winkel keine Kugelkoordinaten beschreiben, müssen diese entsprechend umgerechnet werden.

Die Flugzeug-Lagekorrektur wird durchgeführt, falls die gemessene Strahlungsflussdichte F_{Pyrano} einen ‘kritischen’ Wert

$$F_{Krit} = 920,0 \cdot (\cos \vartheta_S)^{1,28} \quad (3.8)$$

überschreitet. ϑ_S beschreibt den Zenitwinkel der Sonne, die Zahlenwerte stammen aus Saunders et al. (1991).

Durch die Art des verwendeten Sensors muss außerdem noch eine Verzögerung der Sensorwerte berücksichtigt werden. Durch die Trägheit der Thermosäule kommen die zur Flugzeugposition gehörenden Strahlungsmesswerte um etwa 0,6 s später an.

Die Thermosäulen der Pyranometer, d. h. die eigentlichen Sensoren, werden regelmäßig beim Deutschen Wetterdienst (DWD) in Potsdam kalibriert. Eine Beschreibung der Vorgehensweise wird in Saunders et al. (1992) gegeben.

Zur Kalibrierung der Elektronik werden die Sensoren direkt am Gerät abgetrennt und durch eine sehr genaue Spannungsquelle ersetzt. Die Kalibrierung erfasst damit die Vorverstärker in den Pyranometern, die Leitungen zur Falcon-Datenanlage und diese selbst. Diese Kalibrierung erfolgt in der Regel vor und nach dem Einsatz der Geräte im Rahmen einer Kampagne, d. h. nach jedem Einbau und vor dem Wiederausbau nach längerem Einsatz.

3.4.2 Pyrgeometer

Standard-Pyrgeometer

Ein Pyrgeometer misst den terrestrischen Anteil des Spektrums von etwa $4 \mu\text{m}$ bis $100 \mu\text{m}$. Je nach verwendetem Gerät variiert dieser Bereich etwas. Als Sensor wird eine Thermosäule verwendet und zum Schutz eine Haube aus Silizium oder KRS5 mit einer Beschichtung gegen den solaren Anteil der Strahlung, der von reinem Silizium oder KRS5 sonst noch durchgelassen würde. Es werden sowohl Absorptions- wie auch Interferenzfilter verwendet. Generell ist es das Bestreben der Entwickler, einen möglichst idealen Verlauf, beginnend bei $4 \mu\text{m}$ mit steilem Anstieg und flachem oder zumindest linearem Verlauf bis 50 oder $100 \mu\text{m}$ zu erreichen. Da dies in keinem Fall in allen Anforderungen zu erfüllen ist, unterscheiden sich die verschiedenen Geräte dementsprechend. Aus diesem Grund ist eine Kalibrierung aller Geräte notwendig.

Das von Drummond et al. (1968) erstmals entwickelte und eingesetzte Eppley-Pyrgeometer weist einige Fehlerquellen auf. So muss die Messung um den Anteil der direkten Sonnenstrahlung korrigiert werden, der vom Filter der Haube durchgelassen wird. Zusätzlich treten Temperaturdifferenzen zwischen Haube und Gehäuse auf, die von Albrecht et al. (1974) und Albrecht und Cox (1977) in einer erweiterten Auswertgleichung für die Eppley-Pyrgeometer korrigiert werden. Für die gemessenen Strahlungsflussdichten gilt demnach:

$$F_{\text{Pyrgeo}} = \frac{U_{\text{Pyrgeo}}}{C} + \sigma T_{\text{Gehäuse}}^4 + k \cdot \sigma (T_{\text{Gehäuse}}^4 - T_{\text{Haube}}^4) \quad (3.9)$$

Die Größen $T_{\text{Gehäuse}}$ und T_{Haube} bezeichnen die absoluten Temperaturen von Gehäuse und Haube, σ bezeichnet die Stefan-Boltzmann-Konstante. Die gemessene Spannung U_{Pyrgeo} wird mit der in der Kalibrierung ermittelten Detektorempfindlichkeit C in eine Strahlungsflussdichte umgewandelt. Der zweite Term $\sigma T_{\text{Gehäuse}}^4$ berücksichtigt die Strahlung des Gehäuses und der letzte Term $k \cdot \sigma (T_{\text{Gehäuse}}^4 - T_{\text{Haube}}^4)$ korrigiert die Temperaturdifferenzen zwischen Haube und Gehäuse.

Als Wert für die Konstante k geben Albrecht und Cox (1977) den Wert 4 an. Dabei wird eine homogene Haubentemperatur angenommen, die jedoch nicht in allen Messsituationen auch tatsächlich auftritt. In vielen Fällen erwärmen sich die Haube und auch das Gehäuse ungleichmäßig, was durch den Einsatz eines Ventilators gemildert werden kann. Beim Einsatz im Flugzeug wird dieser Effekt abgeschwächt, indem die Haube und das Gehäuse durch den Fahrtwind ventiliert und damit relativ gleichmäßig temperiert werden. Dennoch bleibt gerade beim Flugzeugeinsatz der Pyrgeometer wegen der ungleichmäßigen Umströmung der Geräte eine inhomogene Temperaturverteilung über der Haubenoberfläche bestehen (Foot, 1986). Dies führt dazu, dass k im Flug oft vom Wert 4 erheblich von Gerät zu Gerät abweichen kann. Eine Verbesserung der Geräte in dieser Hinsicht erfolgte durch eine Modifikation, die vom Physikalisch Meteorologischen Observatorium Davos (PMOD) für Geräte am Boden durchgeführt wird (Philipona et al., 1995). Statt des einzelnen Temperaturfühlers

am Rand der Haube werden drei im Abstand von 45° eingebaut und eine gegenüber der Albrecht und Cox (1977) Formel modifizierte Auswertgleichung verwendet:

$$F_{Pyrg\text{eo}} = \frac{U_{Pyrg\text{eo}}}{C} \left(1 + k_1 \cdot \sigma T_{Geh\u00e4use}^4 \right) + k_2 \cdot \sigma T_{Geh\u00e4use}^4 + k_3 \cdot \sigma \left(T_{Geh\u00e4use}^4 - T_{Haube}^4 \right) \quad (3.10)$$

Die Konstante k_1 berücksichtigt eine mögliche Temperaturabhängigkeit der Elektronik, k_2 erlaubt Korrekturen am Strahlungsbeitrag des Geh\u00e4uses, d. h. die Ber\u00fccksichtigung des Emissionsverm\u00f6gens und Korrekturen an der Messung der Geh\u00e4usetemperatur. Die Konstante k_3 entspricht k in der Albrecht et al. Formel.

Foot (1986) wies daraufhin, dass unber\u00fccksichtigte W\u00e4rmeleitung und W\u00e4rme\u00fcbertragung (Konvektion) bei der Energiebilanz der Thermos\u00e4ule eine Rolle spielen. Aus diesem Grund entwickelte Foot ein modifiziertes Ger\u00e4t mit einer Thermos\u00e4ule, die auf ein d\u00fcnnes Glaspl\u00e4ttchen aufgebracht ist und deren kalte und warme Kontakte sehr nahe beieinander liegen. Damit erfahren beide Kontakte die gleichen Einfl\u00fcsse von W\u00e4rmeleitung und W\u00e4rme\u00fcbertragung, eine Korrektur muss nur bez\u00fcglich der Emission durch die Haube erfolgen. Zus\u00e4tzlich reduziert sich die Beeinflussung durch Temperaturunterschiede im Geh\u00e4use. F\u00fcr die Ger\u00e4te nach Foot reduziert sich die Korrektur mit Hilfe des zweiten Terms in Gleichung (3.9) aufgrund des Wertes des Faktors k von nur noch $0,32 \pm 0,05$ (Foot, 1986) erheblich, der unerw\u00fcnschte Strahlungsaustausch zwischen Haube und Geh\u00e4use konnte deutlich reduziert werden. In Vergleichsmessungen mit unver\u00e4nderten Eppley-Pyrgeometern, in denen mit Flugzeugen mehrere atmosph\u00e4rische Situationen mehrmals gemessen wurden, aber durch spezielle Flugprofile jeweils mit einer anderen thermischen Vorgeschichte, konnte Foot (1986) zeigen, dass das von ihm modifizierte Ger\u00e4t eine bessere Reproduzierbarkeit der gemessenen Strahlungsflussdichten erzielte als das unver\u00e4nderte Eppley-Pyrgeometer.

F\u00fcr den Einsatz in der Falcon standen ein Eppley-Pyrgeometer *Precision Infrared Radiometer* (PIR) sowie ein nach dem Vorschlag von Foot (1986) von dem DLR entwickeltes Pyrgeometer zur Verf\u00fcgung.

Bei beiden Pyrgeometern wird die Strahlungsflussdichte sowie die Temperatur des Geh\u00e4uses und der Haube gemessen. Die Signale laufen wie bei den Pyranometern \u00fcber Vorverst\u00e4rker und werden in der Datenerfassungsanlage der Falcon digitalisiert und aufgezeichnet. Die Umrechnung der Temperaturen und Strahlungswerte erfolgt mit den in den Kalibrierungen ermittelten Umrechnungsfaktoren. Das Foot-Ger\u00e4t erlaubt zus\u00e4tzlich eine Korrektur des Temperaturgangs der Elektronik. Bei beiden eingesetzten Ger\u00e4ten wird die spezifische Beschichtung der Siliziumkalotte durch eine Haubentransmissionskorrektur ber\u00fccksichtigt.

$$F_{Pyrg\text{eo},korr1} = c_0 + (1 + c_1) \cdot F_{Pyrg\text{eo}} \quad (3.11)$$

Die Zahlenwerte lauten f\u00fcr klaren Himmel $c_0 = -6,0 \text{ Wm}^{-2}$ und $c_1 = 0,0175$ (Kilsby und Foot, 1991).

Die solare Strahlung enth\u00e4lt auch einen Anteil im terrestrischen Spektralbereich. Da dieser Anteil beim Kalibrieren mit einem Schwarzk\u00f6rper nicht erfasst werden kann, werden die Pyrgeometer normalerweise mit Hilfe von Scheiben oder Kugeln abgeschattet. Dies vermeidet gleichzeitig die ungleiche Aufheizung der Hauben. Eine Abschattung wie am Boden ist beim Einsatz im Flugzeug nur schwer m\u00f6glich. Deshalb wird eine Korrektur des oberen Pyrgeometers zur Ber\u00fccksichtigung des Solarstrahlungsanteils im terrestrischen Spektralbereich wie folgt durchgef\u00fchrt:

$$F_{Pyrg\text{eo},korr2} = F_{Pyrg\text{eo},korr1} - C_{korr,solar} \cdot F_{Pyrano} \quad (3.12)$$

F_{Pyrano} repr\u00e4sentiert die mit dem Pyranometer gemessene solare Strahlungsflussdichte. Der Faktor $C_{korr,solar} = 0,016$ wurde in fr\u00fcheren Messungen von Freese (1994) bestimmt.

Die Empfindlichkeit C der Thermosäulen wird regelmäßig beim DWD in Potsdam durch Kalibrierung mit einem Schwarzkörper bestimmt. Wie schon bei den Pyranometern findet sich auch hier eine Beschreibung der angewendeten Vorgehensweise in Saunders et al. (1992). Im Flug wird mittels des quadratischen Flugmusters in großer Höhe (siehe auch Abschnitt 3.4.1) zusätzlich der Faktor k (Gleichung (3.9)) bestimmt. Die während LACE 98 ermittelten Werte von k betragen 1,0 für das nach oben eingebaute Foot-Gerät und 3,5 für das nach unten eingebaute Eppley-Gerät. Die Kalibrierung der Elektronik erfolgt im eingebauten Zustand mittels hochgenauer Widerstände, die die Temperatursensoren der Pyrgeometer ersetzen und einer genauen Spannungsquelle, die die Thermosäule der Pyrgeometer wie bei den Pyranometern ersetzt. Diese Kalibrierung erfolgt in der Regel vor und nach dem Einsatz der Geräte im Rahmen einer Kampagne, d. h. nach jedem Einbau und vor dem Wiederausbau.

Wechsellicht-Pyrgeometer

Aufgrund der im vorherigen Abschnitt aufgeführten Probleme der Pyrgeometer, insbesondere der ungenauen Kenntnis der Haubenstrahlung, wurde im Institut für Physik der Atmosphäre des DLR ein neues Gerät, das sogenannte Wechsellicht-Pyrgeometer, entwickelt, das dieses Problem umgeht (Lorenz et al., 1996). Dabei wird von der in der Infrarot-Messtechnik häufig verwendeten Modulation des Messsignals Gebrauch gemacht. Beim Wechsellicht-Pyrgeometer (engl. *chopped pyrgeometer*) wird nur die Differenz zwischen dem Messobjekt (Halbraum oberhalb oder unterhalb des Gerätes, je nach gewählter Einbaulage des Messgerätes) und einem Zerhackerrad (chopper) gemessen. Dadurch entfallen die Unsicherheiten durch eine unbekannte Erwärmung der Haube.

Die Abbildung 3.1 zeigt einen Radiometerkopf des Wechsellicht-Pyrgeometers in geschlossenem Betriebs- sowie geöffnetem Zustand. Die Abbildung 3.2 zeigt einen schematischen Querschnitt durch den Radiometerkopf.

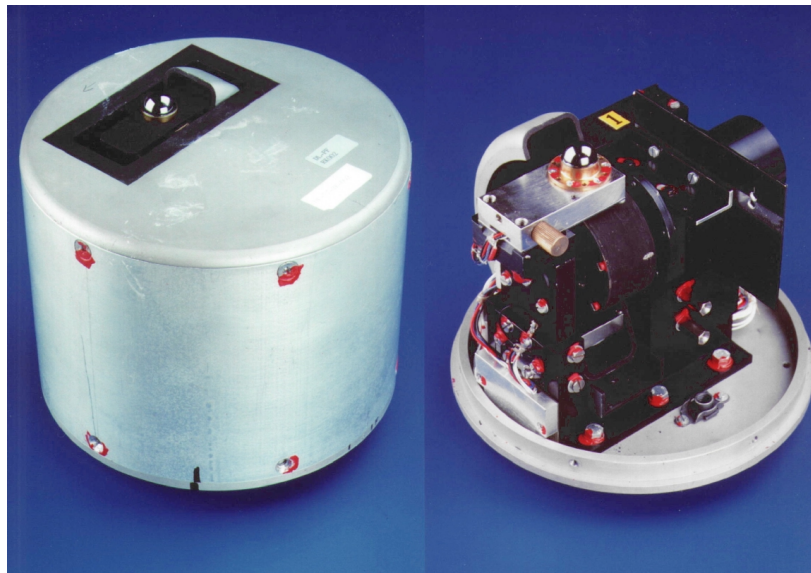


Abbildung 3.1: Radiometerkopf des Wechsellicht-Pyrgeometers. Links: Geschlossener Radiometerkopf, wie er bei Messungen eingesetzt wird. Das Zerhackerrad ragt etwas aus der Öffnung heraus. Rechts: Geöffneter Radiometerkopf. Man erkennt den oberen Detektor samt Halterung, darunter das Ausgleichsgewicht des Zerhackerrades und (hell) den unteren, Referenzdetektor-Halter. Unter diesem befindet sich der interne Schwarzkörper. Zur Orientierung im Vergleich mit Abbildung 3.2 ist der Motor hier rechts hinten zu erkennen.

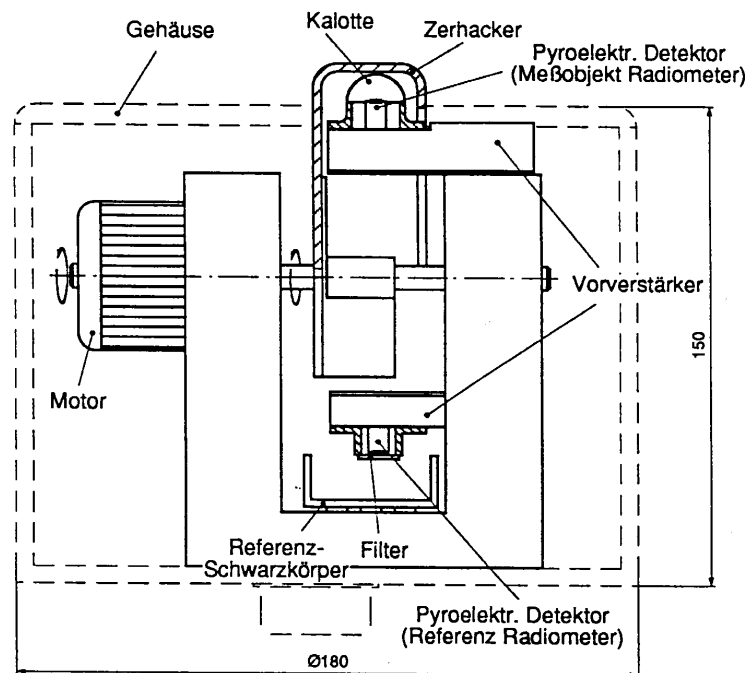


Abbildung 3.2: Schematischer Querschnitt durch einen Radiometerkopf des Wechsellicht-Pyrgeometers.

Um die Strahlung des Zerhackerrades zu ermitteln, ist im unteren Teil des Gerätes, von der Lage des Messradiometers um genau 180° versetzt, ein zweites, das Referenzradiometer, eingebaut, das die Differenz zwischen Zerhackerrad und einem im Gerät integrierten Schwarzkörper misst. Aufgrund seiner Bauweise ist das Zerhackerrad in der Lage, das obere Radiometer trotz seines 2π -Gesichtsfeldes vollständig abzuschatten. Die Phasen vollständiger Bedeckung jeweils eines Radiometers entsprechen einem Winkel von 108° eines vollen Umlaufs von 360° . Die Umlauffrequenz des Zerhackerrades wird elektronisch auf 12 Hz stabilisiert. Das Wechsellicht-Pyrgeometer verwendet einen pyroelektrischen Detektor als Messsensor. Der Durchmesser der sensitiven Fläche des Detektors (flake) beträgt 2mm. Der obere Detektor erfaßt durch eine Modifizierung von Seiten des Herstellers den gesamten Halbraum $\Omega = 2\pi$. Er wird mit einer Siliziumhaube (Kalotte) geschützt, die innen mit einer PbTd-Beschichtung versehen ist, um den solaren Strahlungsanteil unterhalb von $4 \mu\text{m}$ mittels Absorption herauszufiltern. Der untere Detektor ist unveränderte Serienproduktion und hat ein Siliziumfenster als Schutzhaube. Bauartbedingt erfaßt er nur Strahlung aus einem Kegel mit einem Öffnungswinkel von etwa 60° . Aufgrund der Position tief im innen rundum mit der breitbandig absorbierenden Farbe Nextel Velvet Coating geschwärzten Gerät benötigt er keine Absorptionsbeschichtung gegen die hier unerwünschte Sonnenstrahlung. Der Schwarzkörper wird von einem ebenfalls mit dieser schwarzen Farbe beschichteten U-Profil aus Aluminium gebildet, an dessen Unterseite ein Pt-100 Temperaturfühler die Temperatur bestimmt, die in die Berechnung der Schwarzkörperstrahlung eingeht. Zusätzlich wird die Temperatur des Detektors und der Bodenplatte gemessen. Während Detektor- und Schwarzkörpertemperatur in die Auswerteformeln eingehen, wird die Temperatur der Bodenplatte nur zu Kontrollzwecken benutzt.

Die Auswerteformeln und das Kalibrierverfahren wurden von Lorenz et al. (1996) beschrieben. Die Kalibrierung der Geräte erfolgt durch Kalibrierung an einem externen Schwarzkörper im Labor. Das Gerät besitzt eine interne Datenaufzeichnung, kann aber auch die Messsignale an die Datenerfassungsanlage der Falcon weiterleiten. Zusätzlich wurde das Gerät um eine Elektronik erweitert,

die es erlaubt, die Daten ohne den Umweg über die interne Datenaufzeichnung als analoge Signale auszugeben. Der dazu notwendige Teil der Elektronik wurde in einer Feldmesskampagne erfolgreich getestet (siehe folgenden Abschnitt 3.4.3).

Absolute Sky-scanning Radiometer (ASR)

Die Verwendung verschiedener Kalibrierverfahren und Kalibriereinrichtungen führte zu unterschiedlichen Ergebnissen bei der Kalibrierung und beim Messen mit Pyrano- und Pyrgeometern. Die Definition und der Aufbau eines weltweit anerkannten Mess- bzw. Kalibrierstandards sind deshalb notwendig und Gegenstand mehrerer Untersuchungen. Zu diesem Zweck sind eine Reihe von Vergleichskampagnen zur Kalibrierung im Labor sowie zur Kalibrierung und Messung im Feld (siehe DeLuisi et al. (1992), u. a.) vorgesehen. Diese ergeben Aussagen zur Abweichung der Geräte untereinander und bieten die Möglichkeit einer relativen Anpassung aller Geräte an z. B. einen Mittelwert (siehe auch folgenden Abschnitt 3.4.3). Ein weitergehender Schritt ist die Einführung eines absoluten Standards für die Messung von terrestrischer Strahlung. In diese Richtung geht die Entwicklung des *Absolute Sky-scanning Radiometer* (ASR), das von Philipona (2001) vom *Physikalisch Meteorologischen Observatorium Davos/World Radiation Center* (PMOD/WRC) konzipiert und in Messkampagnen am Boden eingesetzt wurde.

Das ASR besitzt einen eigenen, im unteren Teil angebrachten, temperierten Schwarzkörper, eine Detektoreinheit sowie eine Mechanik, die mit Hilfe von Motoren die Ausrichtung der Einfallsöffnung in alle Raumrichtungen erlaubt. Dadurch kann die ungestörte Messung des gesamten oberen Halbraums und der Blick in die Öffnung des Schwarzkörpers erfolgen. Das Gerät verwendet außer einem vergoldeten Spiegel zum Umlenken der Strahlung auf den Detektor keine weiteren optischen Elemente. Es besitzt einen offenen pyroelektrischen Detektor, der im Gegensatz zum Wechsellicht-Pyrgeometer keine Haube besitzt. Der Detektor erfasst einen kleinen kegelförmigen Ausschnitt mit einem Öffnungswinkel von sechs Grad. Die Messung erfolgt, indem mittels einer festgelegten Reihenfolge der Spiegel den Himmel an acht Azimut- und vier Zenitwinkeln abtastet. Aus den somit ermittelten Strahldichten wird dann durch Gauss-Quadratur die gesamte Strahlungsflussdichte der Hemisphäre berechnet. Zwischen den Messungen am Himmel blickt der Detektor immer wieder in den an das Gerät gekoppelten Schwarzkörper. Nachteile sind eine erhöhte Windempfindlichkeit sowie die Einschränkung auf den Betrieb bei Nacht und trockenem Wetter, bedingt durch die offene Bauweise und den Verzicht auf eine Haube. Aufgrund des Ab tastens des Himmels ist eine horizontal homogene Wolkenbedeckungssituation (gleichmäßig bewölkt oder wolkenlos) notwendig, um durch die punktuellen Aufnahmen über einen Zeitraum von etwa 24 Minuten ein repräsentatives Ergebnis zu erhalten. Das ASR besitzt dennoch einen großen Vorteil gegenüber den Standardgeräten durch den internen Schwarzkörper und die geringen Korrekturen aufgrund der Verwendung von nur einem optischen Bauelement. Als Absolutstandardgerät sind auch die genannten Nachteile nicht von Bedeutung, da es nicht dauerhaft betrieben werden muss. Eine ausführliche Beschreibung des ASR findet sich in der Arbeit von Philipona (2001).

3.4.3 Ergebnisse der Pyrgeometervergleichskampagne IPASRC-I

Vergleiche von Pyrgeometern fanden schon mehrfach in Feld- und Labormesskampagnen statt (z. B. DeLuisi et al. (1992)). Es zeigten sich Unterschiede in den nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten von bis zu $\pm 10 \text{ Wm}^{-2}$. Unterschiedliche Kalibrierverfahren ergaben Unterschiede von bis zu 13 Wm^{-2} . Um die Verlässlichkeit und die Vergleichbarkeit unterschiedlicher Schwarzkörper zu untersuchen, wurden in einem, über die Dauer von zwei Jahren durchgeführten Experiment, sieben verschiedene Geräte von mehreren teilnehmenden Labors kalibriert. Die Ergebnisse für die Laborvergleiche zeigen teilweise deutliche Abweichungen sind aber insgesamt ermutigend. Weitere

Arbeit ist jedoch noch besonders auf dem Gebiet der Feldmessvergleiche zu leisten (Philipona et al., 1998).

Ein solcher, weiterer Vergleich verschiedener Pyrgeometer in einer Feldstudie und die erste Anwendung des im vorherigen Abschnitt vorgestellten ASR fand im September 1999 in Oklahoma im Rahmen der *First International Pyrgeometer and Absolute Sky-scanning Radiometer Comparison* (IPASRC-I) Kampagne statt. Der Ort dieser Messungen war die Bodenstation *central facility* der ARM-Station *Southern Great Plains* (SGP). Diese ist eine von derzeit drei Stationen des *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM) Programms der USA. Alle diese Stationen sind mit einer Vielzahl meteorologischer Messgeräte ausgerüstet und bieten damit ein ideales Umfeld für Vergleichsmessungen von Geräten und die Bereitstellung von Eingabeparametern für zusätzliche Modellrechnungen. Die Aufgaben der Stationen sind neben Vergleichsmessungen die Durchführung allgemeiner Messungen, speziell von Langzeitmessungen. Auch bieten sie die ideale Umgebung für die Erprobung neuer und die Langzeiterprobung bereits entwickelter Geräte.

Initiiert wurde dieser Vergleich vom *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN, Ohmura et al. (1998)) mit dem Ziel, die Genauigkeit und die Richtigkeit von Pyrgeometer-Feldmessungen zu verbessern und ein weltweites Strahlungsreferenz-Messgerät für terrestrische Strahlung vorzustellen. Die Messungen sollten Ergebnisse im Feldvergleich verschiedener Geräte untereinander und im Vergleich zu dem im vorherigen Abschnitt beschriebenen neu entwickelten *Absolute Sky-scanning Radiometer* (ASR) liefern. Besonders wichtig waren hierbei Erkenntnisse zu den Unterschieden zwischen den im Labor an den dafür verwendeten Schwarzkörpern erzielten Kalibrierkonstanten und den während der Feldmessungen sowie durch Vergleich mit dem ASR erzielten Kalibrierwerten. Weiterhin sollte dieser Vergleich eine Antwort auf die Frage liefern, wie gut Feldmessungen nach dem Stand der derzeitigen Technik mit Rechnungen von Strahlungstransportmodellen nach dem derzeitigen Stand des Wissens übereinstimmen.

Es wurden Vergleichsmessungen mit 15 Standard-Pyrgeometern durchgeführt, die von verschiedenen Gruppen aus mehreren Ländern zur Verfügung gestellt worden waren, hinzukamen das neu entwickelte ASR und das Wechsellicht-Pyrgeometer des DLR. Es handelte sich um 14 Eppley PIR Geräte, sowie ein neues Pyrgeometer, das CG4 der Firma Kipp & Zonen (Niederlande). Die 15 Geräte waren in zwei Gruppen eingeteilt, die erste bestand aus acht unveränderten Hersteller-Geräten, die zweite aus sechs von Eppley hergestellten, jedoch in Davos umgebauten Geräten (vgl. vorherigen Abschnitt) und dem Kipp & Zonen Gerät CG4. Das CG4 Pyrgeometer zeichnet sich durch eine flache, meniskusförmige Haube aus, durch die ein besserer Wärmekontakt zum Gehäuse erreicht werden soll. Der dadurch entstehende größere Kosinus-Fehler durch die unterschiedlich langen Wege der Strahlen durch die Haube ist nach Aussage des Herstellers deutlich geringer als der Fehler durch die Haubenkorrektur. Zusätzlich konnte die Beschichtung zum Schutz gegen die Sonnenstrahlung sehr viel gleichmäßiger aufgebracht werden als bei halbkugelförmigen Hauben. Jeweils drei der 15 Geräte wurden auf fünf baugleichen Sonnenabschattern montiert und rund um die Uhr betrieben. Alle 15 Pyrgeometer wurden ventiliert, um ein Beschlagen der Hauben in der Nacht zu verhindern und eine gleichmäßige Temperatur von Gehäuse und Haube zu erzielen. Aufgrund der stark abweichenden Datenauswertung und der abweichenden Bauform wurden die Wechsellicht-Pyrgeometer getrennt behandelt. Während der Messungen waren sie zeitweise abgeschattet, um den Anteil der Solarstrahlung ermitteln zu können, ansonsten liefen sie unabgeschattet. Durch das Drehen des Zerhackerrades erfolgt eine Ventilierung der Haube, die das Beschlagen mit Tau in der Nacht verhinderte. Eine weitergehende Ventilierung wie bei den Eppley-Geräten ist wegen des verwendeten Messverfahrens nicht notwendig.

Grundlage für den Vergleich waren die von den Gerätebetreibern angegebenen Kalibrierfaktoren. Neben diesen Kalibrierwerten wurden alle Geräte nocheinmal einheitlich im *Climate Monitoring*

and Diagnostics Laboratory (CMDL) der *National Oceanic and Atmospheric Agency* (NOAA) in Boulder, Co. an einem Schwarzkörper kalibriert. Für den Vergleich der verschiedenen Geräte untereinander wurde die Albrecht und Cox (1977) Formel verwendet. Die Messungen mit den modifizierten Geräte wurden zusätzlich nach der Philipona et al. (1995) Formel ausgewertet, unter Verwendung der Kalibrierkonstanten, die nach dem Umbau im PMOD/WRC in Davos ermittelt worden waren. Das Wechsellicht-Pyrgeometer konnte nicht bei CMDL/NOAA kalibriert werden, da die Radiometerköpfe zu groß für die Öffnung des Schwarzkörper waren. Sie wurden mit den zuvor am DLR bestimmten Kalibrierwerten ausgewertet. Neben diesen mit Hilfe von Schwarzkörperstrahlern ermittelten Kalibrierkonstanten wurden aus den Vergleichsmessungen mit dem ASR zusätzliche, sogenannte Feldkalibrierkonstanten ermittelt. Dazu wurden zwei Situationen mit möglichst unterschiedlichen Wetter- und Strahlungsbedingungen ausgesucht, eine klare Situation mit hoher einer bewölkte mit einer sehr geringen Nettostrahlungsflussdichte. Im letzteren Fall zeigt die Thermosäule nahezu kein Signal mehr (Nullpunktmessung), wodurch sich die Auswertgleichungen (3.9) und (3.10), wegen der nahezu gleichen Temperaturen von Gehäuse und Haube auf den zweiten Term, $\sigma T_{Gehäuse}^4$ bzw. $k_2 \cdot \sigma T_{Gehäuse}^4$ reduzieren. Dies erlaubt eine Angleichung aller Gerätekonstanten k_2 auf einen einheitlichen Wert, bzw. die Einführung einer Konstanten k_2 in der Gleichung (3.9). Hierfür wurde das Pyrgeometer des PMOD/WRC ausgewählt und alle anderen an dessen Meßwert angepasst. Als Wetter- und Strahlungssituation wurde diejenige während der Mittagszeit des 24. September gewählt. Nach Anpassung von k_2 wurden die Werte von C so geändert, dass die Strahlungsflussdichte mit den Messwerten des ASR zum Zeitpunkt kurz vor Sonnenaufgang, ebenfalls am 24. September, übereinstimmten. Mit diesen zu zwei Zeitpunkten ermittelten Konstanten wurden die Feldkalibrierwerte (im Gegensatz zu den Laborkalibrierwerten) für den gesamten Vergleich ermittelt.

Während des Vergleichs der Feldmessungen vom 21. bis zum 30. September 1999 liefen die 15 Standard-Geräte ohne Unterbrechung. Die Daten wurden dabei während der gesamten Zeit über ein Datenmess- und -speichersystem einmal pro Sekunde erfasst und als Minuten-Mittelwerte gespeichert. Bis auf kleinere Unterbrechungen, wie die für das Reinigen der Hauben erforderlichen Zeiten, liefen alle Geräte problemlos durch. Die Wechsellicht-Pyrgeometer liefen bis auf Unterbrechungen bei zu erwartendem Regen ebenfalls rund um die Uhr. Das ASR konnte nur in der Nacht und bei homogenem Himmel sinnvoll betrieben werden. Dies war an vier Tagen der Fall, an denen insgesamt 48 Messungen durchgeführt wurden. An Wettersituationen bot die Kampagne zu Beginn einen klaren Himmel, am 24. durchbrochene Bewölkung und in den darauffolgenden drei Tagen zumeist vollständig bewölkten Himmel. Am 29. und 30. war es wieder klar. Die in diesem Zeitraum beobachteten Strahlungswerte reichten von 260 bis 400 Wm^{-2} .

Die Vergleichsmessungen der Pyrgeometer untereinander wurden für Tag und Nacht getrennt durchgeführt. Dazu wurde jeweils eine Stunde kurz vor Sonnenaufgang und eine Stunde kurz nach Sonnenhöchststand ausgewählt. Die aufgrund der Feldvergleiche ermittelten Kalibrierwerte führten zu einer deutlich besseren Übereinstimmung der Messungen aller Geräte als bei Nutzung der im Labor gemessenen Kalibrierfaktoren. Unter den im Labor erzielten Kalibrierungen waren die einheitlich bei CMDL ermittelten einheitlicher und näher an den Werten aus den Feldvergleichen als die Kalibrierungen der jeweiligen Nutzer. Allgemein fiel auf, dass die Abweichungen der Geräte untereinander in der Nacht deutlich geringer waren als am Tage. Der Einfluss der solaren Strahlung führte trotz Ventilation und der Abschattung der Geräte zu unterschiedlicher Beeinflussung der Pyrgeometermessungen.

Der Vergleich der Pyrgeometer mit dem ASR ergab hervorragende Ergebnisse mit Abweichungen von weniger als 1 Wm^{-2} . Das Wechsellicht-Pyrgeometer lag mit den vorher am DLR ermittelten Kalibrierwerten im Mittel um $5,11 \pm 0,83 \text{ Wm}^{-2}$ unter dem ASR. Nachdem die Kalibrierfaktoren so angepasst wurden, dass der gemittelte Messwert des Wechsellicht-Pyrgeometers mit dem im

Feld über 24 Minuten ermittelten Wert des ASR übereinstimmte, lag die mittlere Abweichung über die 5 Messzeiträume nur noch um $0,18 \pm 0,72 \text{ Wm}^{-2}$ über dem ASR-Wert. Es zeigten sich keine extremen Abweichungen der Einzelmessungen.

Mit Hilfe der zahlreichen meteorologischen Daten der ARM-Station wurden Modellrechnungen zum Vergleich mit den Messwerten des ASR durchgeführt. Die beiden Modelle waren ein Linie-für-Linie- und das MODTRAN-Modell. Der Vergleich der Messungen des ASR mit den Modellrechnungen ergibt Abweichungen von weniger als 2 Wm^{-2} , d. h. von weniger als 1 %.

Zusammenfassend ergibt sich die beste Übereinstimmung der Geräte untereinander mit den im Feld durch Vergleich mit dem ASR ermittelten Kalibrierkonstanten. Die Genauigkeit beträgt für die Nachtmessungen $\pm 1 \text{ Wm}^{-2}$ oder 0,4 % für terrestrische Strahlungsflussdichten im Sommer von etwa 300 Wm^{-2} . Für die Tagesmessungen ergibt sich mit einer Genauigkeit von $\pm 2 \text{ Wm}^{-2}$ immer noch ein Wert von unter 1 %. Weitere Verbesserungen der Kalibrierverfahren und eine parallel dazu erfolgende Kontrolle durch Vergleiche mit dem ASR dürften die Abweichungen vom ASR weiter verringern. Eine detaillierte Beschreibung des Vergleichs und aller Ergebnisse findet sich in Philipona et al. (2001).

Kapitel 4

Datenquellen und Auswertung

4.1 Die Feldmesskampagne LACE 98

Aerosol-Charakterisierungs-Experimente dienen zur Beschreibung des Aerosols hinsichtlich seiner Größenverteilung, chemischen Zusammensetzung und der sowohl vertikalen wie auch horizontalen räumlichen und zeitlichen Verteilung. Aus diesen Daten, die mit Hilfe verschiedener Messverfahren ermittelt werden, erhält man Informationen über den Strahlungsantrieb des Aerosols. Diese intensiven lokalen Messungen erlauben, die in Klimamodellen verwendeten Parametrisierungen zu überprüfen und gegebenenfalls weiterzuentwickeln, während Feldexperimente in ausgewählten Regionen mit unterschiedlichen Umgebungsbedingungen und Aerosolquellen zusammen mit Informationen aus Satellitenbeobachtungen die notwendigen räumlichen Verteilungsdaten liefern.

Das Lindenberger Aerosol-Charakterisierungs-Experiment (LACE 98) lieferte Daten für eine sommerliche Aerosolverteilung über kontinentalem Gebiet im stark besiedelten Mitteleuropa. Es fand vom 13.07. bis 12.08.1998 südöstlich von Berlin nahe dem Meteorologischen Observatorium Lindenberg (MOL) statt. Neben dem Gelände des MOL stand ein Messfeld bei Falkenberg, 4 km südlich von Lindenberg, zur Verfügung, auf dem weitere Messungen am Boden und bodennah auf einem 100 m hohen Mast durchgeführt wurden. Während LACE 98 wurden drei Flugzeuge in z. T. koordinierten Flügen zur Messung von Aerosol und Strahlung in der gesamten Troposphäre eingesetzt. Tabelle 4.1 zeigt die geographischen Koordinaten der Messfelder sowie der Eckpunkte des von der Falcon, dem Forschungsflugzeug des DLR, überflogenen Rechtecks. Ziel war die Bestimmung der

Ort	Geogr. Breite		Geogr. Länge		Höhe ü. NN
Lindenberg	52°12'38"	N	14°07'48"	O	112 m
Falkenberg	52°10'00"	N	14°07'33"	O	73 m
A	51°58'	N	14°10,5'	O	
B	52°28'	N	14°10,5'	O	
C	52°28'	N	14°23'	O	
D	51°58'	N	14°23'	O	

Tabelle 4.1: Geographische Koordinaten von Lindenberg (Position des Lidars des Instituts für Troposphärenforschung, IfT Leipzig) und Falkenberg (Messfeld) sowie der vier Eckpunkte A-D des von der Falcon überflogenen Rechtecks.

Aerosolkonzentration und -größenverteilung, der chemischen und optischen Aerosoleigenschaften sowie der Wechselwirkung von Strahlung und Aerosol, d. h. des direkten Strahlungsantriebs. Weiteres Ziel war die Bestimmung von Unsicherheiten in Messungen der optischen und mikrophysikalischen Eigenschaften. Dazu fand eine Boden- und Säulenschließung unterschiedlicher Messverfahren statt.

Eine ausführliche Beschreibung von LACE 98 findet sich in der Arbeit von Ansmann et al. (2002).

4.1.1 Meteorologische Daten

Das Meteorologische Observatorium Lindenberg (MOL) stellte alle Messdaten der routinemäßig betriebenen Geräte zur Verfügung. Außerdem wurden einige Messungen häufiger oder zusätzlich zu den routinemäßig erfolgenden Messungen durchgeführt. Es standen die Standard-Radiosondaufstiege alle 6 Stunden (0, 6, 12 und 18 Uhr UTC), sowie Sonderaufstiege zu meteorologisch interessanten Bedingungen bzw. nahe zu den Flugzeugeinsätzen zur Verfügung (Typen: RS80 und RS90, Leiterer et al. (1997)). Aus den Daten eines BREWER-Spektrometers lieferte das MOL die Gesamtozonsäule für jeden Tag. Sonnen- und Sternenphotometer des MO Lindenberg lieferten optische Dicken des Aerosols für verschiedene Wellenlängen zwischen 0,4 und 1 μm (siehe Tabelle 4.2). Die Messungen erfolgten im Abstand von 8 bis 9 Minuten bei wolkenfreier Sonne bzw. Sternen und zu niederschlagsfreien Zeiten. Das Sonnenphotometer ist vom Typ BAS (Boden-Atmosphären-Spektrometer). Der Öffnungswinkel beträgt etwa 1° , das Gerät wird regelmäßig auf der Zugspitze mit der Langley-Plot-Technik kalibriert und besitzt eine angegebene Genauigkeit der optischen Dicke von $\pm 0,02$ (Leiterer et al., 1994). In der Auswertung werden die optischen Dicken der Wellenlängen 0,9517 und 0,9446 μm (jeweils Nr. 9) der Sonnen- und Sternenphotometern nicht verwendet, da es sich um die für Wasserdampf sensitiven Kanäle handelt. Mit Hilfe dieser beiden Kanäle wird die Wasserdampfkorrektur der Messungen bei den anderen Wellenlängen durchgeführt.

Nr.	Sonnenphotometer	Nr.	Sternenphotometer
1	0,3991 μm	1	0,3907 μm
2	0,4512 μm	2	0,4440 μm
3	0,4922 μm	3	0,5007 μm
4	0,5510 μm	4	0,5328 μm
5	0,6538 μm	5	0,6019 μm
6	0,7915 μm	6	0,6729 μm
7	0,8553 μm	7	0,7786 μm
8	1,0539 μm	8	0,8629 μm
9	0,9517 μm	9	0,9446 μm
		10	1,0452 μm

Tabelle 4.2: Übersicht über die Wellenlängen der Sonnen- bzw. Sternenphotometermessungen.

Am MOL befindet sich ebenfalls eine Station des *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN, Ohmura et al. (1998)). Dort werden die nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten der globalen, direkten und diffusen Sonnenstrahlung sowie der Gegenstrahlung in Abständen von 1 Minute gemessen. Die direkte Strahlung ist dabei nicht Kosinus-gewichtet auf eine horizontale Fläche bezogen, sondern auf eine senkrecht zur Sonne nachgeführte Fläche. Die Flächennormale des Sensors zeigt somit immer in Richtung der Sonne. Die Globalstrahlung ist die Summe der Kosinus-gewichteten, direkten und der diffusen Strahlung. Die Gegenstrahlung bezeichnet die nach unten gerichtete terrestrische Strahlung.

4.1.2 Geräte am Boden

Viele Forschergruppen hatten ihre Geräte am MOL selbst oder auf dem Messgelände im nahegelegenen Falkenberg aufgestellt. Es werden hier nur Geräte vorgestellt, deren Messungen in die vorliegende Arbeit eingehen. Eine vollständige Übersicht findet sich bei Ansmann et al. (2002).

Für die Schließung der Aerosolparameter, deren Wirkung auf die Strahlungsbilanz untersucht wird, waren die Bodenlidare und die mikrophysikalischen und optischen Messungen am Boden von besonderer Bedeutung. In Lindenberg stand das 6-Wellenlängen-Raman-Lidar des Instituts für Troposphärenforschung (IfT) Leipzig mit der Strahlrichtung senkrecht nach oben. Dieses liefert den Rückstreuoeffizienten bei den Wellenlängen 355, 400, 532, 710, 800 und 1064 nm sowie den Extinktionskoeffizienten bei 355 und 532 nm und das Depolarisationsverhältnis bei 532 nm. Ein 3-Wellenlängen-Lidar des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPIM) stand in Falkenberg. Es liefert den Rückstreuoeffizienten für $\lambda = 354, 532$ und 1064 nm und den Extinktionskoeffizienten für 354 nm.

4.1.3 Geräte an Bord der Flugzeuge

Cessna

Das kleinste der drei Flugzeuge war eine Cessna 207T die vom Institut für Weltraumwissenschaften (IW) der Freien Universität Berlin (FUB) betrieben wurde.

Die Cessna flog typischerweise vier Flugniveaus zwischen 500 und 2500 m über Lindenberg, Falkenberg und in der Nähe liegende charakteristische Gebiete mit unterschiedlicher Bodenbedeckung. Das Flugmuster war deshalb von dem der anderen Flugzeuge abweichend. Von der Instrumentierung der Cessna werden in dieser Arbeit keine Daten verwendet.

Partenavia

Das zweite, während LACE 98 eingesetzte Flugzeug, war die Partenavia 68B der Rheinbraun AG, ausgerüstet von Enviscope GmbH und gechartert vom Institut für Troposphärenforschung (IfT) in Leipzig. Die Partenavia absolvierte 12 Flüge mit Flugniveaus zwischen 500 und 4000 m Höhe, darunter 7 koordinierte Flüge zusammen mit der Falcon. Der Kurs der Partenavia beschrieb die Form eines Dreiecks mit der längsten Seite in Nord-Süd-Richtung nahe des MOL. Ihre Ziele waren die Aerosole betreffend die Charakterisierung der Grenzschicht und der unteren Troposphäre bis etwa 4 km Höhe. An Aerosolmessgeräten befanden sich an Bord der Partenavia eine PCASP-X-Sonde zur Bestimmung der trockenen Aerosolpartikel-Größenverteilung mit 30 Kanälen zwischen 0,1 und 10 μm Durchmesser. Eine genaue Beschreibung des Gerätes ist in Keil et al. (2001) zu finden. Weiterhin war ein Nephelometer zur Messung des Volumenstreuoeffizienten und des Rückstreuoeffizienten für die drei Wellenlängen 450, 550 und 700 nm eingebaut (Anderson und Ogren, 1998). Außerdem besaß die Partenavia Kondensationskernzähler für Partikeldurchmesser $D > 3\text{nm}$ und $D > 10\text{nm}$. Darüberhinaus befanden sich verschiedene Strahlungsmessgeräte an Bord, darunter zwei Eppley PSP zur Bestimmung der auf- abwärtsgerichteten solaren Strahlungsflussdichten, sowie ein spektral auflösendes UV-Radiometer TUVR ($\lambda = 0,3 - 0,4\mu\text{m}$) (Wendisch et al., 2002).

Falcon

Das dritte Messflugzeug war die Falcon Mystere 20E des DLR in Oberpfaffenhofen. Die Falcon flog abhängig von der meteorologischen Situation zwischen 4 und 6 Niveaus pro Flug. Das an Bord dieses Flugzeuges eingebaute Lidar-System erlaubt eine vereinfachte, schnelle Auswertung der gemessenen Lidar-Signale während des Fluges. Nach dem Beginn der Messungen in der größten Höhe bei etwa 11 km, wurde die weitere Einteilung der Flugniveaus nach den ersten, in dieser Höhe im Flug ermittelten Lidar-Profilen getroffen. Sieben Flüge fanden in Koordination mit der Partenavia statt. Insgesamt wurden von der Falcon 10 Flüge, darunter auch zwei Nachtflüge absolviert. Eine Übersicht gibt die Tabelle 4.3.

Das Flugmuster war jeweils ein langgezogenes Rechteck in Nord-Süd-Richtung, wobei zumeist nur ein U-Profil pro Niveau geflogen wurde, danach erfolgte der Abstieg in das nächst niedrigere Niveau.

Datum	Flug	Start (UTC)	Landung (UTC)	Flug- dauer	Einbauposition		Bewölkungs- situation
					Pyrano	Pyrgeo	
31.07.98	LACE M01	07:32:00	10:33:00	3h	o/-	oO/U	Cu
01.08.98	LACE M02	06:44:00	09:30:20	2h 45	o/u	oO/u	Cu, Ci
07.08.98	LACE M03	10:31:20	12:58:30	2h 27	o/u	oO/u	Cu, Sc, Ac, Ci
07/08.08.98	LACE M04 N	21:56:55	00:37:00	2h 37	o/u	o/u	Cu, Sc, Ac, Ci
09.08.98	LACE M05	11:58:58	15:10:20	3h 10	o/u	o/u	Ci
09/10.08.98	LACE M06 N	22:03:50	00:10:10	2h	o/u	o/u	
10.08.98	LACE M07	06:58:15	10:00:00	3h	o/u	o/u	wolkenlos
10.08.98	LACE M08	11:22:00	14:24:30	3h	o/u	o/u	wolkenlos
11.08.98	LACE M09	10:45:00	14:16:30	3h 30	o/u	o/u	Cu, Ac, Ci
12.08.98	LACE M10	06:53:30	09:33:45	2h 40	o/u	o/u	Cu, Ci

Tabelle 4.3: Übersicht über die Flüge der Falcon während LACE 98. Die Flüge, deren Daten in der vorliegenden Arbeit verwendet werden, sind fett gedruckt. (UTC: Universal Time Coordinated, N: Nachtflug; o/u: Einbauposition der Pyranometer und Pyrgeometer oben bzw. unten an der Falcon, O/U: Einbauposition des Wechsellicht-Pyrgeometer an der Falcon).

Ein Beispiel eines solchen Flugmusters zeigt die Abbildung 4.1. Die Koordinaten der Eckpunkte sind in Tabelle 4.1 angegeben. Die Ausdehnung beträgt etwa 60 km in Nord-Süd- und 12 km in Ost-West-Richtung. Der östliche Flugabschnitt lag nahe der Grenze zu Polen, der westliche etwas östlich von Lindenberg, da Lindenberg und Falkenberg wegen der Laserstrahlen der Lidare nicht direkt überflogen werden durften und weiter westlich der Großraum Berlin eine Messflugstrecke von ausreichender Länge in Nord-Süd-Ausrichtung verhinderte.

Die folgende Übersicht zeigt die Instrumentierung der Falcon:

Aerosole	(siehe auch Abschnitt 3.2)
PCASP-100X	Partikel-Größenverteilung (trocken) $D = 0,1 - 3\mu\text{m}$
FSSP-300	Partikel-Größenverteilung $D = 0,3 - 20\mu\text{m}$
CNC	Partikelkonzentration mit zwei modifizierten TSI 3760A $D > 5$ nm und $D > 14\text{nm}$
PSAP	Volumen-Absorptionskoeffizient (trocken) $\lambda = 565\text{nm}$
Nephelometer	Volumen-Streukoeffizient $\lambda = 545\text{nm}$
Filterproben	größenaufgelöste Proben für chemische Analyse
Lidar	(siehe auch Abschnitt 3.3)
3-Wellenlängen-Lidar	1064, 532 und 354 nm Blickrichtung nach unten
Strahlung	(siehe auch Abschnitt 3.4)
Eppley-PSP	solare Strahlungsflussdichten, nach oben und unten gerichtet
Eppley-PIR	terrestrische Strahlungsflussdichten, nach oben gerichtet
Foot-Pyrgeometer	terrestrische Strahlungsflussdichten, nach unten gerichtet
Wechsellicht-Pyrgeometer	terrestrische Strahlungsflussdichten, nach oben und unten gerichtet

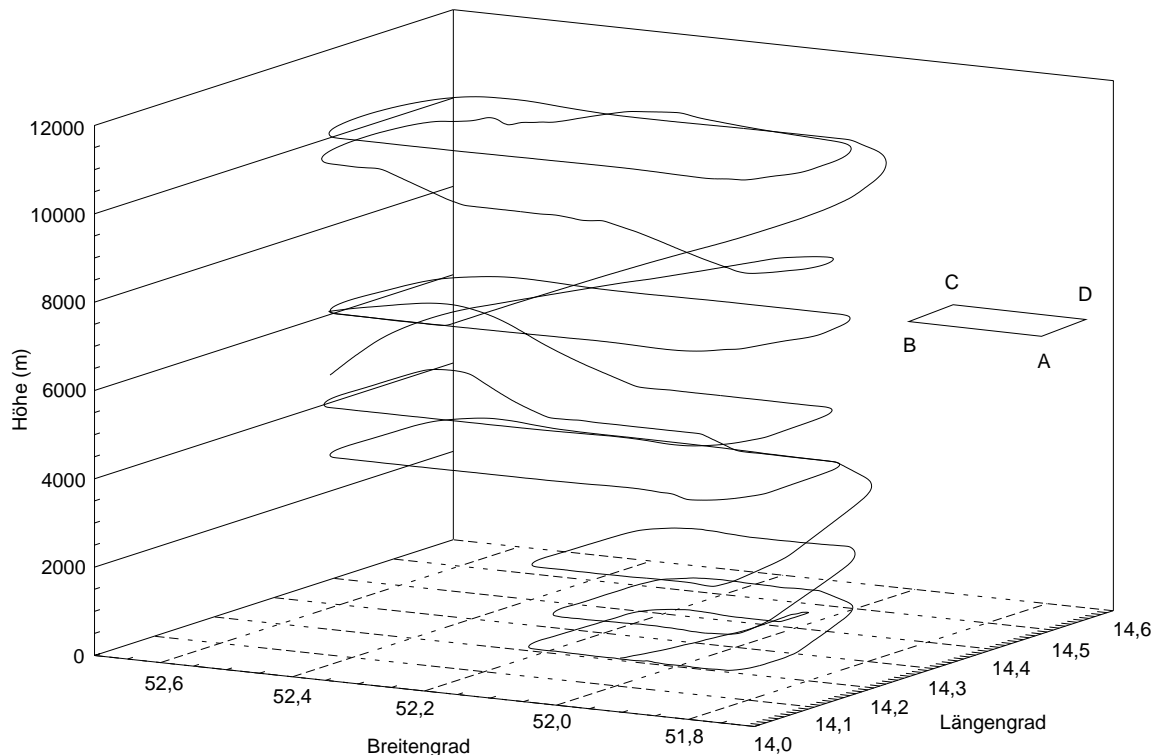


Abbildung 4.1: Beispiel für ein Flugmuster der Falcon während LACE 98 anhand des Profils des Fluges M05 vom 09.08.98. Die Flugprofile beginnen im obersten Flugniveau in einer Höhe von ca. 11 km und enden im untersten bei etwa 200 m. Zur Orientierung ist die Lage der Messpunkte A bis D schematisch angegeben (siehe Tabelle 4.1).

Die Einbaupositionen der Geräte sind in der Abbildung 4.2 dargestellt.

Die Flugzeuge durften nicht gleichzeitig zu nahe beieinander fliegen, weshalb die Flugzeugeinsätze aufeinander abgestimmt werden mussten. Dies betraf vor allem die Partenavia und die Falcon, da die Cessna ein stärker abweichendes Flugmuster absolvierte. Deshalb startete die Partenavia vor der Falcon. Wenn die Partenavia in den unteren Flugniveaus war, begann die Falcon nahe der Tropopause mit der Sondierung. Diese Strategie erlaubte die Charakterisierung der Grenzschicht zu Beginn der Messungen durch die Partenavia und nocheinmal am Ende durch die Falcon.

Aus den insgesamt 10 Messflügen konnten einige wegen Problemen mit Messgeräten nicht ausgewertet werden. Es liegen Aerosoldaten für die fünf Flüge M01, M02, M05, M06 und M07 (s. a. Tabelle 4.3) vor. Die Auswertung beschränkt sich auf diese fünf Flüge. Dabei wird nur der Strahlungsantrieb für alle fünf Fälle betrachtet, der Vergleich mit den Strahlungsmessungen musste weiter eingeschränkt werden. Die Strahlungsmessungen können nur bei wolkenfreien Bedingungen mit den Ergebnissen von Strahlungstransportmodellen verglichen werden, was eine starke Einschränkung der Möglichkeiten bezüglich des Vergleichs zwischen Messung und Modell darstellt. Es wird deshalb nur der wolkenfreie Flug M07 vom 10.08.98 für den Vergleich mit den Modellrechnungen im solaren und terrestrischen Spektralbereich verwendet.

Das Wechsellicht-Pyrgeometer stand nur am Anfang der Kampagne zur Verfügung, da während des Fluges M4 der Pt-100 Temperaturfühler des Referenzschwarzkörpers aufgrund einer mechanischen Beschädigung ausfiel. Auf Ergebnisse dieser Messungen wird deshalb nicht eingegangen.

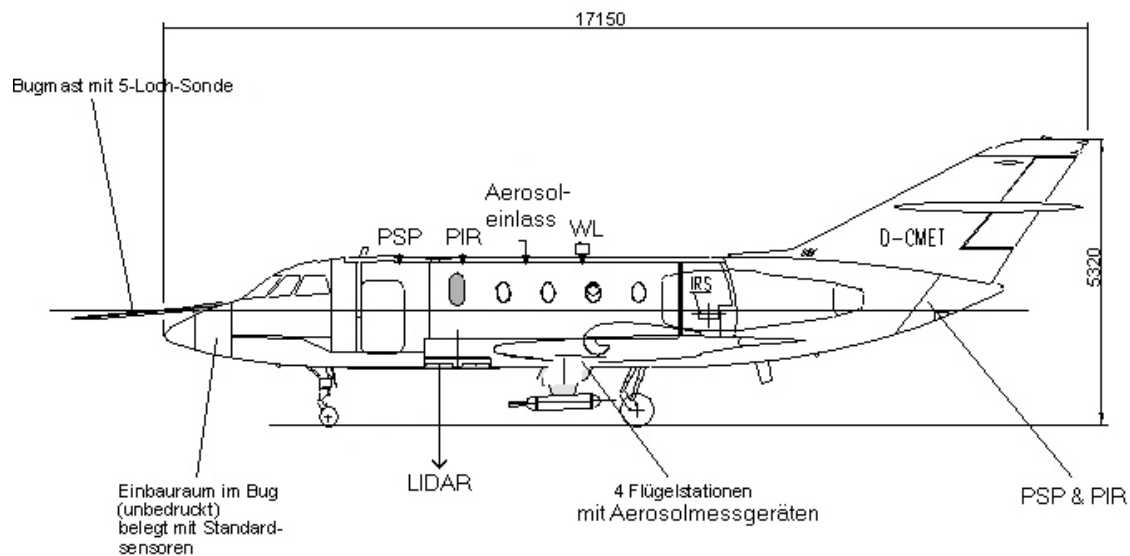


Abbildung 4.2: Seitenansicht der Falcon mit den Geräteeinbaupositionen während der Messkampagne LACE 98. Das Wechsellicht-Pyrgeometer mit Blickrichtung nach unten wird im Heck anstelle der Eppley-Geräte (Precision Spectral Pyranometer, PSP bzw. Precision Infrared Pyrgeometer PIR) montiert. Das PSP befindet sich dann am Flugzeugrumpf unten, nahe der Lidar-Öffnung.

Auswertung der Pyrano- und Pyrgeometerdaten

Die Auswertung der Pyranometer- und Pyrgeometermessungen erfolgte durch Mittelwertbildung über die einzelnen Flugabschnitte. Hierbei erfolgte eine Auswahl der Signale von Hand, um Störungen auf den Flugstrecken und den Beginn bzw. das Ende von Kurvenlagen erkennen zu können. Eine Vorauswahl erfolgte anhand der Überflugszeiten und -positionen des Messrechtecks in den Aufzeichnungen des Flugprotokolls, danach wurde mittels Flughöhe, den Flugzeuglagewinkeln und den Strahlungswerten selbst ausgewählt. Kriterien hierfür sind erhebliche Kursänderungen des Flugzeugs (im Gegensatz zu leichten Schwankungen aufgrund geringer Turbulenzen bei Geradeausflug) oder starke Einbrüche in den Signalen der Strahlungsmessgeräte (zumeist Wolken). Zusätzlich konnte durch das Lidar Bewölkung unter dem Flugzeug erkannt werden. Als Kriterien gelten Wolkenfreiheit, die nach unten mit dem Lidar festgestellt werden konnte sowie nicht zu große Änderungen der Flugzeuglagewinkel (etwa $\pm 2^\circ$) und nur kleine Schwankungen in der Flughöhe. Deshalb wurden z. B. die Werte des Fluges M07 vom 10.08.98 direkt in der Waldbrand-Aerosolschicht nicht ausgewertet, da in Wellenlinien durch diese hindurchgeflogen wurde, um das Aerosol der Schicht und der Umgebung zu ermitteln.

Ein Problem ist die sich mit unterschiedlicher Höhe auch verschieden stark auswirkende Bodenreflexion für die nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten. Der Hauptanteil der Strahlung kommt aus einem Kegel von etwa 120° Öffnungswinkel. Dessen am Boden überstrichene Fläche ist ein Kreis mit dem $\sqrt{3}$ -fachen Durchmesser der Flughöhe. Die Abbildung 4.3 zeigt dies graphisch veranschaulicht.

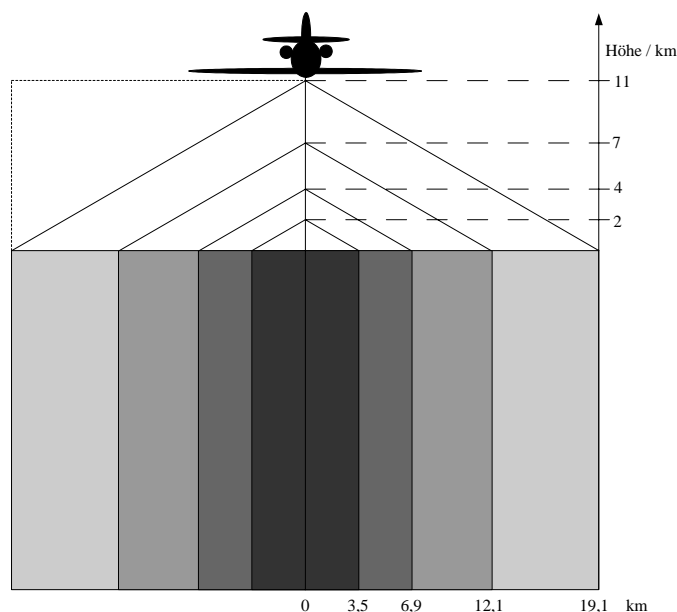


Abbildung 4.3: Schematische Auswirkung des Bodens auf die in verschiedenen Flughöhen gemessenen Strahlungsflussdichten. In jeder Flughöhe sieht das Gerät unterschiedliche Anteile des Bodens. Bei horizontal inhomogener Bodenbedeckung ändern sich die zu berücksichtigenden Bodenreflexionseigenschaften in Abhängigkeit von der Flughöhe.

In jedem Flugniveau ändert sich aufgrund des stark inhomogenen Bodens auch die Bodenreflexion, was anhand der Albedo-Messwerte in Abbildung 4.4 deutlich zu sehen ist. In der Abbildung 4.4 wurde die im jeweiligen Niveau gemessene Albedo aufgetragen, indem die nach oben gerichtete Strahlungsflussdichten durch die nach unten gerichtete dividiert wurde. Mit zunehmender Höhe weist der Verlauf immer schwächere Schwankungen auf, wobei die charakteristischen großräumigen Strukturen der Albedo erhalten bleiben.

Im untersten Flugniveau sind sehr ausgeprägte Strukturen zu erkennen, die anhand einer Landkarte auch sehr gut zugeordnet werden können. So lässt sich das Überqueren von Seen, Flüssen, Wäldern und landwirtschaftlich genutzten Flächen erkennen. In Abbildung 4.4 ist zu erkennen, dass mit zunehmender Höhe die Albedo zunimmt, da sich die Schichtalbedo aus der Albedo des Erdbodens und der zwischen Boden und Flugzeug befindlichen Atmosphäre zusammensetzt (vergleiche Abschnitt 2.2).

Aus den zuvor genannten Gründen wurde für den Vergleich der mit den Pyranometern gemessenen und den mit Strahlungstransportmodellen berechneten solaren Strahlungsflussdichten das 3D-Monte-Carlo-Modell *MYSTIC* im Programmpaket *libRadtran* verwendet. Unter Verwendung der zweidimensional aufgelösten Bodenbedeckungsinformation, die aus einer Landsat-Szene abgeleitet wird, erfolgt für jedes Flugprofil eine Berücksichtigung der sich ändernden Bodenreflexion.

Im Verlauf der etwa zwei bis drei Stunden dauernden Messflüge ändert sich das Aerosol. Als Beispiel dazu ist in Abbildung 4.5 ein Lidar-Profil des Boden-Lidars des IfT Leipzig dargestellt.

Dieses zeigt das sich zeitlich ändernde Profil der Aerosolverteilung über Lindenberg. In die Ab-

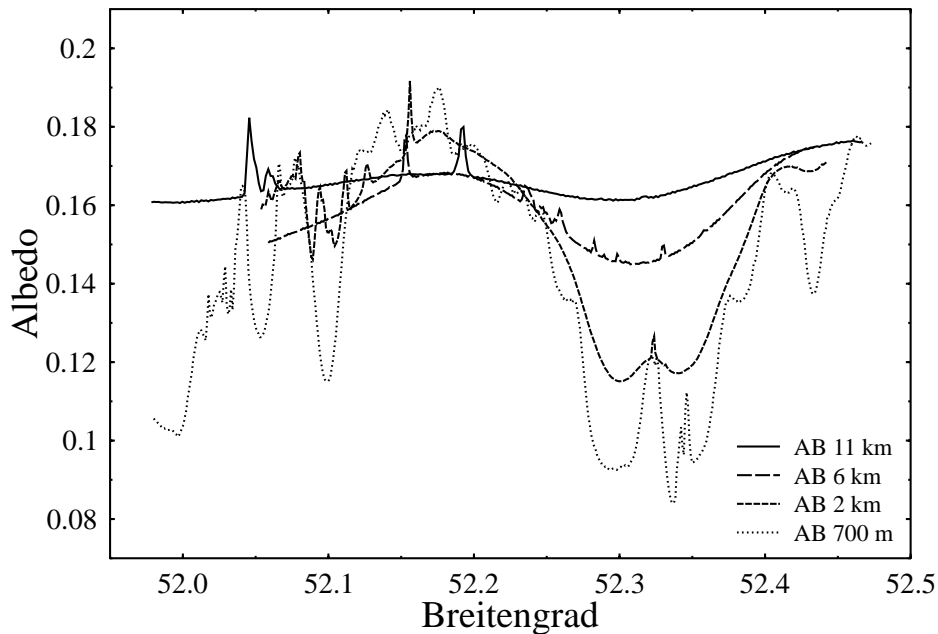


Abbildung 4.4: Albeden in verschiedenen Flugniveaus des Fluges M07 vom 10.08.98. Aufgetragen ist jeweils der Quotient aus von unten reflektierter und von oben einfallender Strahlungsflussdichte, d. h. $F_{\text{Pyrano,unten}}/F_{\text{Pyrano,oben}}$. Dabei bezeichnet AB den westlichen Flugabschnitt (siehe Tabelle 4.1), dahinter ist die Flughöhe angegeben.

bildung wurde die gesamte Flugzeit der Falcon und die Zeit der Messungen in den einzelnen Niveaus miteingezeichnet. Die beiden höchsten und das unterste Flugniveau sind in der Abbildung nicht enthalten. Man erkennt ein Absinken der charakteristischen Aerosolschicht und das Ansteigen der Grenzschicht zusammen mit einer leichten Abnahme des Rückstreukoeffizienten. Aus diesem Grund war auch ein direkter Vergleich von optischen Eigenschaften wie dem Rückstreukoeffizienten aus den Lidar-Profilen (Boden und Flugzeug) mit den entsprechenden, aus den in situ-Daten der Aerosolmessgeräte und den Mie-Rechnungen gewonnenen optischen Eigenschaften nur abschnittsweise möglich. Hinzukommt, dass auf den Flugwegen nicht nur zeitliche Veränderungen des Aerosols während des Fluges, sondern auch räumliche Veränderungen durch das Überfliegen größerer Strecken auftreten können. Bei der Charakterisierung des Aerosols wurden Gebiete mit starken Änderungen der Aerosoleigenschaften getrennt erfasst und ausgewertet. Durch die Kombination der Messungen von Partenavia und Falcon konnte zusätzlich das Grenzschicht-Aerosol räumlich und auch zeitlich besser als mit nur einem Flugzeug charakterisiert werden. Eine gleichzeitige Erfassung der gesamten Säule durch in situ-Messungen ist vom Flugzeug aus nicht möglich, da die Aerosolmessgeräte eine gewisse Flugstrecke benötigen, um genügend Partikel für eine ausreichende Statistik zu sammeln.

Um die Aerosolbelastung während des Messzeitraumes möglichst gut wiederzugeben, werden die gemessenen aerosol-optischen Dicken auf die von den Sonnen- und Sternenphotometern gemessenen Werte bei $\lambda = 0,550 \mu\text{m}$ bezogen, wobei der Mittelwert über den Messzeitraum der Falconflüge als Bezugspunkt verwendet wird.

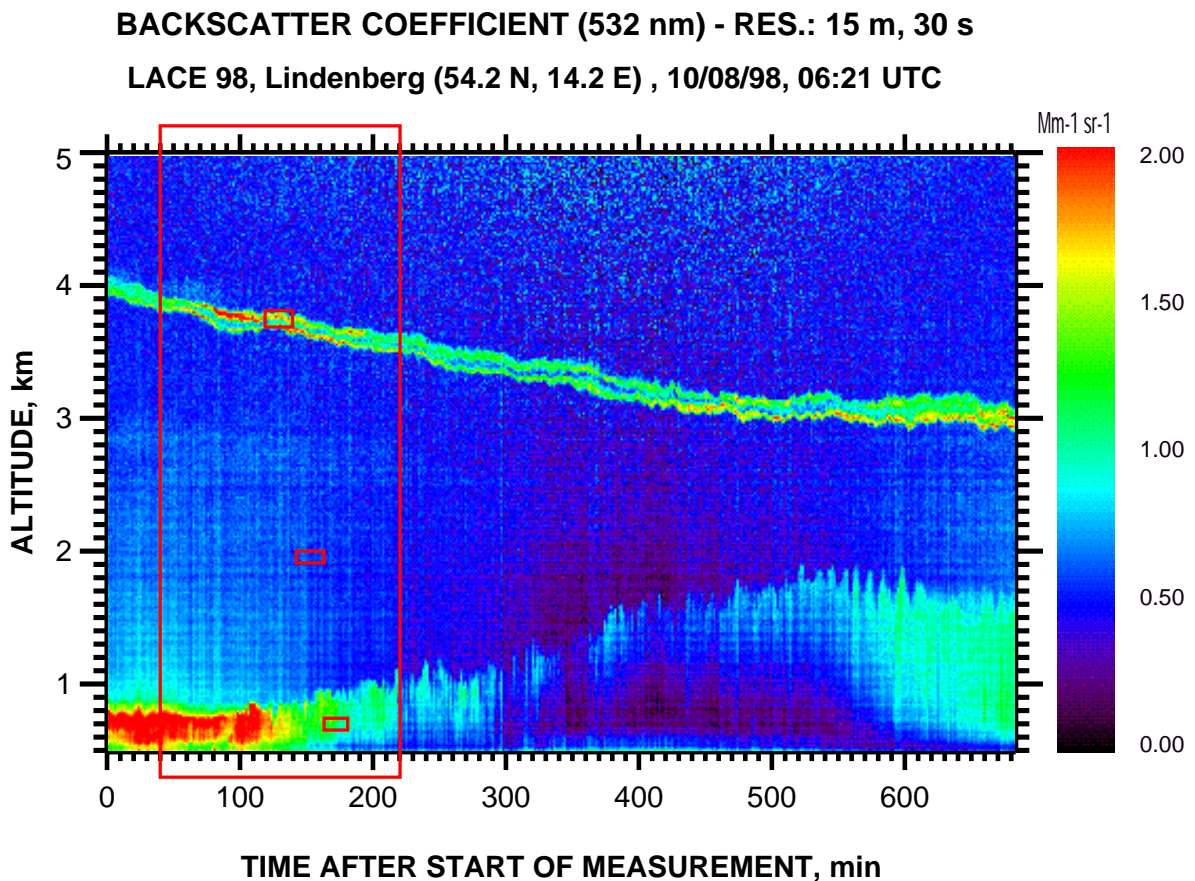


Abbildung 4.5: Änderung des Aerosols über Lindenberg im Zeitraum eines Falcon-Meßfluges. Dargestellt ist das Rückstreusignals des Leipziger IFT Boden-Lidars bei der Wellenlänge 532 nm für den 10.08.98, 6:21-17:41 UTC (8:21-19:41 lokale Zeit). Rot umrandet ist die Gesamt-Flugzeit der Falcon und die zeitliche und höhenbezogene Lage der einzelnen Flugniveaus.

4.2 Umsetzung der Literatur- und Messdaten in die Modellparameter

4.2.1 Atmosphärische Parameter

Für die Nutzung in den Strahlungstransportmodellen werden die benötigten Atmosphärenprofile für den Druck, die Temperatur, sowie die Dichte von Luft und Wasserdampf mit Hilfe der Daten aus den Radiosondenaufstiegen bestimmt. Diese reichen vom Boden bis etwa 14 km, darüber werden die Profile mit den Daten einer Standardatmosphäre für Sommerbedingungen mittlerer Breiten (WMO, 1986) ergänzt. Im Fall der Dichte von Ozon wird der vertikale Verlauf der Ozonkonzentration aus der Standardatmosphäre entnommen und der Gesamtsäulenwert an die Ozonmessung des DWD in Lindenberg (BREWER-Spektrometer) angepasst. Die Radiosonden liefern Druck, Temperatur, relative Feuchte (RS80 und RS90), Windrichtung und Geschwindigkeit (nur RS90). Die für die Modelle notwendigen Größen der Luft- und Wasserdampfdichte werden hieraus berechnet (Liou, 1992). Windrichtung und Windgeschwindigkeiten werden nicht verwendet.

4.2.2 Aerosoleigenschaften

Um die optischen Eigenschaften des Aerosols in den Modellen zu berücksichtigen, wird, ausgehend von den Flugzeugmessungen, die Troposphäre in vertikale, homogene Schichten unterteilt. Je nach Flug und vorherrschenden atmosphärischen Bedingungen ergibt sich eine Einteilung zwischen neun und zwölf Schichten. Für jede Schicht wird nach Fiebig (2001) eine eigene Aerosolverteilung mit den Angaben zur Größenverteilung in Form einer Summe dreier Log-Normal-Verteilungen, zu Quellfaktor, Stoffzusammensetzung und zu der ermittelten internen oder externen Mischung bereitgestellt. Von der in Abschnitt 2.1.2 beschriebenen Einteilung der Aerosole in vier Moden wird geringfügig abgewichen, in der Weise, dass Nukleations- und Aitkenmode zusammengefasst werden. Die komplexen Brechungsindizes für die jeweiligen aus den Messungen der Stoffzusammensetzung ermittelten Substanzen, wurden aus Literaturdaten entnommen. Die entsprechende Quelle für die Werte von Wasser, staubartigem, wasserlöslichem und ozeanischem Aerosol ist d'Almeida et al. (1991). Die Werte für vulkanische Asche und 75%ige Schwefelsäure stammen aus Toon et al. (1976), der Wert für Ammoniumsulfat aus Ackerman und Toon (1981). Die Werte für Ruß und den Realteil von Hämatit ($\alpha - Fe_2O_3$) sind aus Kerker et al. (1979) entnommen, der Wert des Imaginärteils von Hämatit aus Bohren und Huffman (1983). Bei der Ermittlung der Aerosoleigenschaften erfolgte eine Schließung mit Partenavia-Daten und den Messungen der Bodengruppen sowie den Lidar-Messungen der Falcon, des IfT und des MPIM (Fiebig, 2001). Aus den Aerosoldaten wurden unter der Annahme sphärischer Partikel mit einem Mie-Programm die optischen Parameter Streu- und Extinktionskoeffizient, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter sowie die Phasenfunktion berechnet. Der Kern des Mie-Programmes stammt von W. Wiscombe (Wiscombe, 1996). Die Quellung der Aerosolpartikel mittels des angegebenen Quellfaktors wird gemäß Abschnitt 2.1.2 berücksichtigt. Die Berechnung erfolgt für die Mittenwellenlängen der Wellenlängenintervalle nach der Einteilung von Kato et al. (1999) bzw. Fu und Liou (1992) (siehe Abschnitt 3.1). Die so über die einzelnen Wellenlängenbereiche gemittelten optischen Eigenschaften des Aerosols stellen die Eingabedaten zur Charakterisierung des Aerosols für die verwendeten Strahlungstransportmodelle dar. In der Troposphäre müssen die Grenzen der Aerosolschichten sowie die Flugniveaus berücksichtigt werden, um sowohl die Änderung der Aerosole zu erfassen als auch die Strahlung für die gewünschten Niveaus berechnen zu können. Dabei wird die Troposphäre stärker unterteilt als die Stratosphäre, die in den Modellrechnungen bis in eine Höhe von 50 km reicht. Die Unterteilung der Stratosphäre in vertikale Schichten wird für alle Rechnungen gleich gehalten, die Troposphäre wird abhängig von den jeweiligen Aerosolschichten und Flugniveaus für jeden Fall individuell in vertikale Schichten eingeteilt. Die Stratosphäre enthält Standardaerosol (WMO, 1986) mit einer optischen Dicke von 0,005 bei einer Wellenlänge von $0,550 \mu\text{m}$ in der Höhenschicht zwischen 12 und 50 km. Die Abbildung 4.6 zeigt den spektralen Verlauf der optischen Dicken des Aerosols für die fünf betrachteten Flüge.

Es zeigt sich ein sehr unterschiedlicher Verlauf der optischen Dicken des Aerosols an den betrachteten Tagen, wobei in allen Fällen eine Abnahme der optischen Dicke vom solaren zum terrestrischen Spektralbereich zu beobachten ist. Am 31.07.98, dem Flug M01, ergibt sich zuerst der zweithöchste Wert der fünf betrachteten Flüge. Oberhalb von etwa $0,6 \mu\text{m}$ zeigt der Verlauf dieses Tages dann bis in den terrestrischen Spektralbereich die sich deutlich von den anderen Flügen abhebenden höchsten Werte. Der Verlauf am 01.08.98, Flug M02, beginnt mit dem höchsten Wert der optischen Dicke, reiht sich danach aber in die Werte der weiteren betrachteten Tage ein. Die optischen Dicken des Aerosols der Flüge M05 und M06 vom 09.08.98 bzw. M07 vom 10.08.98 zeigen untereinander in etwa den gleichen, im Gegensatz zu den zuvor genannten Tagen deutlich flacheren Verlauf.

Um die während eines Fluges variierende optische Dicke des Aerosols und die gemessene Aerosolverteilung möglichst gut wiederzugeben, werden die aus den gemessenen Aerosoleigenschaften berechneten optischen Dicken bei der Wellenlänge $\lambda = 0,550 \mu\text{m}$ an die optischen Dicken aus den Sonnen- und Sternenphotometermessungen angepasst. Dazu wird ein Mittelwert des Meßzeitraumes eines Fluges gebildet. Damit trifft die optische Dicke des Aerosols im benötigten Zeitraum

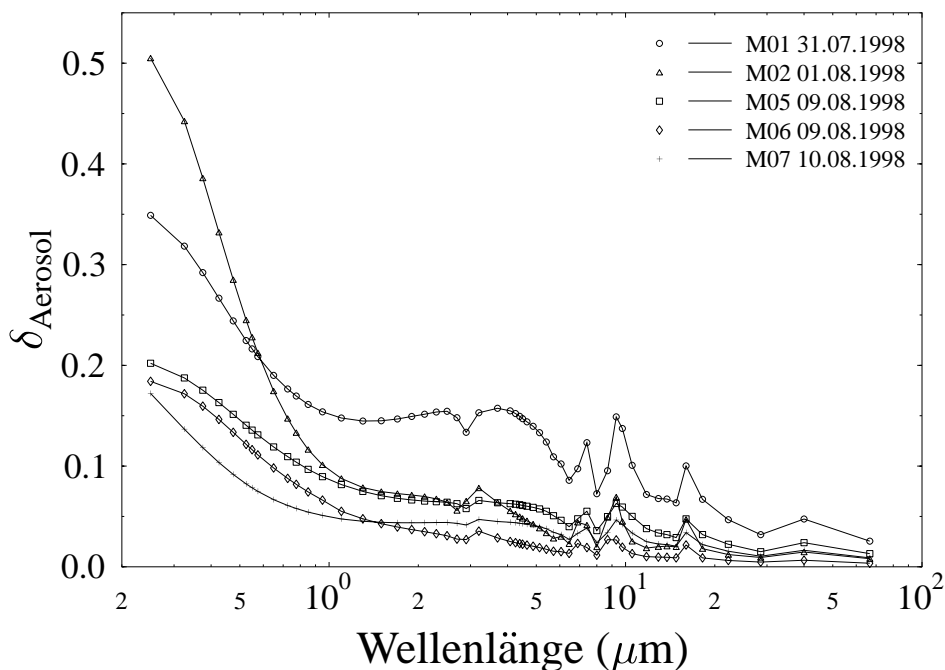


Abbildung 4.6: *Spektraler Verlauf der optischen Dicken des Aerosols für die fünf betrachteten Flüge. Die Werte wurden aus den Daten der in situ bestimmten Aerosolpartikel-Größenverteilungen mittels Mie-Rechnung bestimmt. Dabei handelt es sich nur um den von Bord des Flugzeugs in der Troposphäre gemessenen Aerosolanteil, das stratosphärische Aerosol wird hier nicht betrachtet.*

am besten die vorherrschende Gesamt-Aerosolbelastung. Einen Vergleich der berechneten und der aus den Sonnen- und Sternenphotometermessungen gemittelten Werte der optischen Dicken des Aerosols zeigen die Diagramme in der Abbildung 4.7.

Die Ergebnisse zeigen am 31.07.98 Übereinstimmung innerhalb der Standardabweichung der gemittelten Sonnenphotometerwerte bei kleinen Wellenlängen, zu größeren Wellenlängen zeigt sich eine zunehmende Differenz. Im Diagramm für den 01.08.98 ergibt sich noch eine Übereinstimmung im Bereich der Standardabweichungen, während der Nachmittagsflug vom 09.08.98 (Abb. 4.7 c)) Abweichungen bei kleinen Wellenlängen und Übereinstimmung bei den größeren zeigt. Die aus Sternenphotometermessungen und den Flugzeugmessungen berechneten optischen Dicken des Aerosols am 09.08.98 nachts sind im Gegensatz dazu in guter Übereinstimmung. Die Werte des 10.08.98 ergeben einen Verlauf ähnlich dem am 09.08.98 nachmittags. Die Abweichungen der optischen Dicken des Aerosols betragen bis zu 30 %, ein Wert der auch von anderen Autoren gefunden wird (Kato et al., 2000). Die Abweichungen sind größer als die angegebenen Unsicherheiten von $\pm 0,02$ der aus den Photometermessungen bestimmten optischen Dicken des Aerosols (Leiterer et al., 1994). Mögliche Ursachen sind die räumlichen und zeitlichen Veränderungen in den optischen Eigenschaften der Aerosole. Die Messungen mit den Sonnen- und Sternenphotometern erfolgten im MO Lindenberg, die Flugzeugmessung fand dagegen in einem ausgedehnten Gebiet und zeitlich nacheinander für die verschiedenen Flugniveaus statt (vergleiche Abschnitt 4.1.3). Ähnliche Ergebnisse mit entsprechenden Unsicherheiten finden sich bei Kato et al. (2000) sowie Fiebig (2001).

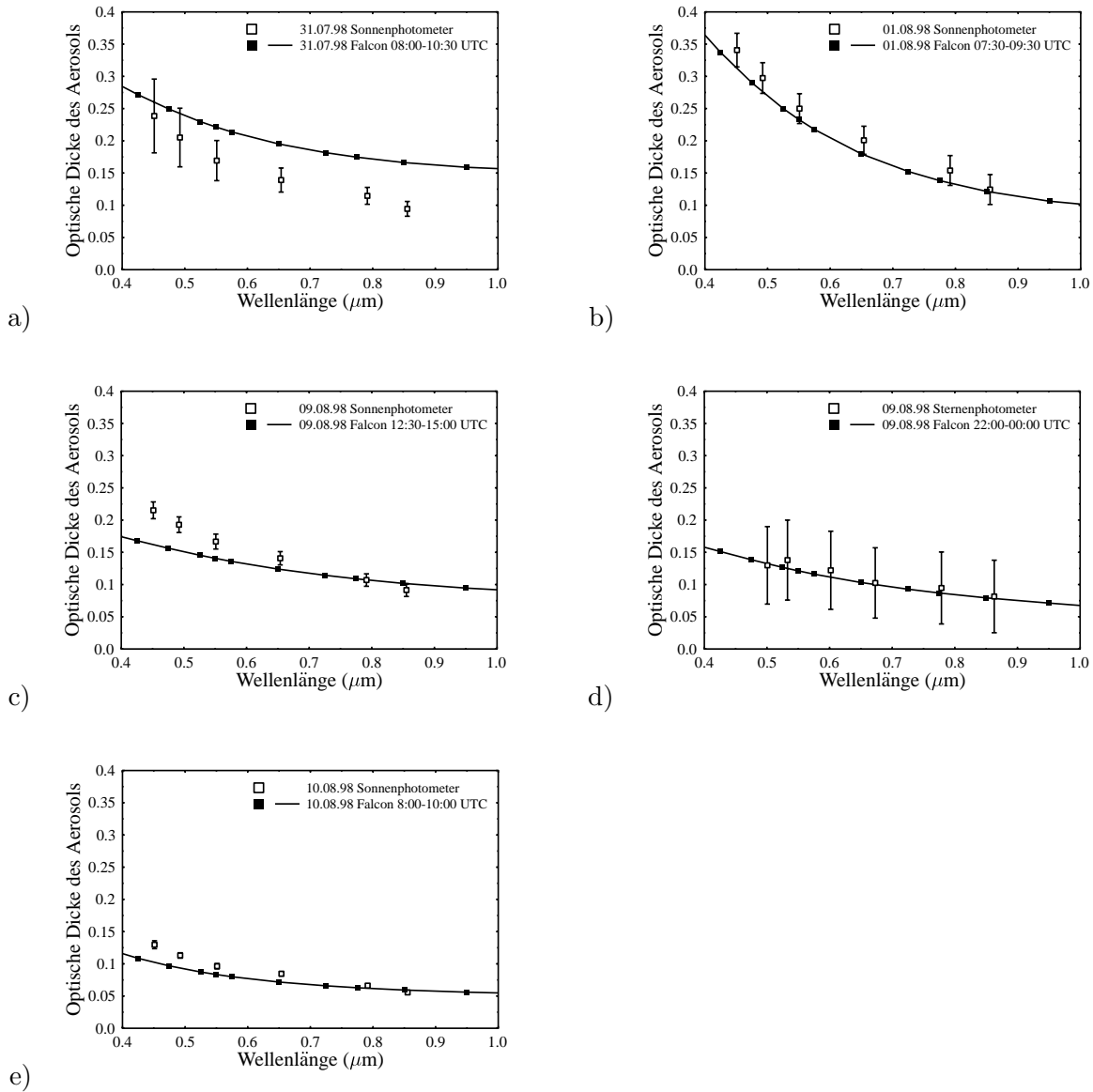


Abbildung 4.7: Vergleich der optischen Dicken des Aerosols aus den gemittelten Sonnen- und Sternenphotometermessungen mit den aus den Flugzeugmessungen berechneten Werten. Die vertikalen Balken geben die Standardabweichung der Mittelwerte der Sonnen- und Sternenphotometer an. Am 10.08.98 ist die Standardabweichung sehr gering, so dass sie bei nahezu allen Werten in der Darstellung nicht zu erkennen ist. Die optische Dicke des stratosphärischen Aerosols ist bei den aus den Flugzeugmessungen berechneten Werten hinzuaddiert.

4.2.3 Bodenalbedo

Als wichtige Information für die Strahlungstransportrechnungen werden die Reflexionseigenschaften des Bodens benötigt. Um diese Information für das Gebiet, in dem LACE 98 stattfand, zu erhalten, wird ein Bild des Instruments *Thematic Mapper* (TM) auf dem Satelliten *Landsat 5* verwendet. Mittels dieser Daten werden die Flächenanteile der unterschiedlichen Bodenbedeckungstypen ermittelt. Der TM besitzt 7 Kanäle vom sichtbaren bis in den infraroten Spektralbereich (Tabelle 4.4). Die von diesem Instrument gelieferten Daten sind Bilder mit einer Größe von 185 x 172 km² (volles Bild, Pfadbreite 185 km). Die Auflösung beträgt 5760 Zeilen x 6928 Spalten, was etwa 30 x 30 m² pro Bildpunkt entspricht. Davon abweichend hat der Kanal 7 im thermischen Infrarot eine reduzierte Auflösung von 120 m. Die Signalaufklärung liegt bei 8 Bit pro Bildpunkt.

Band Nr.	λ [μm]	Bezeichnung	Auflösung (m)
1	0,45 - 0,52	VIS, blau	30
2	0,52 - 0,60	VIS, grün	30
3	0,63 - 0,69	VIS, rot	30
4	0,76 - 0,90	NIR	30
5	1,55 - 1,75	SWIR	30
6	2,08 - 2,35	SWIR	30
7	10,4 - 12,5	TIR	120

Tabelle 4.4: Wellenlängenbereiche und Auflösung der Spektralkanäle des Landsat 5 Instruments *Thematic Mapper* (TM).

Die Bearbeitung erfolgte beim Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum (DFD) des DLR. Hier wurden die notwendigen Programme und die erforderliche Betreuung zur Verfügung gestellt. Die Aufnahme wurde mit Hilfe von topographischen Karten des staatlichen Landesvermessungsamtes Brandenburg (TOP, 1995a, 1998, 1994a, 1995b, 1994b,c) geokodiert, d. h. einem Koordinatennetz (Gauß-Krüger-Koordinaten auf einem Bessel-Spheroid) zugeordnet. Weiterhin wurde der für das LACE 98-Gebiet benötigte Teil aus dem vollen Bild ausgeschnitten. Abbildung 4.8 zeigt diesen Ausschnitt des LACE 98-Gebietes unter Verwendung der drei Kanäle rot, grün und blau des TM-Instruments. Die Farben wurden zur besseren Darstellung leicht überarbeitet. Der schwarze bzw. graue Bereich rechts oben ist durch die Ausrichtung des Bildes nach Norden verursacht, wodurch das ursprünglich rechteckige Bild rautenähnlich auf eine Spitze gestellt wurde. Da immer ein rechteckiges Format erforderlich ist, werden an den Rändern schwarze (leere) Dreiecke ergänzt. Da der LACE 98-Ausschnitt am oberen Rand der Landsat-Szene liegt, ist ein Teil dieser informationslosen Fläche im Bild enthalten.

Dieser verkleinerte Ausschnitt, der das während LACE 98 überflogene Gebiet wiedergibt, wurde anschließend nach der Landnutzung klassifiziert. Hierzu wurde eine sogenannte Standard-ISO-Klassifizierung verwendet, wie sie in dem kommerziellen Programm *IMAGINE* von *ERDAS, Inc.* enthalten ist (*unsupervised classification*). Dabei wird mit Hilfe eines Algorithmus versucht, einen bestimmten Anteil von Bildpunkten in eine vom Anwender angegebene Anzahl von Klassen einzuteilen. Kriterien sind hierbei die unterschiedlichen Signalstärken in den zur Verfügung stehenden Kanälen. Im vorliegenden Fall wurden 12 Klassen mit einem einzuordnenden Anteil von mindestens 90 % der Bildpunkte gewählt. Dem Verfahren standen dazu alle 7 Kanäle des *Thematic Mapper* zur Verfügung (Tabelle 4.4). Das Verfahren erkennt nur unterschiedliche Bildpunkte, es trifft keine Entscheidung darüber, um welchen Bodentyp es sich handelt. Diese Auswahl wird vom Nutzer anhand von Zusatzinformationen, wie z. B. anderen Satelliten- oder Luftbildern oder Karten getroffen. Problematisch sind wie immer in solchen Fällen sogenannte Mischpixel, d. h. Bildpunkte die z. B. einen Teil Wasser, etwas Uferstreifen und Wald enthalten. Sie werden von dem Algorithmus

als eigene Bodentyp-Klasse erkannt. Eine Änderung der Algorithmusparameter verändert vor allem die Klassifikation dieser Mischpixel. In der vorliegenden Arbeit wurde für die verschiedenen Bildpunkte anhand der topographischen Karten des Landes Brandenburg im Maßstab 1:50.000 (TOP, 1995a, 1998, 1994a, 1995b, 1994b,c) eine Auswahl der Bodentypen getroffen. Nichtklassifizierte Bildpunkte, im Wesentlichen der Bereich rechts oben, werden als eigenständiger Typ behandelt. Mischpixel, die vor allem an den Rändern größerer Gebiete auftreten, z. B. Waldränder, Wege u. a., werden einem der benachbarten größeren Gebiete zugeschlagen. Auffallend ist die sich ergebende Zuordnung von Ortschaften in Bereiche ähnlich dem von Baum- bzw. Buschbestand. Da es sich bei dem LACE 98-Gebiet um ein ländliches Gebiet handelt, ist von großen Gärten mit entsprechendem Grün auszugehen, was zu dieser Einteilung führen dürfte. In Abbildung 4.9 ist derselbe Ausschnitt wie in Abbildung 4.8 nun mit den Ergebnissen der Landnutzungsklassifizierung dargestellt.

Für die Umsetzung der aus der Landsat-Szene gewonnenen Informationen in die Modellrechnungen verwendet das Programmpaket *libRadtran* die Parametrisierung der BRDF nach Rahman et al. (1993a). Die in der Landsat-Szene klassifizierten 12 Typen wurden in fünf Bodentypen Wasser, Nadelwald, Sojabohnen, Weideland und Acker zusammengefasst. Die verwendeten Bodentypen wurden im Hinblick auf die in der Literatur verfügbaren parametrisierten BRDFs ausgewählt. Nicht in parametrisierter Form verfügbare Bodentypen, die nicht durch ähnliche ersetzt werden konnten, wurden wie folgt behandelt: Die nichtklassifizierten Gebiete erhielten den Wert $\rho_0 = 0$, Wasser wurde in Anlehnung an Bowker et al. (1985) mit den Parametern $\rho_0 = 0,005$, $k = 1$ und $\theta = 0$ verwendet. Für die vier verbleibenden Bodentypen liegt die BRDF in der parametrisierten Form nach Rahman et al. (1993a) vor. Diese Parameterisierung basiert auf den Daten der Arbeiten von Kriebel (1978) für Nadelwald und Weideland sowie Kimes et al. (1985) für Sojabohnen und Ackerland. Die Verwendung der BRDF für Sojabohnen ersetzt dabei für das LACE 98-Gebiet die Landschaftsbereiche mit mittelhohem Bewuchs, d. h. mit Büschen u. a. Die Abbildung 4.10 zeigt die Umsetzung der Landnutzungsklassifizierung, wie sie schließlich im Modell unter Verwendung der entsprechenden BRDF verwendet wird. Die verschiedenen Waldgebiete wurden dabei zu einem Gebiet zusammengefasst, das durch die BRDF von Nadelwald repräsentiert wird. Das als Gebüsch klassifizierte Gebiet wird mit der BRDF von Sojabohnen (mittelhoher Bewuchs), Wiese mit der BRDF von Weideland und Ackerflächen mit der entsprechenden BRDF von Ackerland charakterisiert. Der Ausschnitt in Abbildung 4.10 ist ansonsten gegenüber der Abbildung 4.9 unverändert.

Diese Umsetzung mit fünf nach Rahman et al. (1993a) parametrisierten BRDFs gibt die BRDF des LACE 98-Gebietes sowohl im Verlauf als auch in den Absolutwerten wieder. Dies ist im Abschnitt 5.1.1 sowie in Abbildung 5.2 ausführlich dargestellt.

Für die Wiedergabe der Bodeneigenschaften ist demnach vor allem die räumliche Verteilung, d. h. die Größe und Lage der Bodenflächen mit unterschiedlichem Bewuchs wichtig. Eine genaue Kenntnis vieler verschiedener Bodentypen ist nicht erforderlich.

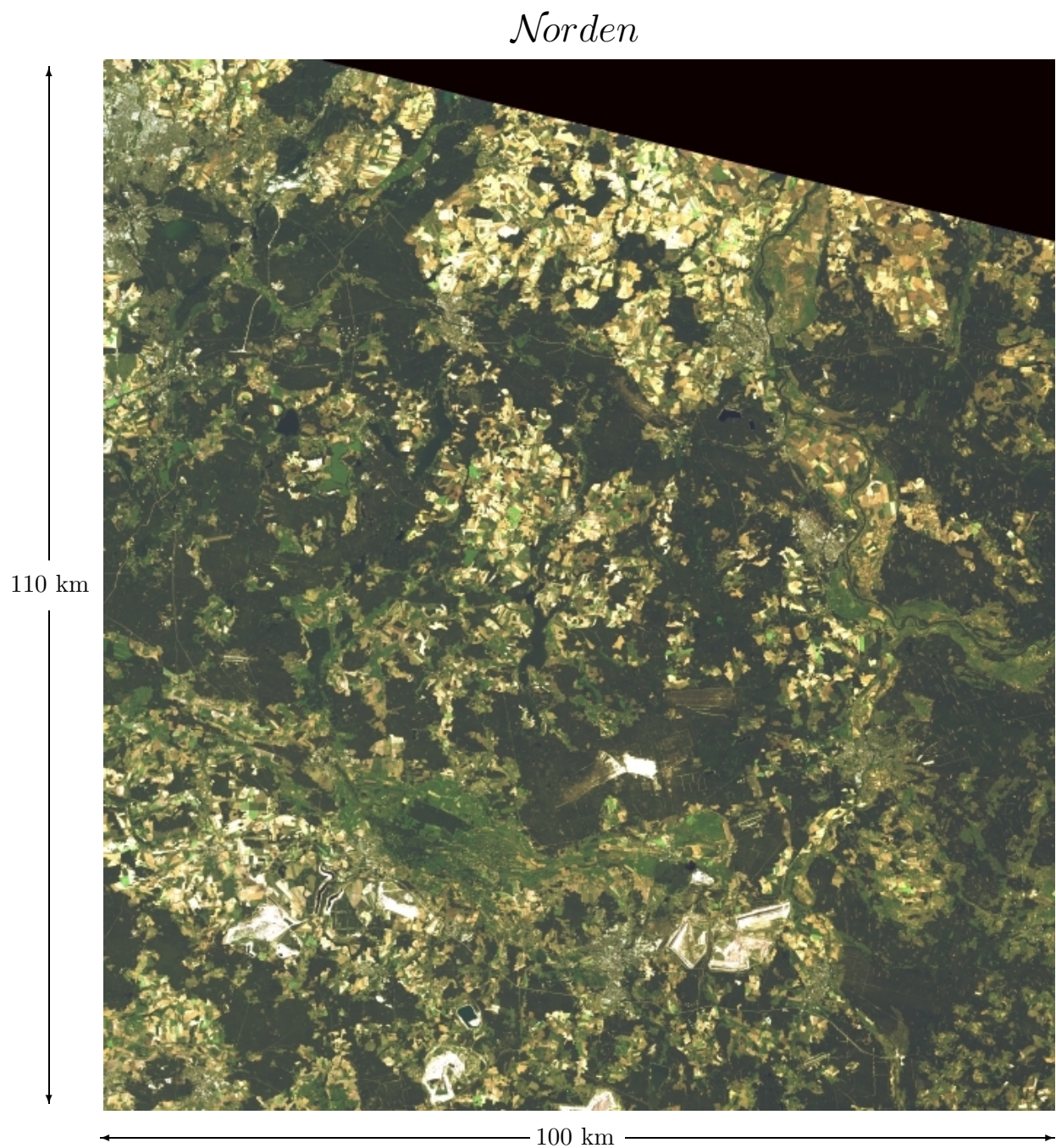


Abbildung 4.8: Ausschnitt aus der Landsat 5 TM Szene (10.08.98, 09:35 UTC). Der Ausschnitt zeigt das für die Strahlungsmessungen relevante Gebiet der LACE 98-Kampagne. Das Bild wurde aus den Kanälen rot grün und blau zusammengestellt und zur besseren Darstellung in den Farben leicht überarbeitet. In der Ecke links oben ist der südöstliche Stadtrand von Berlin zu sehen, auf der rechten Seite die Oder. Lindenberg liegt in dem hellen Bereich in der Mitte des Bildes.

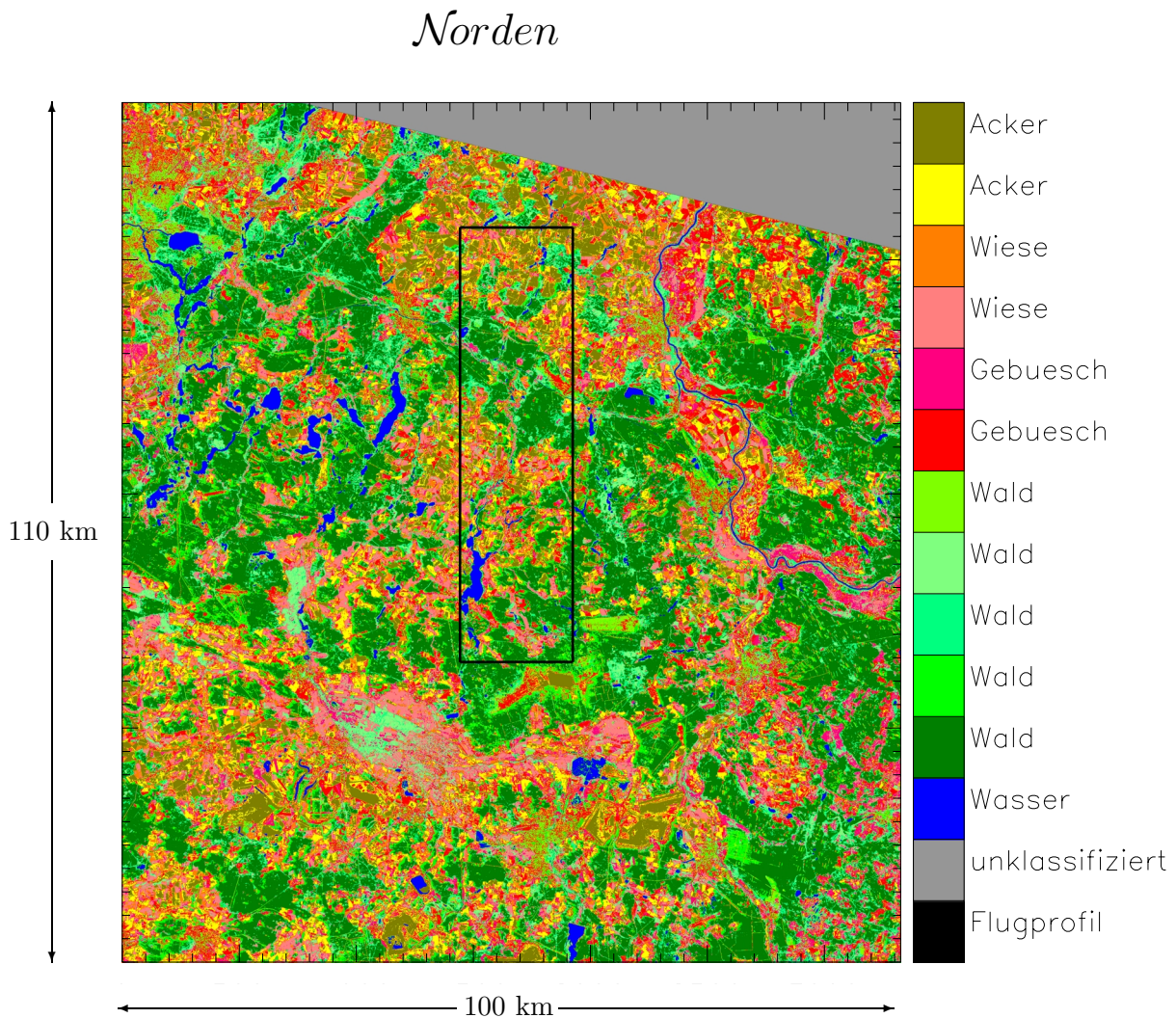


Abbildung 4.9: Landnutzungsklassifikation des Ausschnitts aus der Landsat 5 TM-Szene. Die Abbildung zeigt denselben Ausschnitt wie Abbildung 4.8. Dargestellt sind nun die mit dem in Abschnitt 4.2.3 vorgestellten Verfahren ermittelten Bodentypen. Die Bezeichnungen Wald, Gebüsch, etc. sind von Hand ausgewählt worden und geben die mit Hilfe von Landkarten getroffene Zuordnung an. Zusätzlich ist das von der Falcon überflogene Rechteck eingezeichnet, dessen Koordinaten in Tabelle 4.1 angegeben sind. Lindenberg befindet sich etwas westlich von dem Rechteck, etwa auf mittlerer Höhe.

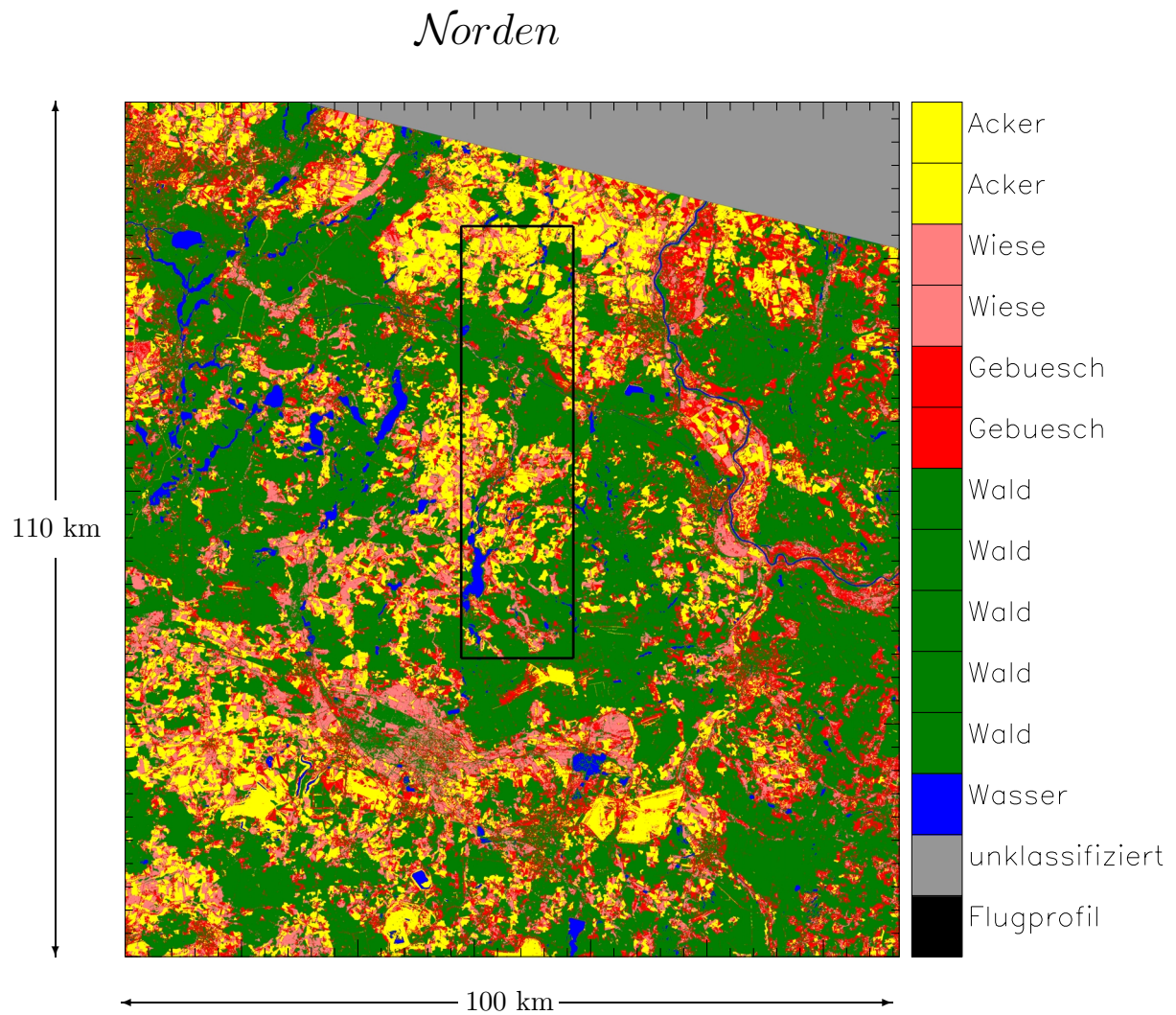


Abbildung 4.10: Landnutzung in dem Ausschnitt aus der Landsat 5 TM-Szene wie sie im Modell verwendet wird. Die Abbildung zeigt denselben Ausschnitt wie Abbildung 4.9. Dargestellt sind nun jedoch die im Modell berücksichtigten Bodentypen.

4.3 Die Meteorologischen Bedingungen während LACE 98

Eine ausführliche Beschreibung der meteorologischen Bedingungen während der gesamten Kampagne gibt die Arbeit von Ansmann et al. (2002). Hier werden nur die Bedingungen während der in dieser Arbeit betrachteten fünf Messflüge erläutert, d. h. diejenigen während der Tage 31.07.98 und 01.08.98 sowie 09.08.98 und 10.08.98. Eine detaillierte Beschreibung der Aerosoleigenschaften findet sich in der Dissertation von Fiebig (2001).

Zu Beginn der Kampagne herrschte wechselhaftes Wetter mit abwechselnd durchziehenden Hoch- und Tiefdruckgebieten. Die Wettersituationen während der ersten Flüge waren nur teilweise wolkenfrei. Vom 9. bis 12. August zog ein stabiles Hochdruckgebiet über das Messgebiet, wodurch am 10. August vollkommen wolkenfreie Bedingungen herrschten.

Einen Überblick über die Messsituationen geben die Abbildungen 4.11 und 4.12 mit den Lidar-Rückstreuprofilen, den Profilen des Rückstreuoeffizienten $\beta_{rück,Mie}$ jeweils bei der Wellenlänge $\lambda = 534$ nm, und den Profilen der relativen Feuchte aus den Radiosondenaufstiegen.

Abbildung 4.13 zeigt die Höhenprofile der Einfachstreueralbedo $\omega_{0,550nm}$. Die zugehörigen Zahlenwerte können der Tabelle 4.5 entnommen werden. Die Werte wurden mittels der in situ gemessenen Aerosoleigenschaften aus den Mie-Rechnungen bestimmt.

Datum	$\omega_{0,550nm}$				
	31.07.98	01.08.98	09.08.98	09.08.98	10.08.98
Aerosol	M01	M02	M05	M06	M07
Anzahl Schichten	9	9	12	10	9
12			1,000		
11			1,000		
10			1,000	1,000	
9	1,000	1,000	0,764	1,000	1,000
8	1,000	1,000	0,675	1,000	1,000
7	1,000	1,000	0,734	0,785	1,000
6	1,000	1,000	0,745	0,752	0,797
5	1,000	1,000	0,703	0,754	1,000
4	1,000	1,000	0,778	0,697	0,936
3	0,984	0,981	1,000	0,778	0,943
2	0,983	0,983	1,000	1,000	0,977
1	0,969	0,986	0,985	0,964	0,978

Tabelle 4.5: Berechnete Einfachstreueralbeden für die während LACE 98 in den jeweiligen Schichten der vertikal unterteilten Troposphäre gemessenen Aerosolverteilungen. Die Tabelle gibt die Zahlenwerte zu den Diagrammen in der Abbildung 4.13 wieder. Je nach Flug und vorherrschenden atmosphärischen Bedingungen ergab sich eine Einteilung zwischen neun und zwölf Schichten. Zur Orientierung sind auf der linken Seite die Schichten von unten (Boden, 0 km) nach oben (max. 12 km) fortlaufend nummeriert.

Zur Herkunftsbestimmung der Luftmassen werden die Luftströmungen mit Hilfe von Trajektorien-Rückwärtsrechnungen für die letzten 48 Stunden vor der Ankunft am MO Lindenberg 6 Uhr UTC verwendet. Die Berechnungen wurden am MO in Lindenberg durchgeführt. Die Luftmasseneinteilung in Ansmann et al. (2002) ist der Berliner Wetterkarte (FU Berlin, Meteorologisches Institut) entnommen. Nach den Rückwärtsrechnungen der Trajektorien für 950 hPa (500 m) und 850 hPa (1500 m) stammte die Aerosolbelastung der Luft am 31.07.98 aus südwestlicher Anströmung. Das Aerosol befand sich in gealterter, erwärmter subpolarer Luft maritimer und kontinentaler Herkunft.

In den gemessenen Profilen in der oberen Reihe der Abbildung 4.11 zeigt sich im Lidar-Rückstreuprofil eine nur gering mit Aerosolen belastete freie Troposphäre, die Grenzschicht reicht vom Boden bis etwa 2,5 km Höhe und ist bis auf den linken, nördlichen Bereich des Flugabschnitts B-A (siehe Tabelle 4.1) gleichmässig durchmischt. Die relative Feuchte nimmt ebenfalls oberhalb von 500 m stetig mit der Höhe ab. Betrachtet man das Profil der berechneten Einfachstreuabbedo $\omega_{0,550nm}$ (Abbildung 4.13 und Tabelle 4.5), so zeigt sich ein im Verlauf ähnliches, an der Grenzschicht zu trennendes Profil, mit einem leicht absorbierenden Aerosol in der Grenzschicht, die freie Troposphäre enthält rein streuendes Aerosol.

Am 01.08.98 wechselte die Anströmung auf Nordwest (500 m) bzw. West (1500 m), die Luftmasse war vom gleichen Typ wie am 31.07.98. Somit kam belastetere Luft vom Großraum Berlin bzw. Zentraleuropa in das Meßgebiet, was sich auch an einer höheren optischen Dicke des Aerosols zeigt. Der Verlauf der gemessenen Profile ist ähnlich zu denen am Vortag, die Grenzschicht ist nun etwas stärker geschichtet und reicht bis in 3 km Höhe. Aerosol-Rückstreuung und relative Feuchte nehmen oberhalb von dieser Höhe deutlich ab. Die Einfachstreuabbedo $\omega_{0,550nm}$ zeigt wie am 31.07.98 nur in der Grenzschicht leicht absorbierendes Aerosol.

Am 09.08.98 herrschte gemäß den Trajektorienrechnungen in beiden Höhen (500 und 1500 m) Anströmung aus Nordwesten, die Luftmassen waren maritim arktischen Ursprungs. In den Lidarprofilen zeichnen sich deutlich Aerosolschichten oberhalb von 3 bis 4 km Höhe ab. Die Grenzschicht tritt in der Farbdarstellung (Abbildung 4.12) aufgrund des in den höheren Schichten stärker streuenden Aerosols weniger deutlich hervor, ist aber noch zu erkennen und reicht am Nachmittag bis zu einer Höhe von knapp 2 km. Man erkennt auch ein leichtes Absinken und das Ausbilden von zwei Aerosolschichten, einer stärker streuenden Schicht zwischen 3 und 4 km und einer schwächer streuenden bei etwa 5 km Höhe. In den Profilen der Einfachstreuabbedo $\omega_{0,550nm}$ zeigen diese Schichten stark absorbierendes Aerosol.

Am 10.08.98 war die Anströmung in beiden Höhen auf Nord gewechselt, die Luftmassen sind jetzt maritim und kontinental subpolaren Ursprungs. An diesem Tag ist der Bereich mit den absorbierenden Schichten bereits merklich kleiner geworden, es ist nur noch die untere, am Vortag stärker streuende Schicht bei 4 km vorhanden. Diese Schicht ist deutlich schwächer geworden und zeigt eine weitere Unterteilung in zwei Filamente. Entsprechend kennzeichnet das Profil der Einfachstreuabbedo $\omega_{0,550nm}$ diese verbliebene Schicht als stark absorbierendes Aerosol in 4 km Höhe.

Die in dieser zweiten Messphase beobachtete Aerosolschicht, die sich deutlich vom relativ unbelasteten Troposphärenhintergrund abhebt, stammte, wie sich aus Berichten und später auch aus Trajektorienrechnungen und Satellitenmessungen ergab, aus Waldbränden in Kanada (Fiebig, 2001; Hsu et al., 1999). In den Lidarprofilen vom 09.08. und 10.08.98 ist die Entwicklung dieser Schicht über dem Messgebiet gut zu sehen. Besonders interessant ist in diesem Zusammenhang die sich über mehrere Tage erstreckende Lebensdauer der Waldbrandschicht und die stabile Lage in der Atmosphäre, die es ihr ermöglichte, sich auch über eine große Entfernung auszubreiten.

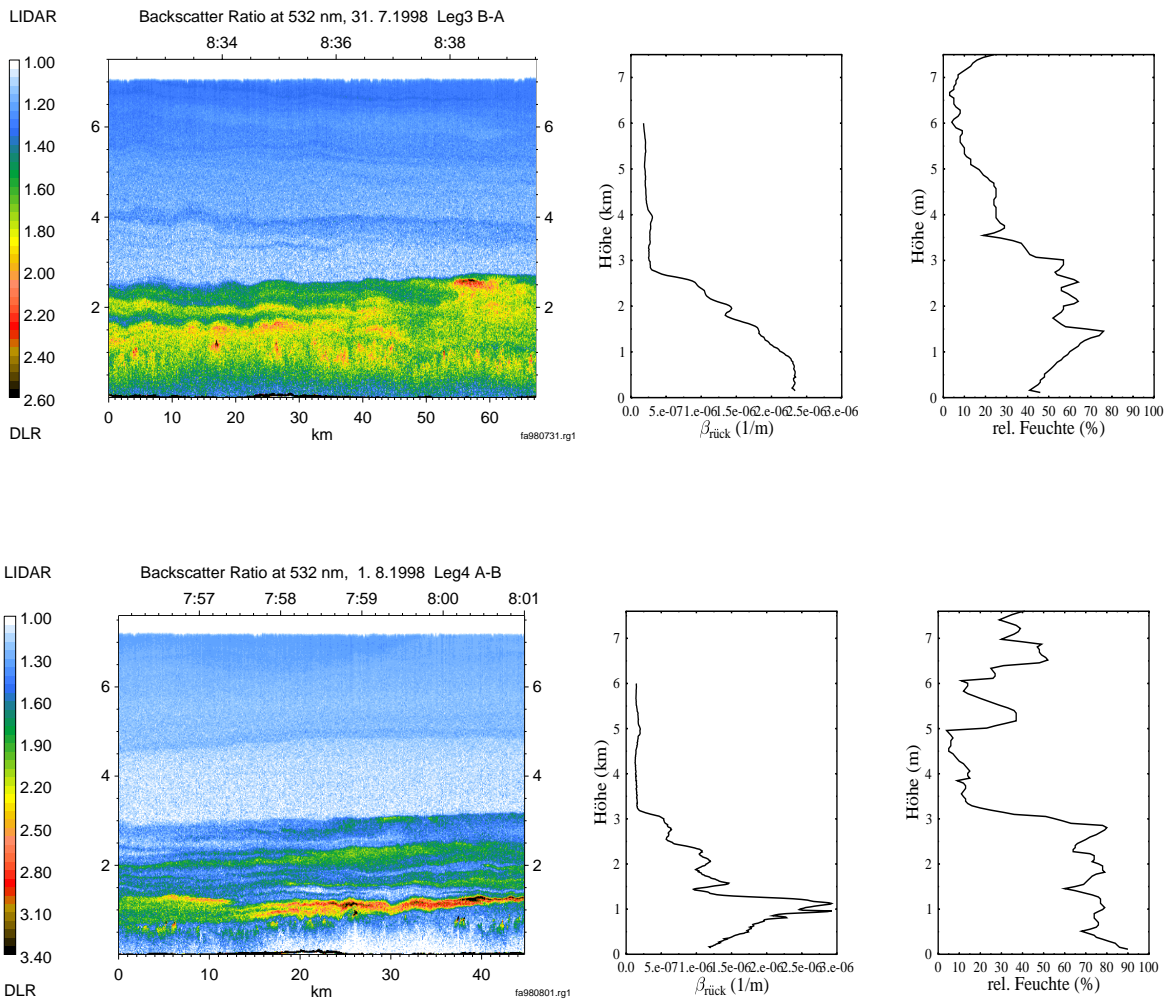


Abbildung 4.11: Lidar-Profile der ersten LACE 98-Messphase mit den Flügen vom 31.07.98 und 01.08.98 - Links: Das Lidar-Rückstreusignal bei 532 nm entlang des Flugabschnitts B-A bzw. A-B (Tabelle 4.1). Mitte: Profil des Rückstreuoeffizienten $\beta_{\text{rück},\text{Mie}}$ bei 532 nm, gemittelt über den Flugabschnitt. Der Überlappbereich und der Boden wurden für die Auswertung weggelassen. Rechts: Profil der relativen Feuchte aus den Radiosondenaufstiegen (siehe auch Abschnitte 3.3 und 4.1.1).

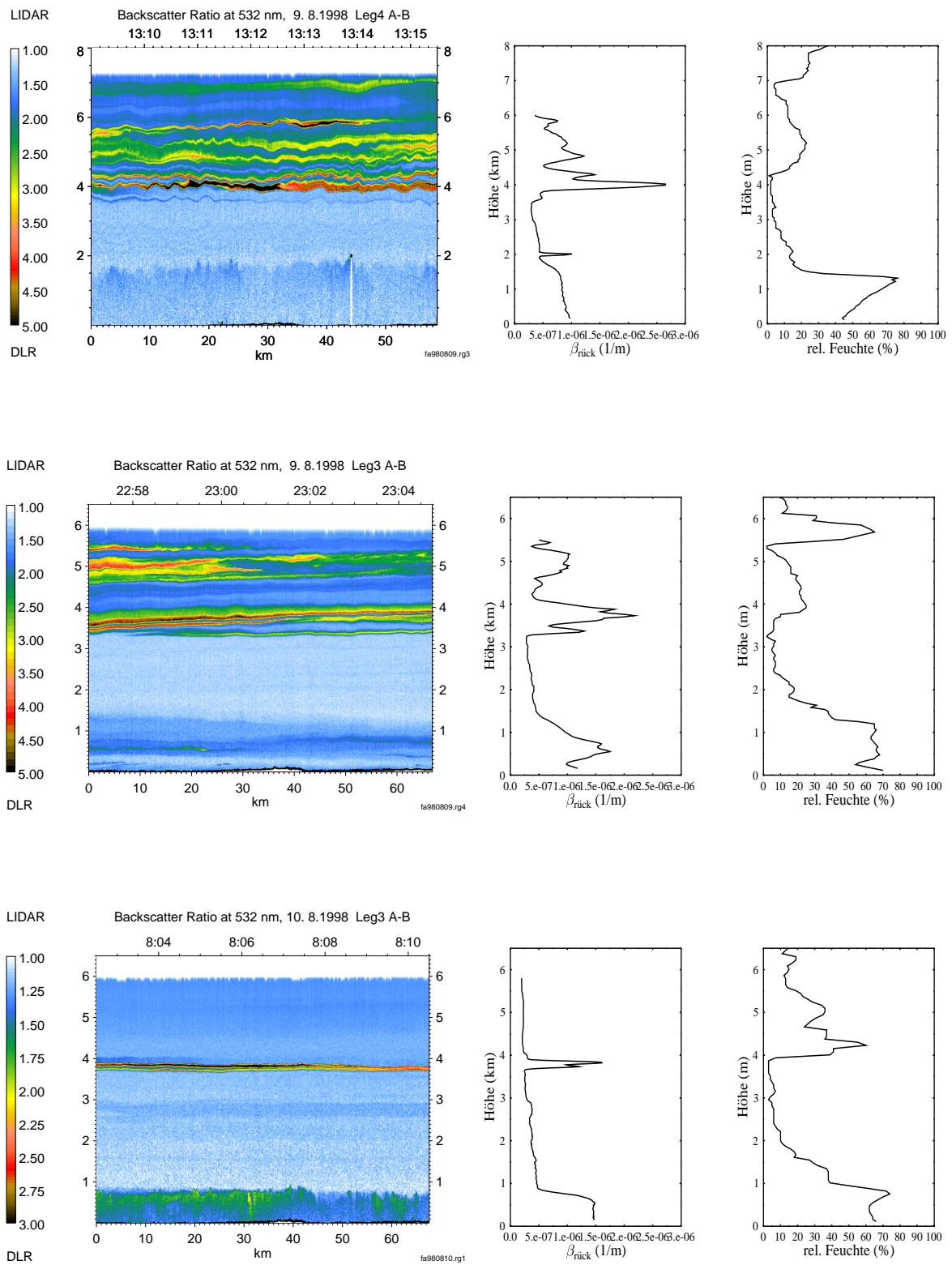


Abbildung 4.12: Lidar-Profile der zweiten LACE 98-Messphase mit den Flügen vom 09.08.98 nachmittags und nachts sowie vom 10.08.98 vormittags, sonst wie Abbildung 4.11.

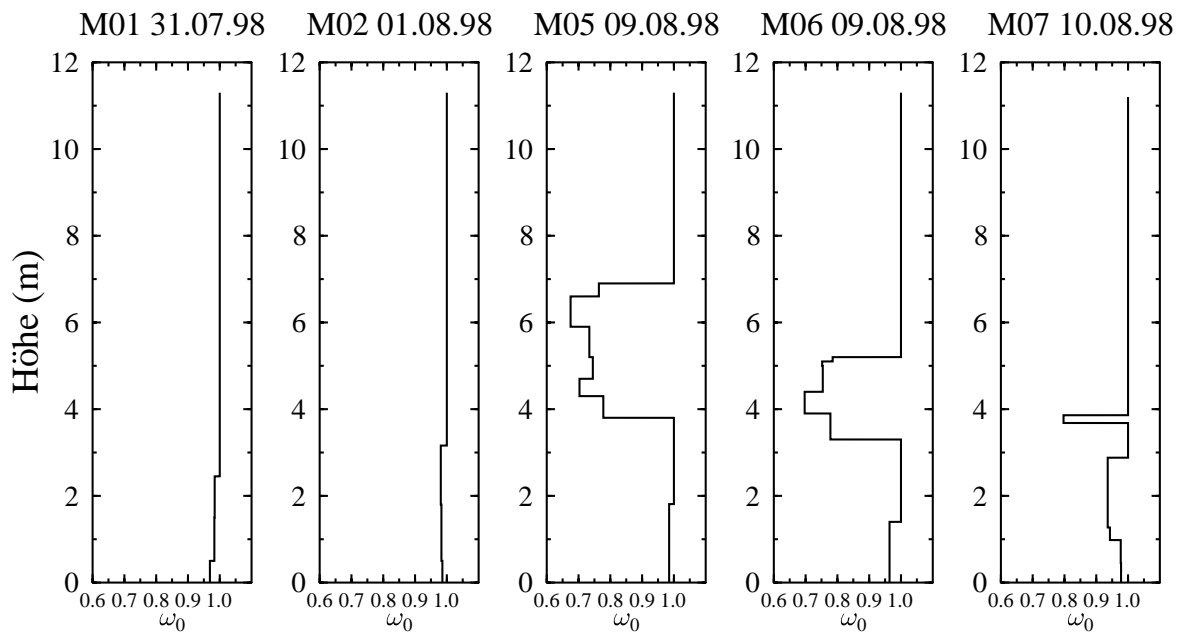


Abbildung 4.13: Höhenprofile der Einfachstreueralbeden $\omega_{0,550nm}$ des Aerosols für die in die dieser Arbeit betrachteten Flüge.

Kapitel 5

Ergebnisse

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Bestimmung des aerosolbedingten Strahlungsantriebs. Die hierfür notwendige Vorgehensweise zeigt schematisch Abbildung 5.1.

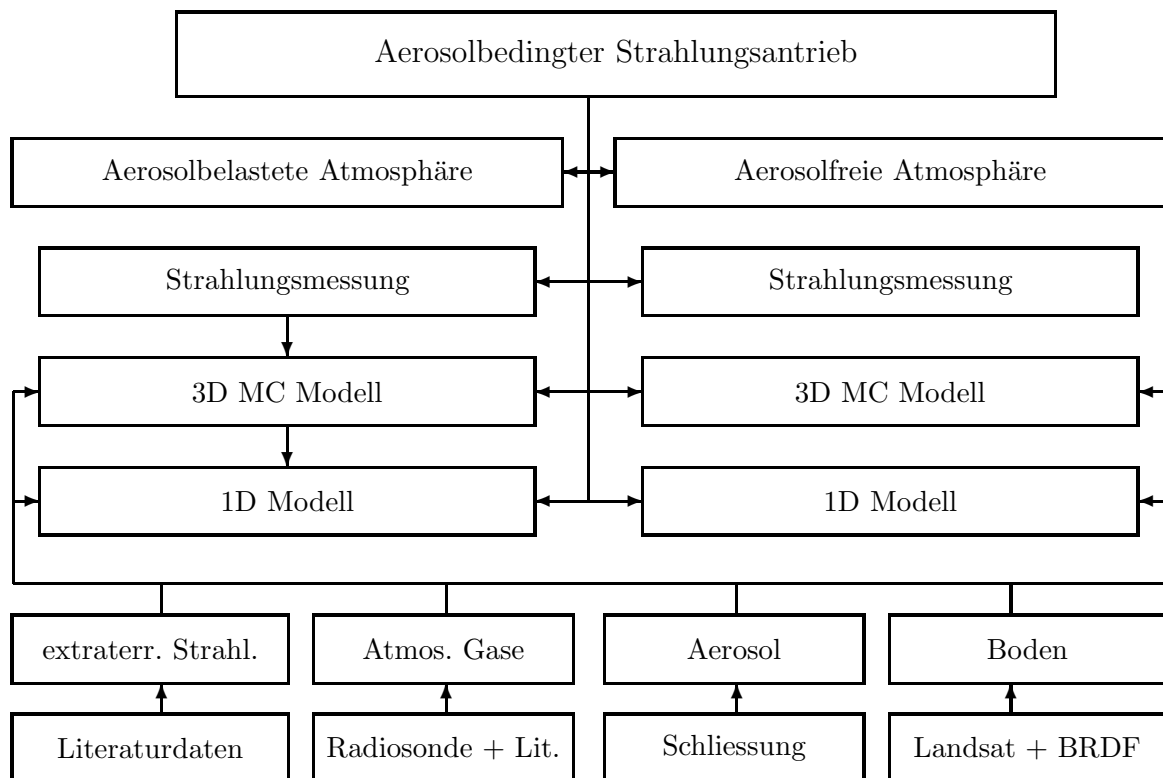


Abbildung 5.1: Schema zur Vorgehensweise bei der Bestimmung des aerosolbedingten Strahlungsantriebs (Lit. = Literaturdaten).

Eine Messung des aerosolbedingten Strahlungsantriebs ist aufgrund dessen, dass nur der aerosolbelastete Fall gemessen werden kann, nicht möglich, es muss deshalb zusätzlich auf Strahlungstransportmodellrechnungen zurückgegriffen werden. In der vorliegenden Arbeit wird die Übereinstimmung von Messungen und Modellrechnungen anhand der Ergebnisse aus den Flugzeug- sowie Bodenmessungen und den Ergebnissen einer 3D-Modellberechnung gezeigt (Abschnitt 5.1). Diese 3D-Modellberechnung erlaubt die Berücksichtigung der stark unterschiedlich strukturierten Landoberfläche des LACE 98 Messgebietes. Aufgrund des dabei verwendeten statistischen Verfahrens

in der 3D-Modellrechnung muss der Strahlungsantrieb mit einem 1D-Modell berechnet werden (Abschnitt 5.2).

Der Vergleich zwischen Messung und Modell erfolgt für den Flug M07 vom 10.08.98 vormittags. Dieser Flug war der einzige, an dem sowohl Aerosoldaten vorhanden waren, als auch wolkenfreie Bedingungen herrschten. Die Strahlungstransportberechnungen werden, für in fünf Flügen an vier Tagen gemessene Aerosolbelastungen wie in Tabelle 4.3 dargestellt, durchgeführt.

5.1 Vergleich zwischen Messung und Modellrechnung

In diesem Abschnitt werden die mit dem Strahlungstransportmodell berechneten Strahlungsflussdichten mit den an Bord der Falcon gemessenen Werten der Pyrano- und Pyrgeometer für unbewölkte Wettersituationen verglichen. Damit wird die Übereinstimmung der Modellrechnungen unter Berücksichtigung der Unsicherheiten der Eingabeparameter mit den gemessenen Strahlungsflussdichten überprüft. Im Fall von LACE 98 wird dazu der Vormittagsflug vom 10.08.98, der völlig wolkenfrei war sowie Werte von Strahlungsmessgeräten am Boden betrachtet.

5.1.1 Vergleich der gemessenen und berechneten Strahlungsflussdichten im solaren Spektralbereich

Für den solaren Spektralbereich wurden dreidimensionale Strahlungstransportrechnungen mit dem Programm MYSTIC des *libRadtran*-Paketes (siehe Abschnitt 3.1) für den Flug M07 vom 10.08.98 durchgeführt. Dieser STG-Löser erlaubt die Verwendung der zweidimensional aufgelösten Bodeninformationen der Landsat-Szene (siehe Abschnitt 4.2.3). Die extraterrestrischen Strahlungsflussdichten sind den Daten von MODTRAN (Kneizys et al., 1988) entnommen. Die vertikal in jeweils homogene Schichten unterteilte Atmosphäre wurde wie in Abschnitt 4.2 beschrieben unter Verwendung einer Standardatmosphäre für Sommerbedingungen mittlerer Breiten (McClatchey et al., 1972) sowie den Daten für Luftdruck, Temperatur und Wasserdampfkonzentration der zeitlich naheliegenden Radiosonde eines Sonderaufstiegs um 7 Uhr UTC zusammengestellt. Der vertikale Verlauf der Ozonkonzentration entspricht der Standardatmosphäre, die Gesamtsäule wurde an den Tageswert des BREWER-Spektrometers angepasst. Das Aerosol wird mittels der optischen Eigenschaften berücksichtigt, die mit der Mie-Theorie, ausgehend von den Aerosoleigenschaften Größenverteilung, Brechungsindex und Mischungsart, berechnet wurden. Vom Boden bis in 11 km Höhe wurden die Flugzeugmessungen (Fiebig, 2001), darüber Standardaerosol (WMO, 1986) verwendet. Die Bodenoberfläche wird durch die Landsat-Szene repräsentiert, deren Bildpunkten jeweils eine BRDF für Wasser, Nadelwald, Weideland oder unbewachsenen Acker zugeordnet wird. Mittelhoher Bewuchs wie Büsche und Sträucher werden durch die BRDF von Sojabohnen wiedergegeben (siehe Abschnitt 4.2.3). Für die Strahlungstransportrechnungen wurden jeweils $5 \cdot 10^8$ Photonen sowie die Einteilung der Spektralintervalle entsprechend dem *correlated-k* Verfahren für den solaren Spektralbereich nach Kato et al. (1999) verwendet (siehe Abschnitt D.3 im Anhang). Da die Messungen entlang der jeweiligen Flugabschnitte in den verschiedenen Höhen zu unterschiedlichen Zeiten durchgeführt wurden, erfolgt für jedes Flugniveau eine eigene Rechnung mit dem zugehörigen Sonnenzenitwinkel. Das im Modell gewählte Gitter teilt die ca. $100 \times 110 \text{ km}^2$ grosse Fläche in 200×220 Punkte mit einer Auflösung von etwa $500 \times 500 \text{ m}^2$ ein.

Für den Vergleich mit den Flugzeugmessungen wurde der dem westlichen Flugabschnitt entsprechende Streifen ausgewählt und der Quotient der solaren Strahlungsflussdichten $F_{\uparrow}/F_{\downarrow}$ für jedes Flugniveau in einem Diagramm aufgetragen. Abbildung 5.2 zeigt die Resultate.

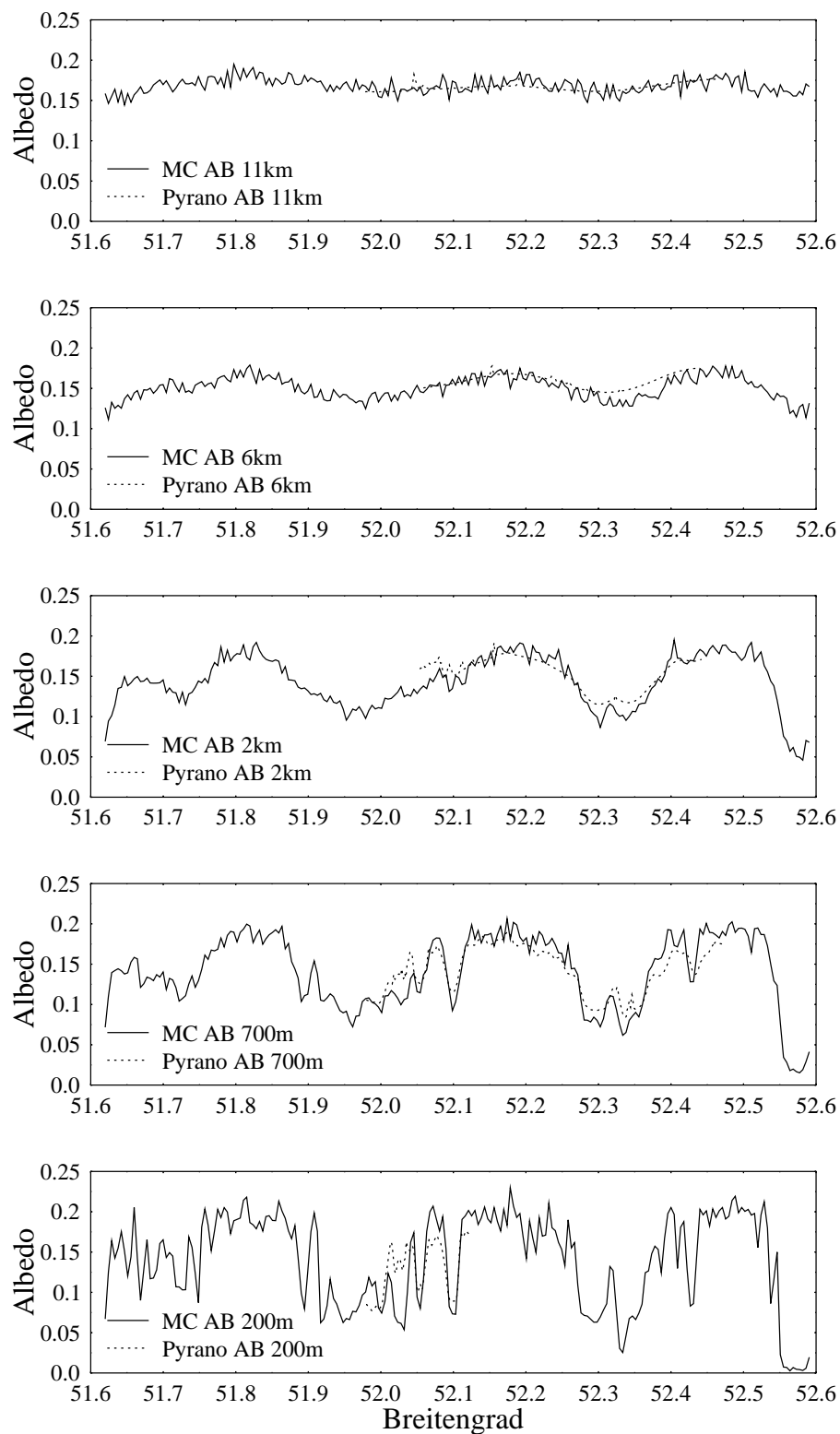


Abbildung 5.2: Vergleich von Pyranometermessungen und 3D-MC-Strahlungstransportrechnungen. Aufgetragen ist jeweils die Albedo $= F_{\uparrow}/F_{\downarrow}$ in der betrachteten Höhe, wobei die Werte des Modells für die gesamte Nord-Süd Ausdehnung des LACE 98 Landsat-Ausschnitts aufgetragen sind, während die Messungen auf den jeweiligen Flugabschnitt beschränkt sind. MC bezeichnet die Monte-Carlo-Rechnung, Pyrano die Flugzeugmessungen. AB beschreibt den westlichen Flugabschnitt, zusätzlich ist die jeweilige Höhe angegeben.

Die in der Abbildung 5.2 gezeigten Vergleiche von gemessenen und berechneten Albeden zeigen in allen fünf betrachteten Niveaus, dass eine detaillierte Wiedergabe des Verlaufs der Reflexionseigenschaften der sehr heterogenen Landoberfläche durch das Modell erfolgt. Die dreidimensionale Berechnung berücksichtigt dabei den in den jeweiligen Höhen unterschiedlichen Bodenbereich, der zur Messung der nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten beiträgt (siehe Abschnitt 4.2). Damit ergeben sich erhebliche Vorteile gegenüber eindimensionalen Modellen, da die räumliche Verteilung der unterschiedlichen Bodenbedeckungstypen berücksichtigt wird und die Beiträge der unterschiedlichen Flächenanteile zur nach oben gerichteten Strahlungsflussdichte in allen Höhen richtig wiedergegeben werden. Durch die Verwendung der BRDF ist die Sonnenstandsabhängigkeit der Bodenalbedo berücksichtigt.

Die Ergebnisse zeigen erstmals, dass die Berücksichtigung der genauen horizontalen Struktur der Bodenreflexion notwendig ist, um über Land die nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten quantitativ beschreiben zu können.

Weiterhin wurden die Mittelwerte über die Flugabschnitte gebildet, wobei die Modellergebnisse, die für die gesamte Nord-Süd-Erstreckung des Landsat-Ausschnitts berechnet wurden, auf den Bereich der Messungen beschränkt sind. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.1 und in Abbildung 5.3 dargestellt. Zur besseren Darstellung wurden die Strahlungsflussdichten in diesen Diagrammen auf den Sonnenzenitwinkel des untersten Flugniveaus bezogen. Die Tabelle 5.1 gibt die unveränderten Werte und die entsprechenden Sonnenzenitwinkel wieder.

Neben diesem Vergleich der Albeden in verschiedenen Höhen werden auch die nach oben und unten gerichteten Strahlungsflussdichten getrennt als Mittelwerte über die entsprechenden Flugabschnitte betrachtet. Man erkennt in Abbildung 5.3 für die nach unten gerichtete Strahlungsflussdichte eine deutliche Abweichung der berechneten von den gemessenen in großen Höhen, die nicht im Bereich des für die Pyranometermessungen bekannten Fehlers von etwa $\pm 2\%$ (Saunders et al., 1992; Fröhlich, 1984) liegt. Im obersten Niveau bei 11 km Höhe beträgt die Abweichung $36,6 \text{ Wm}^{-2}$ oder $5,4\%$. Geht man in niedrigere Höhen, wird die Übereinstimmung zunehmend besser, in 300 m Höhe ist die Differenz auf nur noch $4,8 \text{ Wm}^{-2}$ oder auf $0,6\%$ gesunken.

Eine Erklärung für diese Abweichungen ist sowohl bei den Messgeräten wie auch bei den verwendeten Modellen und deren Eingabeparametern zu suchen. Vom Oberrand der Atmosphäre bis in etwa 11 km Höhe wird die extraterrestrische Strahlungsflussdichte nur wenig durch Streuung und Absorption aufgrund der nur geringen Teilchenzahlen von Luftmolekülen und Aerosolen sowie Spurengaskonzentrationen in der Stratosphäre und der obersten Troposphäre geschwächt. Unsicherheiten in diesem Bereich können die Abweichung deshalb allein nicht erklären. Die Diskussion um zusätzliche Absorber (z. B. Wiscombe (1995)) muss sich in dieser Höhe auf die Stratosphäre beschränken, da nahe an der Tropopause geflogen wurde. Eine Möglichkeit wären erhöhte Staubkonzentrationen aus Vulkanausbrüchen in der Stratosphäre. Ein Vergleich mit den Daten von Stevermer et al. (2000) ergibt aber keinen Hinweis auf höhere optische Dicken des Aerosols im betrachteten Messzeitraum von LACE 98.

Plausibler für die Erklärung der auftretenden Abweichungen zwischen Messung und Modellrechnung ist der von Wardle et al. (1996) gefundene Temperaturgang der Pyranometer-Empfindlichkeit. Die beobachtete Abweichung nimmt mit der Höhe zu, dies korreliert mit der Abnahme der Temperatur. In 11 km Höhe lagen die Temperaturen bei etwa -35 °C gegenüber etwa $+20\text{ °C}$ am Boden. Da die Geräte im Bereich um $+20\text{ °C}$ (Raumtemperaturen) kalibriert werden und die eingebaute elektrische Kompensation des Temperaturgangs innerhalb der angegebenen Grenzen von -40 bis $+20\text{ °C}$ nach Wardle et al. (1996) nicht vollständig ausreicht, liegt darin eine eventuelle Fehlerquelle. Eine Korrektur der Differenzen zwischen Pyranometerdaten und Modellrechnungen mittels Korrektur des Temperaturgangs der Geräte erzielen auch Halthore und Schwartz (2000).

Um diese mögliche Ursache näher zu untersuchen, werden die Pyranometermessungen mit der Korrekturformel, die eigentlich für ein Eppley-Gerät einer amerikanischen Gruppe gilt (Wardle et al., 1996), korrigiert. Diese Korrekturformel stellt eine Mittelung aus mehreren, über einen Zeitraum

von etwa zwei Jahren erfolgten Messungen dar. Die Ergebnisse mit dieser Korrekturformel sind zusätzlich zu den gemessenen Werten in der Tabelle 5.1 aufgeführt. Sie zeigen, dass die Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Strahlungsflussdichten erheblich reduziert werden können. Daraus kann der Schluss gezogen werden, dass jedes Eppley-Pyranometer bezüglich des Temperaturganges der Detektorempfindlichkeit individuell vermessen werden muss.

Eine weitere mögliche Fehlerquelle stellt die Abhängigkeit der Pyranometermesswerte vom Sonnenzenitwinkel dar. Da die Sonneneinstrahlung auf die horizontale Messfläche des Pyranometers nicht linear vom Sonnenzenitwinkel ϑ , sondern vom Kosinus des Sonnenzenitwinkels abhängt, ist der Vergleich der Modellrechnung mit einem Sonnenstand, der durch Mittelung des Sonnenzenitwinkels entlang der Flugabschnitte erhalten wird, nicht ganz korrekt. Der Fehler durch die Mittelwertbildung $\bar{\vartheta}$ gegenüber der genaueren Mittelung des Kosinus des Sonnenzenitwinkels, $\overline{\cos \vartheta}$, ergibt für die Länge der Flugabschnitte von etwa 5 Minuten einen sehr geringen Fehler von unter $0,1 \text{ Wm}^{-2}$. Die nach oben gerichteten gemessenen Strahlungsflussdichten zeigen Übereinstimmung mit den berechneten Werten innerhalb der bekannten Fehler der Pyranometer-Meßgeräte. Mit Hilfe der Landsat-Szene und der Anpassung der Bodeneigenschaften mit nur fünf BRDF-Bodenbedeckungstypen ist es möglich die große Variabilität der Landoberfläche des LACE 98-Gebietes, die sich in den gemessenen, nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten widerspiegelt, durch die Ergebnisse der 3D-Modellrechnung hervorragend wiederzugeben.

In der Literatur finden sich sowohl Arbeiten, die eine Übereinstimmung zwischen Messungen und Modellrechnungen finden, als auch solche die keine Übereinstimmung feststellen. Die meisten Arbeiten beschränken sich auf die Interpretation von Messungen über dem Ozean oder über einheitlichen Flächen wie z. B. Wald. Es gibt viele Arbeiten zu Messungen am Boden, zumeist ohne in situ gemessene Aerosolzusammensetzung und -größenverteilung. Diese Arbeiten werden im Abschnitt 5.1.3 diskutiert, in dem der Vergleich mit den Bodenmessungen behandelt wird. Ähnliche Flugzeugmessungen wie während LACE 98 werden von Saunders et al. (1992) und für das TARFOX-Experiment von Hignett et al. (1999) beschrieben (siehe auch Beschreibung in Kapitel 1).

In der Arbeit von Saunders et al. (1992) wurde ein Vergleich der gemessenen Strahlungsflussdichten mehrerer Pyrano- und Pyrgeometer auf verschiedenen Flugzeugen durchgeführt, darunter befanden sich auch die in dieser Arbeit verwendeten Pyrano- und Pyrgeometer an Bord der Falcon. Die Autoren finden eine Übereinstimmung der Pyranometerdaten für die nach unten und nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten innerhalb von 2 %, im Vergleich zu den Modellen liegen die berechneten Werte jedoch alle um 2 - 4 % über den gemessenen. Die Flughöhe betrug etwa 5,9 km, die Abweichungen liegen damit in der Größenordnung der in dieser Arbeit gefundenen Werte. Ergebnisse für Flughöhen oberhalb von 5,9 km liegen nicht vor, so dass kein Vergleich zu den hier gefundenen Abweichungen in großen Höhen möglich ist.

Im Rahmen des TARFOX-Experiments wurden Messungen der solaren Strahlung ähnlich wie während LACE 98 mit Pyranometern von Bord eines Flugzeugs aus durchgeführt. Es werden die Daten von drei wolkenfreien Tagen im Juli betrachtet. Die Autoren finden gute Übereinstimmung zwischen Messung und Modellrechnung, mit Abweichungen von unter einem Prozent in etwa 6,5 km Höhe. Der Vergleich erfolgt mit Modellrechnungen unter Nutzung des solaren Strahlungstransportmodells von Edwards und Slingo (1996). Das Modell berücksichtigt Rayleigh- und Mie-Streuung sowie verschiedene gasförmige Absorber. Die spektrale Auflösung erfolgt mittels 220 Wellenlängenbändern. Die Autoren finden im Vergleich zur vorliegenden Arbeit eine bessere Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Strahlungsflussdichten in der Höhe von etwa 6 km.

Flug	Höhe	ϑ_S	Modell	Messung	Differenz	
	ü. NN				\overline{F}_\downarrow	$\overline{F}_{\downarrow,Pyrano}$
	km	°	Wm^{-2}	Wm^{-2}	Wm^{-2}	%
M07 10.08.98	11,35	54,2	709,8	673,2	36,6	5,4
	6,20	51,5	743,3	722,4	20,9	2,9
	2,09	45,9	780,1	766,0	14,1	1,8
	0,82	43,1	783,5	781,7	1,8	0,2
	0,30	40,8	797,7	792,9	4,8	0,6
				mit Temp.korr.		
				691,3	18,5	2,7
				726,2	17,3	2,4
				767,0	13,1	1,7
				782,2	1,3	0,2
				793,2	4,5	0,6

Flug	Höhe	ϑ_S	Modell	Messung	Differenz	
	ü. NN				\overline{F}_\uparrow	$\overline{F}_{\uparrow,Pyrano}$
	km	°	Wm^{-2}	Wm^{-2}	Wm^{-2}	%
M07 10.08.98	11,35	54,2	118,7	112,0	6,7	6,0
	6,20	51,5	116,6	114,9	1,7	1,5
	2,09	45,9	116,7	117,6	-0,9	-0,8
	0,82	43,1	114,0	112,1	1,9	1,7
	0,30	40,8	100,7	102,3	-1,6	-1,6
				mit Temp.korr.		
				115,0	3,7	3,2
				115,5	1,1	1,0
				117,7	-1,0	-0,8
				112,2	1,8	1,6
				102,3	-1,6	-1,6

Tabelle 5.1: Vergleich zwischen Pyranometermessungen und Modellrechnungen im solaren Spektralbereich für den Flug M07 vom 10.08.98 auf dem westlichen Flugabschnitt A-B. Tabelle oben: nach unten gerichtete Strahlungsflussdichten, Tabelle unten: nach oben gerichtete Strahlungsflussdichten. Es sind jeweils zuerst die gemessenen und darunter die bezüglich des Temperaturgangs der Detektorempfindlichkeit korrigierten Werte angegeben.

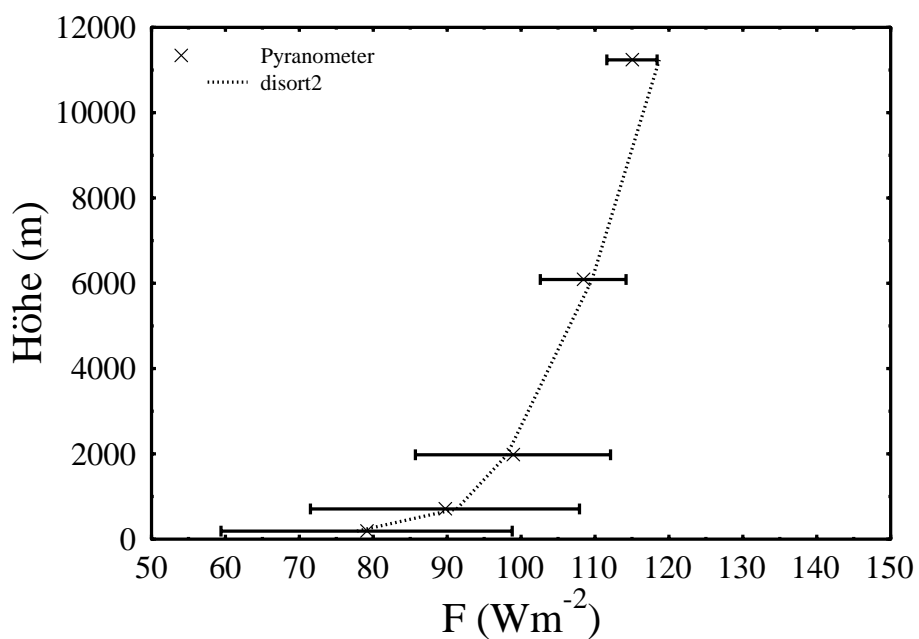
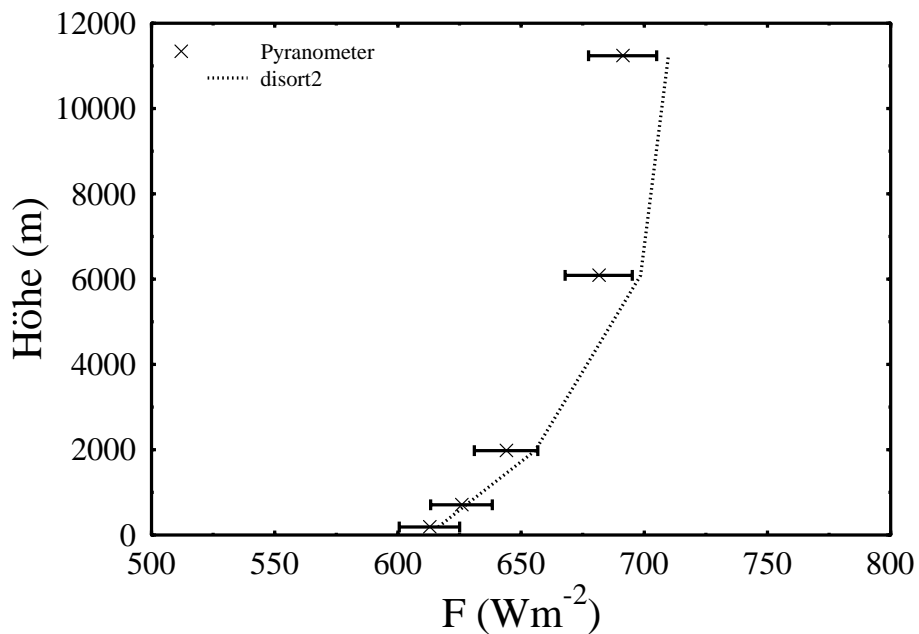


Abbildung 5.3: Vergleich zwischen Pyranometermessungen und Modellrechnungen im solaren Spektralbereich für den Flug M07 vom 10.08.98 auf dem westlichen Flugabschnitt A-B. Das Diagramm oben zeigt die nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten, das Diagramm unten die nach oben gerichteten. Aufgetragen sind die gemittelten Messwerte der Pyranometer sowie die Mittelwerte der 3D-Modellrechnung entlang des jeweiligen Flugabschnitts. Die Fehlerbalken der Messwerte geben im oberen Bild den Gerätefehler von $\pm 2\%$ an, im unteren Bild ist die Standardabweichung angegeben, da hier die Variabilität des Bodens zu größeren Schwankungen der Strahlungsflussdichten führt.

5.1.2 Vergleich der gemessenen und berechneten Strahlungsflussdichten im terrestrischen Spektralbereich

Im terrestrischen Spektralbereich hängen die Strahlungsflussdichten stark von der Emission der Luftmassen und damit vor allem vom Temperaturprofil und der Konzentration des Wasserdampfes ab. Ein weiterer wichtiger Parameter ist die Bodentemperatur, die von der Lufttemperatur am Boden, wie sie von Radiosonden gemessen wird, abweicht. Zusätzlich ändert sich die Bodentemperatur bei Sonneneinstrahlung während des Tages stärker als die Lufttemperatur, und die Bodentemperatur hängt stark von der Art der Oberfläche ab (Geiger et al., 1995). Da während LACE 98 keine Messung der Bodentemperatur erfolgte, wurde für die Modellrechnungen die Radiosondentemperatur am Boden (unterster Wert) als Bodentemperatur verwendet. Zusätzlich wurde mit den Messwerten des nach unten gerichteten Pyrgeometers des untersten Flugniveaus eine Korrektur dieser Radiosondentemperatur bestimmt. Dazu wurde die Bodentemperatur, ausgehend von der zuvor verwendeten Radiosondentemperatur der niedrigsten Höhe, so verändert, dass die nach oben gerichtete Strahlungsflussdichte mit der Messung im untersten Flugniveau übereinstimmt. Die Tabelle 5.2 und die Abbildung 5.4 zeigen die Ergebnisse.

In den von oben kommenden Strahlungsflussdichten zeigen sich Abweichungen zu den Berechnungen in 11 km Höhe von $1,2 \text{ Wm}^{-2}$ entsprechend 4,4 %. Die Abweichungen in den darunterliegenden Höhen bleiben unter 1 Wm^{-2} bzw. 1 %. Im untersten Flugniveau in 300 m Höhe beträgt die Abweichung zu den Berechnungen $-7,1 \text{ Wm}^{-2}$ d. h. -2,4 %. Insgesamt liegen die Abweichungen zwischen den Ergebnissen der Messungen und den Modellrechnungen unter 5 %. Verbleibende Unsicherheiten in den Eingabedaten des Modells sind vor allem auf die Daten des Radiosondenaufstiegs zurückzuführen, obwohl dieser zu Beginn des betrachteten Fluges und damit zeitlich zur Verfügung stand. In den unteren Niveaus nehmen die Abweichungen zu, was mit der dann zeitlich weiter entfernten Radiosonde erklärt werden kann.

Die vom Erdboden abgestrahlten, nach oben gerichteten gemessenen und berechneten Strahlungsflussdichten zeigen eine etwas schlechtere Übereinstimmung. Im obersten Flugniveau ergibt sich eine Abweichung von $-8,1 \text{ Wm}^{-2}$ bzw. -2,7 %, in den beiden nach unten folgenden Niveaus nimmt die Differenz auf -0,4 % ab. Die beiden untersten Höhen zeigen wieder einen Anstieg auf $-23,0$ bzw. $30,2 \text{ Wm}^{-2}$, entsprechend -5,7 bzw. -7,1 %. Die absoluten Werte liegen ähnlich hoch wie bei den nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten, die prozentualen Abweichungen liegen aufgrund der insgesamt höheren Werte bei maximal 7,1 %. Betrachtet man die Ergebnisse einer Vergleichsrechnung in der mit den gleichen Parametern, jedoch mit einer um 10 K erhöhten Bodentemperatur gerechnet wurde, so sind die Abweichungen zwischen Messung und Modellrechnung deutlich geringer. Der Wert der Korrektur der Bodentemperatur wurde durch Anpassung der Strahlungsflussdichten des Modells an die gemessenen Strahlungsflussdichten im untersten Flugniveau ermittelt. Die Differenz zwischen Modellrechnung und Messung im obersten Flugniveau verschiebt sich auf jetzt $+8,5 \text{ Wm}^{-2}$ oder +2,8 %. Entsprechend folgen die unteren Niveaus, was in den niedrigen Höhen 800 und 300 m zu Differenzen von -2,2 und $-2,6 \text{ Wm}^{-2}$ bzw. -0,5 und -0,6 % führt.

Berücksichtigt man die Änderung der Bodentemperatur im Verlauf der etwa drei Stunden dauernden Flugzeugmessungen, so stimmen die Strahlungsflussdichten aus den Pyrgeometermessungen und den Modellrechnungen innerhalb von 2 bis 3 % überein. Die Messwerte liegen zwischen den beiden Kurven der berechneten Strahlungsflussdichten mit unterschiedlichen Bodentemperaturen (Abbildung 5.4). Die Annahme, dass zu Beginn des Messfluges die Bodentemperatur dem untersten Radiosondenwert entspricht und gegen Ende die um + 10 K erhöhte Temperatur herrscht, ist somit plausibel.

In einem früheren Vergleich verschiedener Pyrgeometermessungen von Saunders et al. (1992), in dem auch die hier verwendeten Pyrgeometer eingesetzt wurden, zeigten alle Pyrgeometer eine Übereinstimmung innerhalb von ± 6 % untereinander. Als Eingabedaten wurden Radiosondendaten, Ozonwerte aus Satellitenmessungen sowie Daten eines maritimen Standardaerosols verwendet, da keine Messungen von Aerosoleigenschaften durchgeführt wurden. Im Vergleich zu den Berech-

nungen lagen die Messungen für eine Flughöhe von etwa 5,9 km etwas über den Modellwerten. Dies zeigt sich auch in der vorliegenden Arbeit in der Höhe von 6 km für die Berechnung ohne erhöhte Bodentemperatur, die aufgrund des früheren Zeitpunkts zu dem diese Messung im Verlauf des Fluges stattfand, plausibel ist.

Die in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Ergebnisse zum Vergleich von in verschiedenen Höhen gemessenen und berechneten Strahlungsflussdichten sind die ersten im terrestrischen Spektralbereich mit Berücksichtigung von höhenaufgelösten Aerosoleigenschaften in den Modelleingabedaten.

Flug	Höhe ü. NN km	Modell	Messung	Differenz	
		F_{\downarrow} Wm^{-2}	$\overline{F}_{\downarrow, Pyrgeo}$ Wm^{-2}	$F_{\downarrow} - \overline{F}_{\downarrow, Pyrgeo}$ Wm^{-2}	%
M07 10.08.98	11,35	28,6	27,4	+1,2	+4,4
	6,20	117,8	118,7	-0,9	-0,8
	2,09	221,5	221,7	-0,2	-0,1
	0,82	260,2	259,6	+0,6	+0,2
	0,30	287,7	294,8	-7,1	-2,4
		mit Temp.korr. +10 K			
		28,6		+1,2	+4,4
		117,8		-0,9	-0,8
		221,5		-0,2	-0,1
		260,2		+0,6	+0,2
		287,8		-7,0	-2,4

Flug	Höhe ü. NN km	Modell	Messung	Differenz	
		F_{\uparrow} Wm^{-2}	$\overline{F}_{\uparrow, Pyrgeo}$ Wm^{-2}	$F_{\uparrow} - \overline{F}_{\uparrow, Pyrgeo}$ Wm^{-2}	%
M07 10.08.98	11,35	290,9	299,0	-8,1	-2,7
	6,20	326,7	332,9	-6,2	-1,9
	2,09	373,7	388,7	-1,5	-0,4
	0,82	382,7	405,7	-23,0	-5,7
	0,30	394,8	425,0	-30,2	-7,1
		mit Temp.korr. +10 K			
		307,5		+8,5	+2,8
		343,7		+10,8	+3,2
		392,0		+3,3	+0,8
		403,5		-2,2	-0,5
		422,4		-2,6	-0,6

Tabelle 5.2: Vergleich zwischen Pyrgeometermessungen und Modellrechnungen im terrestrischen Spektralbereich für den Flug M07 vom 10.08.98 auf dem westlichen Flugabschnitt A-B. Tabelle oben: Nach unten gerichtete Strahlungsflussdichten, Tabelle unten: Nach oben gerichtete Strahlungsflussdichten. Die Werte des Modells im jeweils oberen Teil der beiden Tabellen wurden mit den Daten der zeitlich näheren Radiosonde berechnet, die unteren Werte mit einer um +10 K geänderten Bodentemperatur. Dieser Wert wurde durch Anpassung an die gemessene, nach oben gerichtete Strahlungsflussdichte des untersten Flugniveaus bestimmt.

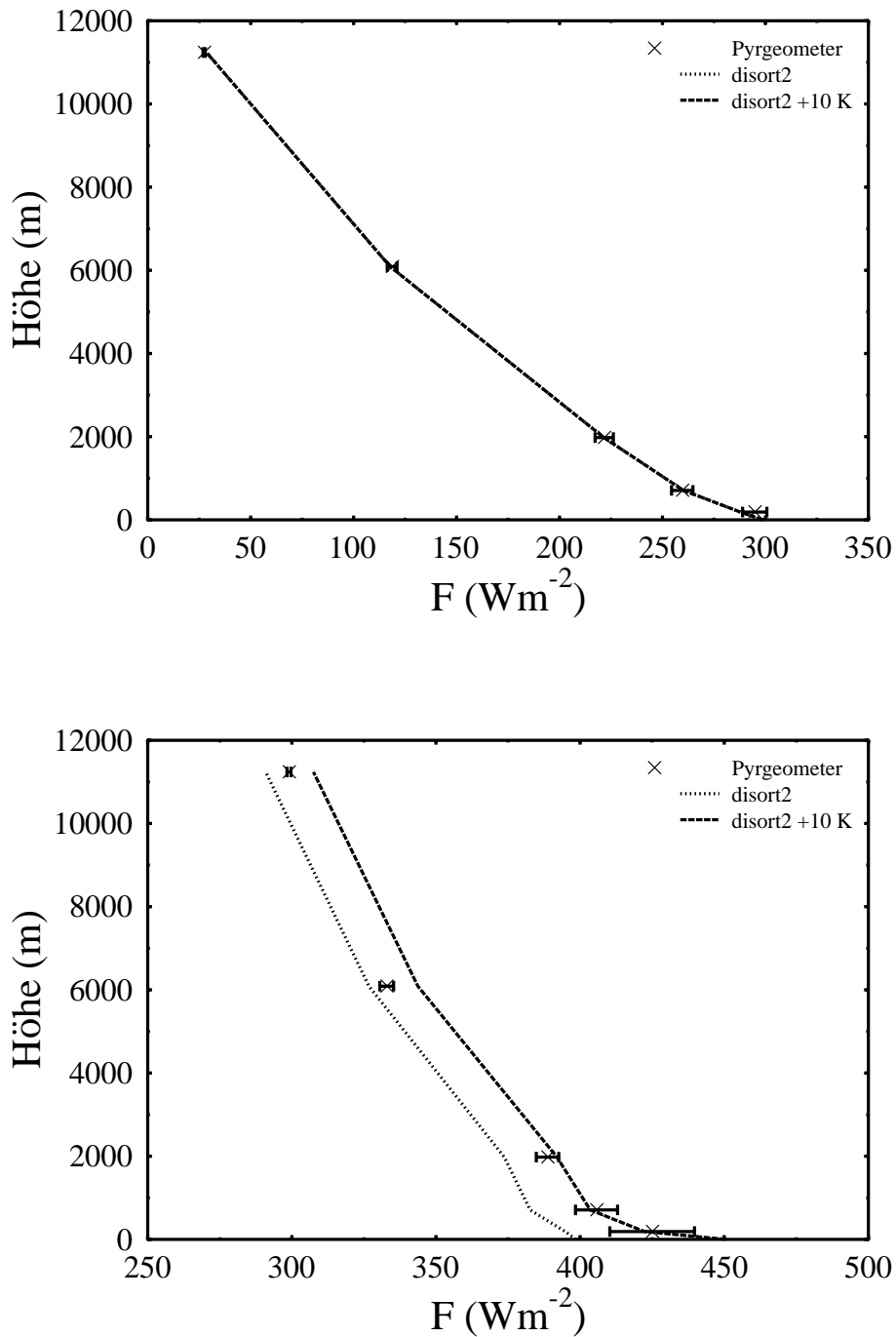


Abbildung 5.4: Vergleich zwischen Pyrometermessungen und Modellrechnungen im terrestrischen Spektralbereich für den Flug M07 vom 10.08.98 auf dem westlichen Flugabschnitt A-B. Das Diagramm oben zeigt die nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten, das Diagramm unten die nach oben gerichteten. Aufgetragen sind die gemittelten Messwerte der Pyrometer und zweier Modellrechnungen. Eine Rechnung erfolgte mit den Daten der zeitlich näheren Radiosonde und der Bodentemperatur des untersten Radiosondenwertes, die zweite mit einer gegenüber dem untersten Radiosondenwert um +10 K geänderten Bodentemperatur. Diese +10 K wurden aus einer Anpassung an den gemessenen Wert der Strahlungsflussdichte des untersten Flugniveaus ermittelt.

5.1.3 Vergleich mit am Boden gemessenen Werten

Eine weitere Möglichkeit, die Übereinstimmung zwischen den berechneten und den gemessenen Strahlungsflussdichten zu überprüfen, bieten die an der BSRN-Station des MOL (siehe Abschnitt 4.1.1) durchgeführten Messungen der nach unten gerichteten solaren und terrestrischen Strahlungsflussdichten. Hierzu sind die nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten am Boden aus den 3D-Modellrechnungen für den Flug M07 vom 10.08.98 und die entsprechenden Messwerte der BSRN-Station in Abbildung 5.5 aufgetragen.

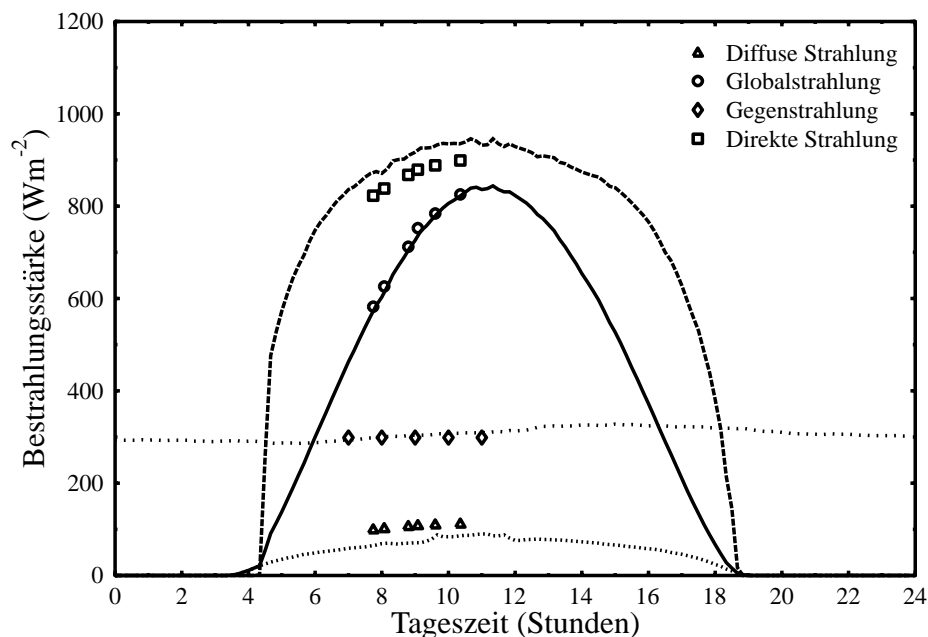


Abbildung 5.5: Vergleich der Strahlungsflussdichten am Boden aus den Modellrechnungen mit den Messungen der BSRN-Station. Dargestellt sind die direkte und diffuse Strahlung, deren Summe, die Globalstrahlung sowie die Gegenstrahlung, die nach unten gerichtete Strahlungsflussdichte im terrestrischen Spektralbereich. Die direkte Strahlung ist dabei nicht mit dem Kosinus des Sonnenzenitwinkels gewichtet. Die Symbole bezeichnen die entsprechenden Werte der Modellrechnungen für die Flugzeit der Falcon am 10.08.98, die Linien die BSRN-Messungen für diesen Tag.

Man erkennt eine gute Übereinstimmung der nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten (Summe von direkter und diffuser Strahlung), hier mit Globalstrahlung bezeichnet. Betrachtet man dagegen die einzelnen Anteile treten größere Abweichungen auf.

Die Differenz zwischen gemessener und berechneter Globalstrahlung beträgt etwa 1 % oder 8 Wm^{-2} . Dies liegt im Bereich des Messfehlers der Pyranometer. Die Werte der Modellrechnungen mit der über den Messzeitraum der Falcon-Flugzeit gemittelten optischen Dicke des Aerosols (vergleiche Abschnitt 4.2) stimmen damit sehr gut mit den Messungen überein. Im Falle der direkten Strahlung treten größere Differenzen von bis zu $51,1 \text{ Wm}^{-2}$ entsprechend 5,8 % zwischen den Messungen und Berechnungen auf. Die berechneten Werte liegen systematisch unterhalb der gemessenen. Die direkte Strahlung wird auf dem Weg zum Boden hauptsächlich durch die optische Dicke des Aerosols geschwächt. Abweichungen hier sind auf die gesamte Säule zurückzuführen. Eine Erklärung für die Abweichungen sind eventuelle Fehler bei der Messung der direkten Strahlung durch möglicherweise

unvollständige Berücksichtigung der vom Gesichtsfeld des Pyrheliometers erfasste Anteile der diffusen Strahlung. Beim Vergleich der Werte der diffusen Strahlung zeigen sich Abweichungen von etwa 20 - 30 %, die nicht im Fehlerbereich der Geräte liegen und auf zu sehr streuendes Aerosol schließen lassen. Die diffuse Strahlung entsteht erst durch die Streuung an Molekülen und Partikeln. Hier spielen vor allem die optischen Eigenschaften der Aerosole (Streuung und Absorption) eine Rolle. Die Aerosolverteilungen für diesen Flug könnten hier einen überschätzten Anteil an rein streuendem und einen unterschätzten Anteil an absorbierendem Material enthalten. Für die nach unten gerichtete Strahlung im terrestrischen Spektralbereich, der Gegenstrahlung, erhält man im Bereich der Radiosonde um 7 Uhr UTC eine sehr gute Übereinstimmung von besser als 1 Wm^{-2} oder 0,3 %, d. h. die Modellrechnungen geben die gemessenen Bodenwerte hervorragend wieder.

In der Literatur finden sich zahlreiche Arbeiten, die entweder Übereinstimmung oder Abweichung von gemessenen und berechneten Werten der Strahlungsflussdichten am Boden finden. Ebenfalls abweichende Resultate zwischen Messungen und Berechnungen erhalten etwa Kato et al. (1997) sowie Kinne et al. (1998). In der Arbeit von Kato et al. (1997) werden drei Messfälle der nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten bei unbewölktem Himmel und Modellrechnungen mit einem $\delta 2$ -Strommodell betrachtet. Das Modell liefert dabei gegenüber den gemessenen um etwa 5 % höhere Werte, die fast ausschließlich auf die Differenzen in der diffusen Strahlung zurückzuführen sind. Kinne et al. (1998) betrachten Daten von vier wolkenfreien Tagen, für die die entsprechenden Modellrechnungen um 10 % über den Messungen liegen. Als mögliche Ursachen geben die Autoren eine Unterschätzung der Absorption von Spurengasen im nahen Infrarot und Unsicherheiten in der Bestimmung des diffusen Anteils der Strahlungsflussdichten im sichtbaren Spektralbereich an. Die Autoren schlagen spektrale Messungen vor, die eine genauere Fehleranalyse erlauben würden.

Übereinstimmende Ergebnisse zwischen Messungen und Modellrechnungen finden dagegen Conant et al. (1997) und Conant et al. (1998). Die Arbeit von Conant et al. (1997) betrachtet Messungen über dem zentralen äquatorialen Pazifik im Rahmen des *Central Equatorial Pacific Experiment* (CEPEX). Es werden in wolkenfreien Situationen Pyranometermessungen am Boden mit Modellrechnungen verglichen. Die Berechnungen erfolgten mit dem Strahlungstransportmodell nach Li et al. (1993) und einem Diskreten-Ordinaten-Modell mit 38 Spektralintervallen. Es waren Bodenaltitudo, Wasserdampf- und Ozon-, jedoch keine Aerosoldaten verfügbar. Bei senkrecht stehender Sonne stimmten Messung und Modellrechnung innerhalb von 6 % überein. In der Arbeit von Conant et al. (1998) werden breitbandige Messungen wiederum über dem zentralen äquatorialen Pazifik (CEPEX) und spektral aufgelöste Messungen an der ARM-Station in Oklahoma, USA diskutiert. Die Autoren finden, dass die diskutierte zusätzliche atmosphärische Absorption für den Tagesmittelwert geringer sein muss als die Messungenauigkeit von 7 Wm^{-2} der von ihnen verwendeten Geräte. Innerhalb dieses Wertes erhalten die Autoren Übereinstimmung zwischen Messungen und Berechnungen der Strahlungsflussdichten. In weiteren Untersuchungen zeigen die Autoren, dass die Abweichungen zwischen gemessener und berechneter Absorption unabhängig von der Änderung der Wasserdampfkonzentration im Bereich der untersuchten Wasserdampfbanden-Absorption um $\lambda = 0,94 \mu\text{m}$ ist. Mögliche Ursachen für Abweichungen in unbewölkten Situationen müssen demnach bei anderen atmosphärischen Parametern gesucht werden.

Die getrennte Betrachtung von direktem und diffusem Anteil erlaubt genauere Aussagen zum Vergleich zwischen Messung und Modellrechnung. Im vorliegenden Fall zeigen sich am Boden für die jeweils getrennt gemessenen direkten und diffusen Strahlungsflussdichten systematische Abweichungen zwischen Messungen und Berechnungen, die auf Unsicherheiten der aus in situ-Messungen bestimmten Aerosolabsorption solarer Strahlung hinweisen. Möglicherweise wird der aus den Messungen bestimmte Absorptionskoeffizient unterschätzt, der Streukoeffizient überschätzt. Genauere Aussagen zu diesem Problem könnten in Zukunft getrennte Messungen von direktem und diffusem Anteil der nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten kombiniert mit spektralen Messungen vom Flugzeug aus liefern. Hierbei sollten mögliche Unsicherheiten bei der Messung der direkten Strahlungsflussdichte aufgrund von Anteilen diffuser Strahlung beachtet werden.

5.1.4 Unsicherheiten beim Vergleich zwischen Messung und Modellrechnung

Verhältnis von direkter zu diffuser Strahlung

Wie bei der Beschreibung der Pyranometer erwähnt, geht das Verhältnis von direkter zu diffuser Strahlungsflussdichte $f_{dir/diff} = \frac{F_{dir}}{F_{diff}}$ gemäß Gleichung (3.5) über die Korrektur der Flugzeuglage in die Auswertung ein. In dem verwendeten Auswerteprogramm wird dafür ein konstanter Wert $f_{dir/diff} = 20$ eingesetzt. Das Verhältnis $f_{dir/diff}$ ist stark von der Höhe und vom Sonnenstand abhängig. Der Anteil der direkten Strahlung nimmt mit der Höhe und aufgrund der Kosinus-Abhängigkeit mit dem Sonnenstand zu. Mit Hilfe eines Strahlungstransportmodells lassen sich die Strahlungsflussdichten der direkten und diffusen Strahlung berechnen. Um die Unsicherheiten zu bestimmen, die durch die Annahme eines mit der Höhe konstanten $f_{dir/diff}$ -Verhältnisses auftreten, wurden für den Flug M07 vom 10.08.98 diese Verhältnisse für verschiedene Höhen und Sonnenzenitwinkel berechnet. Diese sind in Tabelle 5.3 angegeben. Die Abweichungen bezüglich der Strahlungsflussdichten sind nur bei kleinen Werten von $f_{dir/diff}$, wie sie bei tiefstehender Sonne am Boden erreicht werden, groß gegenüber den mit dem standardmäßig angesetzten Wert $f_{dir/diff} = 20$ berechneten Mittelwerten der Strahlungsflussdichten (Tabelle 5.4). Da bei dem betrachteten Flug M07 am 10.08.98 Werte zwischen etwa 5 und 35 für $f_{dir/diff}$ auftreten, sind die Korrekturen sehr gering (max. $0,7 \text{ Wm}^{-2}$ für $f_{dir/diff} = 5$), so dass bei der Auswertung nur mit dem Wert 20 für $f_{dir/diff}$ gerechnet wurde. Die erreichbaren Korrekturen liegen in den vorliegenden Fällen weit unter dem angenommenen Fehler von $\pm 2 \%$ für die Pyranometermessungen. Bei entsprechend tiefen Sonnenständen müssen jedoch besonders in Bodennähe die Ergebnisse in dieser Hinsicht korrigiert werden. Kleine Werte von $f_{dir/diff}$ führen hier aufgrund der Korrekturformel (3.5) zu größeren Korrekturen als große.

Höhe km	$f_{dir/diff}$ Sonnenzenitwinkel							
	0°	14,2°	26,0°	37,6°	49,3°	60,9°	72,6°	84,2°
11,2	37,9	36,8	34,4	30,7	25,9	20,1	13,5	5,5
6,1	23,3	22,7	21,2	18,9	15,9	12,4	8,3	4,2
2,0	14,2	13,8	12,9	11,5	9,7	7,6	5,0	1,9
0,7	11,2	10,9	10,2	9,1	7,7	5,9	3,9	1,4
0,2	8,5	8,3	7,7	6,9	5,8	4,5	2,8	0,9
0,0	7,8	7,5	7,0	6,3	5,3	4,0	2,6	0,8

Tabelle 5.3: Übersicht über Werte des Verhältnisses von direkter zu diffuser Strahlung $f_{dir/diff}$ als Funktion der Höhe anhand der Modellrechnung für den Flug M07 vom 10.08.98.

		$\overline{F}_{\downarrow, Pyrano} \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$									
Höhe km	ϑ_S °	$f_{dir/diff}$									
		1	5	10	15	20	25	30	40	50	100
11,35	54,2	675,6	674,0	673,5	673,3	673,2	673,2	673,1	673,1	673,1	673,0
6,02	51,5	725,4	723,3	722,7	722,5	722,4	722,3	722,3	722,2	722,1	722,1
2,09	45,9	769,3	767,0	766,3	766,1	766,0	765,9	765,8	765,8	765,7	765,6
0,82	43,1	784,0	782,4	781,9	781,8	781,7	781,6	781,6	781,5	781,5	781,5
0,30	40,8	795,3	793,6	793,2	793,0	792,9	792,8	792,8	792,8	792,7	792,7

Tabelle 5.4: Ergebnisse der Mittelung der gemessenen solaren Strahlungsflussdichten des Fluges M07 bei Annahme verschiedener Direkt-Diffus-Verhältnisse mit Werten zwischen 1 und 100.

Flugzeuglagekorrektur

Eine weitere Unsicherheit bei der Bestimmung der gemessenen Strahlungsflussdichten ist die Einbaulage der Geräte. Variiert man die Einbaulagekorrektur, d. h. die Korrekturen an Nick- und Rollwinkel um $\pm 1^\circ$ so ergeben sich Abweichungen von bis zu etwa $\pm 9 \text{ Wm}^{-2}$. Als Unsicherheiten werden vom Flugbetrieb Oberpfaffenhofen $\pm 0,1^\circ$ für Nick- und Rollwinkel und $\pm 0,4^\circ$ für den Kurswinkel angegeben. Diese Werte entsprechen den Unsicherheiten des IRS-Systems, das die Winkel bereitstellt. Um die Auswirkungen auf die Berechnung der Pyranometerwerte aufgrund von Unsicherheiten der Flugzeuglagewinkel Nick- und Rollwinkel zu ermitteln, wurden die Auswertungen mit jeweils $\pm 0,5^\circ$ und $\pm 1,0^\circ$ Abweichung vom korrekten Wert durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen die Tabellen 5.5 und 5.6. Für die angenommenen Unsicherheiten von $\pm 0,1^\circ$ der Roll- und Nickwinkel-Messung liegen die Auswirkungen möglicher Fehler in der Lagekorrektur auf die ermittelten Strahlungsflussdichten demnach unter 1%.

Ein weiterer Punkt sind die Schwankungen des Flugzeugs während des Fluges aufgrund von Turbulenzen und Lagekorrekturen. Es wurden deshalb nur die Messungen ausgewertet, bei denen die Schwankungen der Lagewinkel $\pm 2^\circ$ nicht überschritten. In der Auswertung werden Schwankungen in dieser Größe durch die Korrekturformel (3.5) ausgeglichen.

		$\overline{F}_{\downarrow, Pyrano} \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$				
Höhe km		$\Delta\alpha_{Nick}$				
		-5,0	-4,5	-4,0	-3,5	-3,0
11,35		680,9	677,0	673,2	669,6	666,0
6,02		730,6	726,5	722,4	718,4	714,5
2,09		774,4	770,1	766,5	761,9	758,0
0,82		790,4	786,0	781,7	777,5	773,3
0,30		801,9	797,3	792,9	788,6	784,3

Tabelle 5.5: Für den Flugabschnitt A-B des Fluges M07 gemessene Strahlungsflussdichten der Pyranometer. Die Korrektur der Einbaulage bezüglich des Nickwinkels wurde für Werte, die zwischen $\pm 1^\circ$ vom in der Auswertung verwendeten Wert $\Delta\alpha_{Nick} = -4,0^\circ$ abweichen, variiert.

		$\overline{F}_{\downarrow, Pyrano}$ (Wm^{-2})			
Höhe	Einbaulage-Korrektur $\Delta\alpha_{Roll}$				
km	-1,6	-1,1	-0,6	-0,1	+0,4
11,35	686,5	679,8	673,2	666,9	660,7
6,02	734,7	728,5	722,4	716,5	710,7
2,09	775,8	770,9	766,5	761,2	756,6
0,82	790,0	785,8	781,7	777,7	773,8
0,30	799,8	796,3	792,9	789,6	786,4

Tabelle 5.6: Für den Flugabschnitt A-B des Fluges M07 gemessene Strahlungsflussdichten der Pyranometer. Die Korrektur der Einbaulage bezüglich des Rollwinkels wurde für Werte, die zwischen $\pm 1^\circ$ vom in der Auswertung verwendeten Wert $\Delta\alpha_{Roll} = -0,6^\circ$ abweichen, variiert.

5.2 Strahlungsantrieb

Unter Strahlungsantrieb versteht man den Einfluss der verschiedenen atmosphärischen Bedingungen auf den Strahlungshaushalt (Houghton et al., 1994, 2001). In der vorliegenden Arbeit ist mit Strahlungsantrieb der Einfluss von Aerosol gemeint. Es wird hierbei nicht zwischen natürlichen und anthropogenen Anteilen unterschieden. Somit bestimmt sich der Strahlungsantrieb immer aufgrund der Differenz zwischen dem Vorhandensein ($F_{Aerosol}$) und dem völligen Fehlen jeglichen Aerosols (F_{klar}). Der Strahlungsantrieb ΔF_{Netto} für die Nettostrahlungsflussdichten bestimmt sich nach

$$\Delta F_{Netto} = F_{Netto,Aerosol} - F_{Netto,klar} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

im unbewölkten sowie

$$\Delta F_{Netto} = F_{Netto,Wolken,Aerosol} - F_{Netto,Wolken,klar} \quad \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2} \right]$$

im bewölkten Fall.

Der Strahlungsantrieb durch das Aerosol (*aerosol radiative forcing*) wird in der vorliegenden Arbeit als Mittelwert aus dem Tagesgang für die gemessenen Aerosolbelastungen der fünf Flüge M01, M02, M05, M06 und M07 berechnet. Die Berechnung des Strahlungsantriebs ist erforderlich, da in der Realität nur der tatsächlich vorhandene, mit Aerosol belastete Fall gemessen werden kann. Eine gleichzeitige Bestimmung der Strahlungsflussdichten für den aerosolfreien, unbelasteten Fall ist nur mit Modellrechnungen möglich. Die beiden Flüge M01 und M02 fanden an den bezogen auf die optische Dicke höher belasteten Tagen 31.07.98 sowie 01.08.98 statt. Die demgegenüber unbelasteteren Tage 09.08.98 mit einem Tag- und einem Nachtflug (M05 und M06) und 10.08.98 (Flug M07) zeigen die Situation mit der sehr ausgeprägten Waldbrandschicht. Zur Berechnung des Mittelwertes aus dem Tagesgang des Strahlungsantriebs wurden für jeden Tag Strahlungstransportrechnungen mit und ohne Aerosol durchgeführt und hieraus die Differenz gebildet. Dabei wurde der Strahlungstransportgleichungslöser *disort2* (Methode der diskreten Ordinate) des *libRadtran*-Paketes verwendet. Das Monte-Carlo-Verfahren MYSTIC kann nicht verwendet werden, da es ein statistisches Verfahren benutzt, was bei der Differenzbildung zweier großer Zahlen einen kleinen Wert in der Größenordnung der statistischen Schwankungen liefert. Im solaren Spektralbereich wird der Verlauf des Tagesganges durch die Wahl von acht Sonnenzenitwinkeln zwischen 0° und etwa 85° abgedeckt. Oberhalb von 85° Sonnenzenitwinkel sind die Werte der Strahlungstransportmodelle nicht mehr verlässlich. Im terrestrischen Spektralbereich wurden für den Tagesgang die für alle Tage vorliegenden vier Standardaufstiege der Radiosonden des DWD um 0, 6, 12 und 18 Uhr verwendet. Die Bestimmung des Strahlungsantriebs erfolgt für drei Niveaus in der Atmosphäre, für das Gesamtsystem Erde-Atmosphäre am Oberrand der Atmosphäre (Oa, im Modell in 50 km Höhe), an der Tropopause in 12 km Höhe und zusätzlich an der Erdoberfläche. Die Differenz der Strahlungsbilanz zwischen dem Oberrand der Atmosphäre und dem Boden liefert die Absorption der Aerosole in der Atmosphäre, sie ist ein Mass für die damit verbundene Erwärmung durch die Aerosolpartikel.

5.2.1 Aerosolbedingter Strahlungsantrieb ohne Wolken

Solarer Spektralbereich

Um den Strahlungsantrieb für das LACE 98 Gebiet zu bestimmen, wurden separate Rechnungen mit dem STG-Löser *disort2* über den, durch die jeweilige BRDF repräsentierten Oberflächen Wasser, Nadelwald, Gebüsch, Weideland und Acker durchgeführt. Die Ergebnisse wurden entsprechend den aus der Landsat-Szene bestimmten Flächenanteilen gewichtet. Die Atmosphärendaten und Aerosole wurden wie im Abschnitt 4.2 beschrieben verwendet. Für die Vergleiche mit anderen Arbeiten

wurde neben diesen Modellrechnungen eine weitere mit einer für alle Wellenlängen gleichen (grauen) Albedo von 0,05 entsprechend einer Ozeanoberfläche durchgeführt. Als Anhaltspunkt für die Bodenalbedo des LACE 98 Gebietes wurde ein aus der 3D-Strahlungstransportrechnung räumlich und spektral gemittelter Wert von 0,137 (Sonnenzenitwinkel 50°) bestimmt. In der Tabelle 5.7 sind die Ergebnisse der Berechnungen des Strahlungsantriebs als über den Tagesgang gemittelte Werte aufgeführt.

Datum	gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})					Bodenalbedo
	31.07.98	01.08.98	09.08.98	09.08.98	10.08.98	
Flug	M01	M02	M05	M06	M07	
$\delta_{\text{Aerosol}, 0,550\mu\text{m}}$	0,188	0,252	0,155	0,152	0,098	
OdA	-10,6	-14,1	-6,7	-6,8	-5,7	0,05
Tropopause	-10,9	-14,6	-6,9	-7,0	-5,9	0,05
Boden	-12,8	-16,5	-18,2	-18,6	-8,4	0,05
OdA	-8,8	-12,3	-4,1	-4,3	-4,6	0,137
Tropopause	-9,1	-12,7	-4,3	-4,6	-4,8	0,137
Boden	-11,0	-14,7	-15,8	-16,8	-7,4	0,137

Tabelle 5.7: Tagesmittelwerte des Aerosol-Strahlungsantriebs im solaren Spektralbereich. Neben dem Aerosol-Strahlungsantrieb für das LACE 98-Gebiet (unten) wurde der Aerosol-Strahlungsantrieb auch für eine Ozeanoberfläche mit einer für alle Wellenlängen gleichen (grauen) Albedo von 0,05 berechnet (oben). Für die verschiedenen verwendeten Landoberflächentypen wurden getrennte Berechnungen unter Verwendung der jeweiligen BRDF durchgeführt und anschließend die Ergebnisse entsprechend den Flächenanteilen in der Landsat-Szene gewichtet. Zum Vergleich der beiden Albedowerte Ozean- und Landoberfläche ist für die Landoberfläche des LACE 98 Messgebietes der Mittelwert der Albedo aus der 3D-Rechnung des Fluges M07 angegeben.

Die Werte des Aerosol-Strahlungsantriebs nehmen demnach absolut zum Boden hin zu. Dies zeigt sich umso deutlicher, je mehr absorbierendes Aerosol vorhanden ist, wie im Fall der Flüge M05 und M06. Dies korreliert mit der nach unten abnehmenden Strahlungsflussdichte, die im Fall des stark absorbierenden Aerosols der Flüge M05, M06 und M07 bis zum Boden stärker abgeschwächt wird. Der Unterschied zwischen dem Oberrand der Atmosphäre (OdA) und der Tropopause ist gering, die Betrachtung kann auf eines der beiden Niveaus beschränkt werden. In dieser Arbeit werden deshalb im Folgenden nur die Werte am Oberrand der Atmosphäre diskutiert.

Es ergeben sich Werte am Oberrand der Atmosphäre von $-5,7$ bis $-14,1 \text{ Wm}^{-2}$ für die Ozeanoberfläche mit einer grauen Albedo von 0,05. Über der betrachteten Landoberfläche des LACE 98-Gebietes reichen die Antriebe von $-4,1$ bis $-12,3 \text{ Wm}^{-2}$. Am Boden erreichen die Werte des aerosolbedingten Strahlungsantriebs über dem Ozean $-8,4$ bis $-18,6 \text{ Wm}^{-2}$, über der Landoberfläche $-7,4$ bis $-16,8 \text{ Wm}^{-2}$.

Im Fall einer ozeanbedeckten Erdoberfläche mit einer sehr niedrigen Albedo von 0,05 ist die abkühlende Wirkung des Aerosols größer als über Land mit der höheren Albedo. Im Fall der Ozeanalbedo kommt im klaren Fall sehr viel Strahlung an der Wasseroberfläche (dem Erdboden) an, nur wenig wird reflektiert, die Mehrfachstreuung ist gering. Im aerosolbelasteten Fall wird bereits in der Atmosphäre ein Teil der Strahlung gestreut und weniger an der Wasseroberfläche (bzw. im Wasser) absorbiert. Die Änderung ist jedoch wegen der geringen Albedo im Vergleich zum Anteil der in der Atmosphäre gestreut wird, gering. An einer Landoberfläche wird im klaren Fall mehr Strahlung reflektiert, es kommt zu verstärkter Mehrfachstreuung und damit erhöhter Absorption. Im belasteten Fall kommt wiederum weniger am Boden an. Der am Boden reflektierte Anteil ist nun aber im Vergleich zum von der Atmosphäre in den Weltraum gestreuten stärker vermindert,

der negative Strahlungsantrieb wird abgeschwächt, d. h. die Abkühlung wird geringer. Eine Bewertung der Ergebnisse im Vergleich mit in anderen Kampagnen ermittelten Werten muss sich auf die TARFOX-Kampagne (Hignett et al., 1999) und die in dieser Arbeit berechneten Werte für eine Ozeanoberfläche beschränken. Nur für TARFOX wurden über den Tagesgang gemittelte Aerosol-Strahlungsantriebe der Nettosstrahlungsflussdichten bestimmt (siehe auch Beschreibung in Kapitel 1). Im TARFOX-Experiment standen für die Berechnung des Strahlungsantriebs Aerosolprofile von 3 km bis 30 m über dem Boden (Meeresoberfläche) zur Verfügung (Hignett et al., 1999). Mit dem Modell von Edwards und Slingo (1996) berechneten die Autoren einen über den Tag gemittelten Strahlungsantrieb des gemessenen Aerosols von -9 Wm^{-2} am Oberrand der Atmosphäre und -26 Wm^{-2} am Boden. Dabei wurde die Differenz zwischen den beobachteten und den mit dem Modell berechneten Strahlungsflussdichten einer aerosolfreien Atmosphäre gebildet. Das Modell berücksichtigt Rayleigh-Streuung und verschiedene gasförmige Absorber. Die spektrale Auflösung erfolgt mittels 220 Wellenlängenbändern. Die Werte des aerosol-bedingten Strahlungsantriebs liegen im Bereich der in der vorliegenden Arbeit gefundenen Aerosolbelastungen über dem Ozean. Die Messkampagne LACE 98 liefert darüber hinaus jedoch mehr Tage mit unterschiedlichen Aerosolbelastungen und den Strahlungsantrieb im Falle einer Landoberfläche.

Einige typische Tagesgänge des aerosolbedingten Strahlungsantriebs ohne Wolken sind in den Diagrammen der Abbildung 5.6 dargestellt.

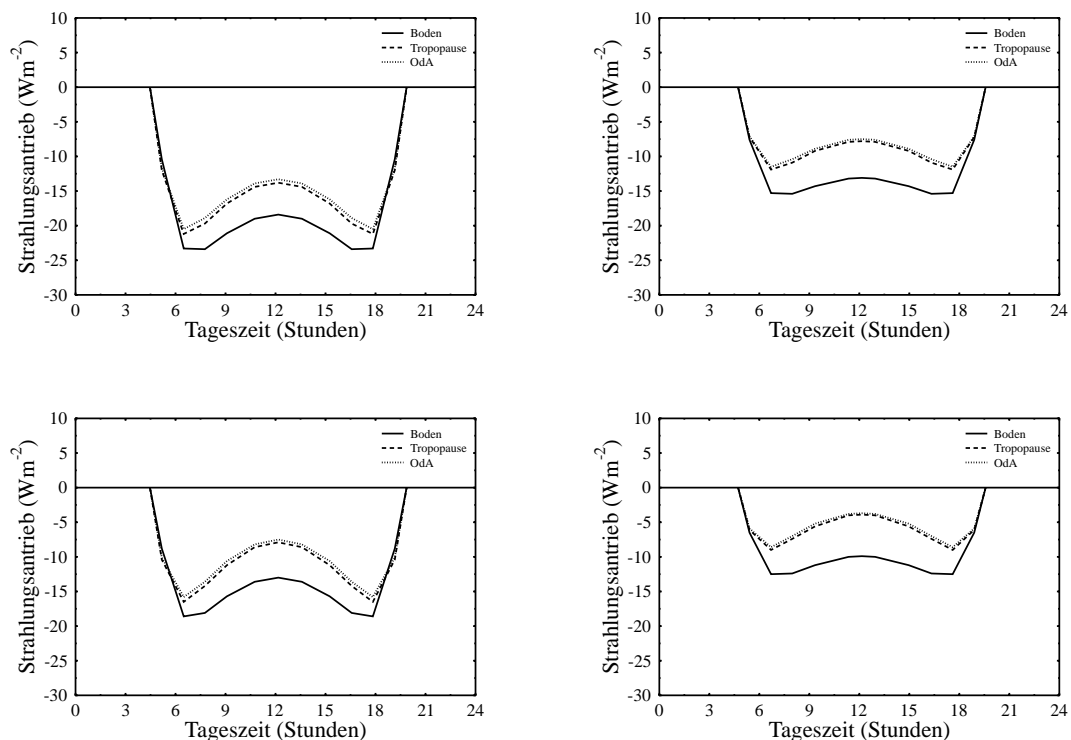


Abbildung 5.6: Tagesgang des Strahlungsantriebes im wolkenfreien Fall für den solaren Spektralbereich. Es wurden die beiden Tage 31.07.98 (Flug M01, linke Seite) und 10.08.98 (Flug M07, rechte Seite) ausgewählt. Dabei zeigt das obere Bild jeweils die Modellrechnung für eine mit Nadelwald bedeckte Landoberfläche, das untere die Werte für eine mit Gebüsch bedeckte Oberfläche.

Es ergibt sich ein charakteristischer Verlauf mit zwei Minima bei einem Sonnenzenitwinkel ϑ_S zwischen etwa 60 bis 70° abhängig von den Aerosoleigenschaften und der Bodenalbedo. Eine Erklärung

für diesen Verlauf wurde erstmals in den Arbeiten von Nemesure et al. (1995), bzw. Pilinis et al. (1995) gegeben. Demnach wird der Anteil der in den oberen bzw. unteren Halbraum gestreuten Strahlungsflussdichte durch Einfachstreuprozesse, d. h. durch die Phasenfunktion der Aerosole und ihre Absorption sowie durch den Sonnenzenitwinkel bestimmt. Bei senkrechtem Einfall $\vartheta_S = 0^\circ$ der Strahlung trägt nur der Rückstreuanteil aus zweimal $90^\circ - 180^\circ$ der Phasenfunktion zum Anteil des oberen Halbraumes bei, die Eindringtiefe und somit die Wechselwirkung der Strahlung mit den Aerosolpartikeln ist maximal. Im Fall von waagrechtem Einfall $\vartheta_S = 90^\circ$ beträgt der nach oben gestreute Anteil aufgrund der Symmetrie der Phasenfunktion genau 50 % entsprechend dem Bereich $0 - 180^\circ$ der Streuwinkel, die Eindringtiefe und entsprechend auch die Wechselwirkung der Strahlung mit den Aerosolpartikeln ist nur noch sehr gering. Es überwiegt die Reflexion in den oberen Halbraum, der negative Strahlungsantrieb nimmt zu. Dieser Effekt wird jedoch dadurch überlagert, dass es bei sinkendem Sonnenstand zu einer Abnahme der extraterrestrischen Strahlungsflussdichten kommt, entsprechend nimmt auch der Strahlungsantrieb ab. Bei sehr niedrigem Sonnenstand gehen sowohl die Strahlungsflussdichten, als auch der aerosolbedingte Strahlungsantrieb gegen Null.

Terrestrischer Spektralbereich

Die Modellrechnungen wurden wie im solaren Spektralbereich mit dem STG-Löser *disort2*, die Einteilung der Spektralintervalle gemäß Fu und Liou (1992) durchgeführt. Da die Skalierung der optischen Dicken des Aerosols bei $0,550 \mu\text{m}$ erfolgt, wurden die Strahlungsflussdichten für den gesamten Spektralbereich (solar und terrestrisch, vergleiche Tabelle D.2) berechnet. Bei der anschließenden Integration über die Spektralintervalle wurde dann nur der terrestrische Bereich von $4 - 100 \mu\text{m}$ berücksichtigt. Die Aerosoleigenschaften bestimmen sich wie zuvor beschrieben, lediglich der Wellenlängenbereich reicht nun von 4 bis $100 \mu\text{m}$ und die Emissivität des Bodens wurde auf eins gesetzt. In Tabelle 5.8 sind die Ergebnisse der Modellrechnungen aufgeführt.

	gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})				
Datum	31.07.98	01.08.98	09.08.98	09.08.98	10.08.98
Flug	M01	M02	M05	M06	M07
OdA	+1,9	+1,1	+1,7	+1,3	+0,9
Tropopause	+1,9	+1,2	+1,6	+1,1	+0,8
Boden	+5,2	+2,5	+3,4	+1,4	+2,9

Tabelle 5.8: *Strahlungsantrieb im terrestrischen Spektralbereich (4 bis $100 \mu\text{m}$). Angegeben sind die über den Tagesgang gemittelten Werte des Strahlungsantriebs.*

Es ergeben sich Werte von $+1,9$ bis $+0,9 \text{ Wm}^{-2}$ für den aerosolbedingten Strahlungsantrieb am Oberrand der Atmosphäre sowie $+5,2$ bis $2,9 \text{ Wm}^{-2}$ am Boden. Die Tropopausenwerte liegen für die Flüge M05 und M06 sowie M07 unter den Werten am Oberrand der Atmosphäre, für den Flug M02 um $0,1 \text{ Wm}^{-2}$ darüber, im Fall der Aerosolbelastung von Flug M01 sind die Werte gleich. Der 31.07.98 weist entsprechend der höchsten optischen Dicke im terrestrischen Spektralbereich (vergleiche Abb. 4.6) auch den größten Strahlungsantrieb der betrachteten fünf Tage auf. Das Aerosol an diesem Tag zeigt einen insgesamt gleichmäßigeren spektralen Verlauf in der optischen Dicke, der mit dem in beiden Fällen hohen Strahlungsantrieb im solaren und terrestrischen Spektralbereich korrespondiert. Im Gegensatz dazu zeigt der 01.08.98 hohe optische Dicken des Aerosols im UV und sichtbaren Bereich, geringere und im Vergleich mit den anderen drei Tagen ähnliche Werte im IR, was wiederum hohe Werte im solaren und niedrige im terrestrischen Strahlungsantrieb bewirkt. In der Literatur findet man äußerst wenige Arbeiten zum Strahlungsantrieb im terrestrischen Spektralbereich, der oft als vernachlässigbar eingestuft wird. In der Arbeit von Sokolik und Toon (1999) finden die Autoren mit einem Zweistrommodell für Mischungen aus Ton, Quarz und Hämatit

(Fe_2O_3) Strahlungsantriebe von $-27,9$ bis $+11,4 \text{ Wm}^{-2}$. Dabei ist der Antrieb negativ, wenn eine Mischung der drei Minerale verwendet wird, positiv wenn Quarz und Hämatit als intern gemischt vorliegen und diese Mischung extern mit den Tönen gemischt wird. In den Modellrechnungen wurde dabei eine Standardatmosphäre verwendet, die dem Sommer in mittleren Breiten entspricht. Die Werte liegen deutlich über den in dieser Arbeit gefundenen Strahlungsantrieben, was mit den sehr viel geringeren Anteilen der absorbierenden Aerosolpartikel in den während LACE 98 gemessenen Aerosolbelastungen erklärt werden kann. In der Arbeit von Spänkuch et al. (2000) wurde eine Pollenwolke spektral aufgelöst beim Überflug über die Messstation gemessen. Der Strahlungsantrieb wird dabei aus den klaren Situationen vor und nach dem Durchgang der Pollenwolke und der belasteten Zeit mit der Wolke bestimmt. Die Zunahme der nach unten gerichteten Strahlungsflussdichte betrug $10,4 \text{ Wm}^{-2}$ im Fall einer um das achtfache erhöhten Pollenkonzentration, verglichen mit einer sonst zu einem vergleichbaren Zeitpunkt üblichen Pollenkonzentrationen an dieser Messstation. Die Autoren finden, dass der IR-Anteil des aerosolbedingten Strahlungsantriebs nicht vernachlässigbar ist und genauer untersucht werden muss.

5.2.2 Aerosolbedingter Strahlungsantrieb mit Wolken

Solarer Spektralbereich

Aufgrund der Tatsache, dass in Mitteleuropa nur wenige wolkenfreie Tage im Jahr zu beobachten sind, kann der im vorherigen Abschnitt betrachtete unbewölkte Fall nur das eine Extrem einer Betrachtung des Strahlungsantriebs sein. Eine Betrachtung von Fällen mit Bewölkung ist notwendig. Die Berechnung des aerosolbedingten Strahlungsantriebs in Fällen unterschiedlicher Bewölkung erfolgt für die bereits zuvor beschriebene Landoberfläche des LACE 98 Messgebiets, die bezüglich der Landoberfläche sehr typisch für Mitteleuropa ist. Es werden zwei Wolkentypen, eine niedrige Wasser- und eine hohe Eiswolke unterschiedlicher optischer Dicke und eine Kombination der beiden untersucht. Das Aerosol bleibt dabei unverändert, es wird keine Quellung aufgrund der nun höheren Luftfeuchtigkeit von 100 % in der Wolkenschicht berücksichtigt. Es wird angenommen, dass sich die Zirkus-Wolke in einer Höhe zwischen 10 und 11 km befindet, die Stratus-Wolke zwischen 1 und 2 km. Für die Zirkus-Wolke erfolgt die Berechnung des Strahlungsantriebs für die optischen Dicken der Wolke von 0,27, 0,54 und 1,34 bei einer Wellenlänge von $0,550 \mu\text{m}$, im Fall der Stratus-Wolke für optische Dicken der Wolke von 1, 10 und 35. Die Kombination der beiden Wolkentypen enthält eine Zirkus-Wolke der optischen Dicke 0,54 sowie eine Stratus-Wolke mit einer optischen Dicke von 35. Die Beschreibung der optischen Eigenschaften der Stratus-Wolke erfolgt mit der Parametrisierung nach Hu und Stamnes (1993). Die Zirkus-Wolke wird mit der Parametrisierung ihrer optischen Eigenschaften nach Fu (1996) im solaren bzw. Fu et al. (1998) im terrestrischen Spektralbereich berücksichtigt. Alle diese Arbeiten zur Parametrisierung verwenden den Effektivradius und den Flüssig- bzw. Eiswassergehalt der Wolkenpartikel zur Bestimmung der optischen Eigenschaften der Wolken. Entsprechend der gewählten optischen Dicke der jeweiligen Wolke werden der Effektivradius und der Flüssig- bzw. Eiswassergehalt für das Modell angepasst. Wie man den in der Tabelle 5.9 dargestellten Modellergebnissen entnehmen kann, spielen Wolken eine entscheidende Rolle beim aerosolbedingten Strahlungsantrieb. Abbildung 5.7 zeigt dies für die Werte am Oberrand der Atmosphäre.

Ist im unbewölkten Fall noch an allen Tagen eine abkühlende Wirkung des Aerosols von $-4,6$ bis zu $-12,3 \text{ Wm}^{-2}$ zu erkennen, so nimmt diese mit zunehmender optischer Dicke von Zirkuswolken ab bzw. kehrt schließlich bei Vorhandensein von Wasserwolken entsprechender optischer Dicke in eine Erwärmung um. Es ist dabei zu beachten, dass sich bei den beiden Flügen M01 und M02 das meiste Aerosol unter bzw. in der Wasserwolke befindet und dass bei den Flügen M05 bis M07 zusätzlich die absorbierende Rußschicht zwischen den Niveaus der beiden betrachteten Wolken liegt. Im Fall des reinen Zirkus verringert die Wolke die abkühlende Wirkung des Aerosols, sie hat verglichen mit dem unbewölkten Fall eine Erwärmung zur Folge. Im Fall der gleichzeitigen Existenz der tiefen und

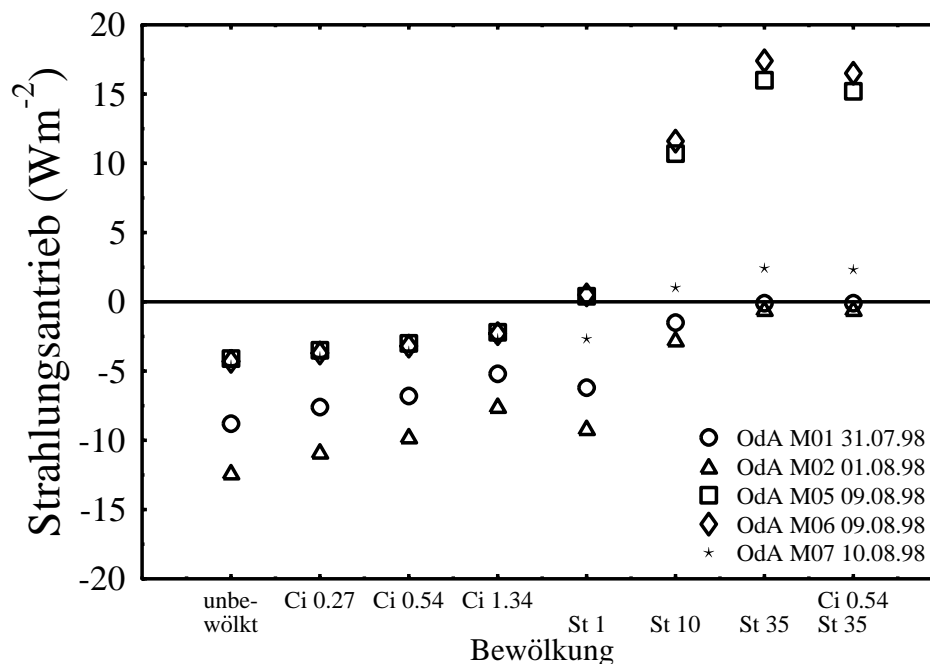


Abbildung 5.7: *Abhängigkeit des aerosolbedingten Strahlungsantriebs im solaren Spektralbereich von der Wolkenbedeckung. Es wurden die folgenden Bewölkungssituationen untersucht (von links nach rechts): Der unbewölkte Fall, drei Zirrus- (Ci) und drei Stratus-Wolken (St) unterschiedlicher optischer Dicke bei $0,550 \mu\text{m}$ (Zahl hinter der Bezeichnung der Wolke) sowie eine Kombination von Stratus und Zirrus. OdA bezeichnet den Oberrand der Atmosphäre.*

hohen Wolkenschicht kann man bei den Aerosolbedingungen der Flüge M05 und M06 erkennen, dass der Zirrus die Erwärmung gegenüber dem Fall der reinen Wasserwolke mit einer optischen Dicke von 35 leicht verringert. Bei den Aerosolbelastungen der anderen Flüge zeigt sich dieser Effekt lediglich aufgrund der kleinen Zahlenwerte bei der angegebenen Genauigkeit nicht. Wichtig ist jedoch der Unterschied von 12 bis 20 Wm^{-2} , um den die betrachteten aerosolbedingten Strahlungsantriebe zwischen unbewölktem und homogen bedecktem Himmel variieren.

Einige typische Tagesgänge mit Wolken sind in Abbildung 5.8 gezeigt (vergleiche Abbildung 5.6). Die Verläufe der Tagesgänge zeigen nun in den allermeisten Fällen keine ausgeprägten symmetrischen Minima im Betrag des Strahlungsantriebs mehr. Insbesondere am Boden, d. h. unterhalb der Wolken, zeigt sich nun ein Verlauf mit einem Maximum bzw. Minimum bei positivem bzw. negativem Strahlungsantrieb beim Sonnenhöchststand. Die Kurven spiegeln die Abhängigkeit des Strahlungsantriebs von der Strahlungsflussdichte wieder, die wiederum direkt vom Sonnenzenitwinkel abhängt (alle anderen Modellparameter bleiben unverändert). Besonders deutlich ist dies im Fall der helleren Bodenoberfläche mit der BRDF von Gebüsch zu erkennen. Im Fall von Wolken kommt es zu verstärkter Mehrfachreflexion, die gestreuten Anteile verteilen sich gleichmäßiger über die Streuwinkel, der Anteil der direkten Strahlung verringert sich zu Gunsten der diffusen Strahlung. Der Einfluss der Form der Phasenfunktion, die durch ihre ausgeprägte Streuwinkelabhängigkeit den Tagesgang des Strahlungsantriebs mitbestimmt, wird dadurch zunehmend schwächer. Im Fall der Aerosolbelastung entsprechend den Messungen des Fluges M01 vom 31.07.98 (Abbildung 5.8 linker Teil), erkennt man am Oberrand und an der Tropopause noch zwei schwach ausgeprägte

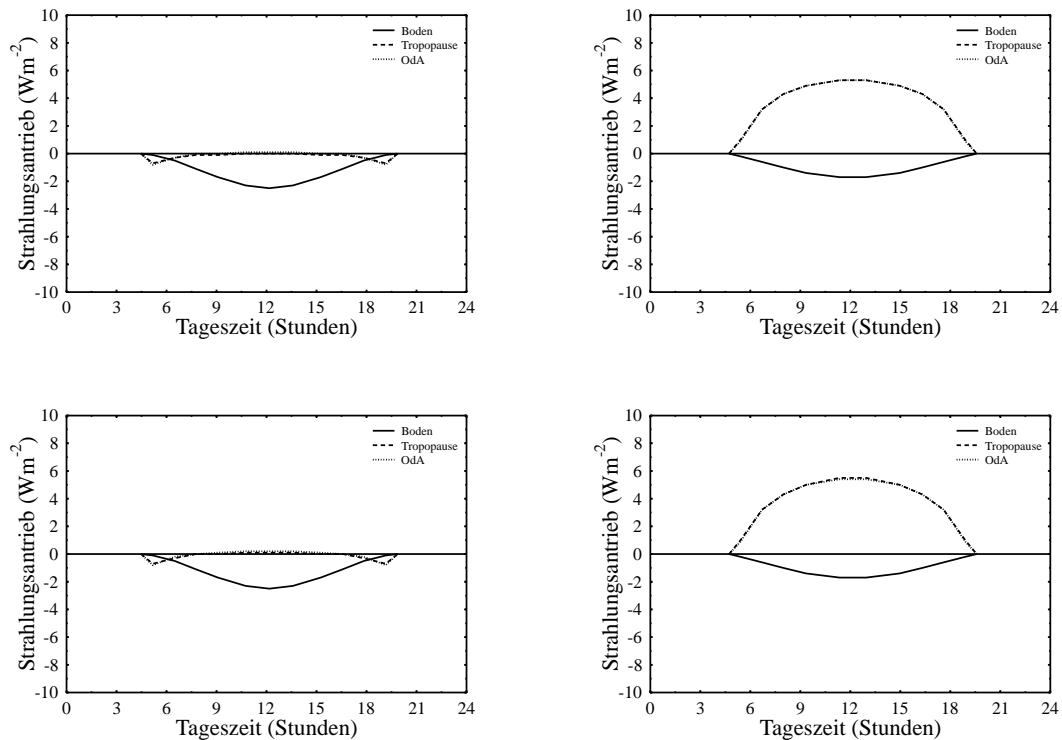


Abbildung 5.8: Tagesgang des aerosolbedingten Strahlungsantriebes im bewölkten Fall für den solaren Spektralbereich. Es wurden die beiden Tage 31.07.98 (Flug M01, linke Seite) und 10.08.98 (Flug M07, rechte Seite) ausgewählt. Dabei zeigt das obere Bild jeweils die Modellrechnung mit der BRDF von Nadelwald als Landoberfläche, das untere mit der BRDF von Gebuesch. Als Bewölkung wurde der Fall mit einer Wasserwolke zwischen 1 und 2 km Höhe und der optischen Dicke der Wolke von 35 verwendet.

Minima, am Boden, unter der Wolke, aufgrund der hier erfolgenden Mehrfachstreuung nur noch ein Minimum. Am 10.08.98, dem Flug M07, befindet sich die Waldbrandschicht mit dem Anteil von stark absorbierendem Aerosol oberhalb der Wolke, die wie eine helle Bodenoberfläche wirkt und zu Mehrfachstreuung führt. Es ergibt sich ein deutlich positiver Strahlungsantrieb aufgrund der auftretenden Mehrfachstreuung und der dadurch verstärkten Absorption.

In der Literatur ist der Einfluss von Wolken auf den Strahlungsantrieb in mehreren Arbeiten vor allem in globalen Modellen behandelt worden. In den Arbeiten von Haywood et al. (1998) und Penner et al. (1998) wird vor allem dieser globale Einfluss behandelt. Die Aussagen dieser Autoren zum Einfluss von Wolken gehen dahin, dass erhöhte Reflexion zu verstärkter Absorption und damit ein im wolkenlosen Fall kühlender Einfluss in einen erwärmenden umgekehrt werden kann. Die reduzierten Strahlungsflussdichten unter der Wolke reduzieren die absoluten Zahlenwerte des jeweiligen positiven oder negativen Strahlungsantriebs. Die Arbeit von Liao und Seinfeld (1998) beschäftigt sich mit dem Einfluss von Wolken unterschiedlicher Dicke auf den Strahlungsantrieb von rein streuendem Ammoniumsulfat und rein absorbierendem Ruß-Aerosol sowie auf denjenigen einer internen und externen Mischung der beiden Substanzen. Das Aerosol ist vom Erdboden bis in 5 km Höhe homogen verteilt, die Rechnungen wurden für einen Sonnenzenitwinkel von 0° mit dem Modell von Fu und Liou (1993) durchgeführt. Dünne Wolken reduzieren danach geringfügig die Strahlungsflussdichte unterhalb ihres Niveaus und erhöhen den Anteil des gestreuten Lichts, so dass die Position des Aerosols unter oder über der Wolke eine wichtige Rolle spielt. Dünne

Zirren (optische Dicke unter 1) erhöhen die abkühlende Wirkung von rein streuendem Aerosol im Fall von kleinen Sonnenzenitwinkeln. Mit zunehmendem Sonnenzenitwinkel reduzieren diese Wolken die abkühlende Wirkung, wie es sich auch in der vorliegenden Arbeit ergibt. Im Fall von nur absorbierenden Partikeln reduzieren Zirren die erwärmende Wirkung mit geringfügig zunehmendem Effekt bei zunehmendem Sonnenzenitwinkel. Bei Wasserwolken mit einer geometrischen Dicke zwischen 0 und 1 km finden Liao und Seinfeld (1998) ein Maximum der abkühlenden bzw. Minimum der erwärmenden Wirkung bei geringen geometrischen Dicken von etwa 100 m. Für Wolken mit geometrischen Dicken oberhalb von 100m finden die Autoren eine insgesamt in Richtung der erwärmenden Wirkung zeigende Tendenz des Strahlungsantriebs.

gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})					
Datum	31.07.98	01.08.98	09.08.98	09.08.98	10.08.98
Flug	M01	M02	M05	M06	M07
$\delta_{\text{Aerosol}, 0,550\mu\text{m}}$	0,188	0,252	0,155	0,152	0,098
Bewölkung	Stratus, $\delta = 35$ und Zirrus, $\delta = 0,54$				
OdA	-0,1	-0,5	+15,2	+16,5	+2,3
Tropopause	-0,1	-0,6	+15,5	+16,8	+2,3
Boden	-0,8	-1,2	-2,5	-2,7	-0,7
Bewölkung	Stratus, $\delta = 35$				
OdA	-0,1	-0,5	+16,0	+17,4	+2,4
Tropopause	-0,1	-0,6	+16,3	+17,7	+2,4
Boden	-0,8	-1,2	-2,2	-2,5	-0,7
Bewölkung	Stratus, $\delta = 10$				
OdA	-1,5	-2,7	+10,7	+11,6	+1,0
Tropopause	-1,5	-2,7	+10,9	+11,8	+1,0
Boden	-2,6	-3,8	-5,4	-6,0	-2,9
Bewölkung	Stratus, $\delta = 1$				
OdA	-6,2	-9,1	+0,4	+0,5	-2,7
Tropopause	-6,3	-9,3	+0,4	+0,5	-2,8
Boden	-8,0	-11,1	-12,4	-13,3	-5,4
Bewölkung	Zirrus, $\delta = 1,34$				
OdA	-5,2	-7,5	-2,2	-2,3	-2,7
Tropopause	-5,3	-7,7	-2,3	-2,4	-2,8
Boden	-7,1	-9,5	-11,6	-12,3	-4,8
Bewölkung	Zirrus, $\delta = 0,54$				
OdA	-6,8	-9,7	-3,0	-3,2	-3,6
Tropopause	-7,0	-10,0	-3,1	-3,4	-3,7
Boden	-8,9	-11,9	-13,6	-14,5	-6,0
Bewölkung	Zirrus, $\delta = 0,27$				
OdA	-7,6	-10,8	-3,5	-3,7	-4,0
Tropopause	-7,9	-11,2	-3,7	-3,8	-4,1
Boden	-9,8	-19,1	-14,6	-15,5	-6,6
Bewölkung	wolkenfrei				
OdA	-8,8	-12,3	-4,1	-4,3	-4,6
Tropopause	-9,1	-12,7	-4,3	-4,6	-4,8
Boden	-11,0	-14,7	-15,8	-16,8	-7,4

Tabelle 5.9: Tagesmittelwerte des aerosolbedingten Strahlungsantriebs im solaren Spektralbereich ($0,2$ bis $4 \mu\text{m}$). Es wurden die folgenden Bewölkungssituationen untersucht (von oben nach unten): Kombination von Stratus und Zirrus, drei Stratus- und drei Zirrus-Wolken unterschiedlicher optischer Dicke bei $0,550 \mu\text{m}$. Zum besseren Vergleich ist zusätzlich der unbewölkte Fall aufgeführt. Alle Fälle wurden für die Landoberfläche entsprechend der Landsat-Szene des LACE 98-Gebietes gerechnet. OdA bezeichnet den Oberrand der Atmosphäre.

Terrestrischer Spektralbereich

Für die Berechnungen im terrestrischen Spektralbereich werden Modell und Eingabedaten wie im Abschnitt 5.2.1 ohne Bewölkung verwendet. Die Wolken werden, wie zuvor für den solaren Spektralbereich beschrieben, berücksichtigt. In Tabelle 5.10 sind die Ergebnisse der Modellrechnungen zusammengestellt und in Abbildung 5.9 graphisch dargestellt.

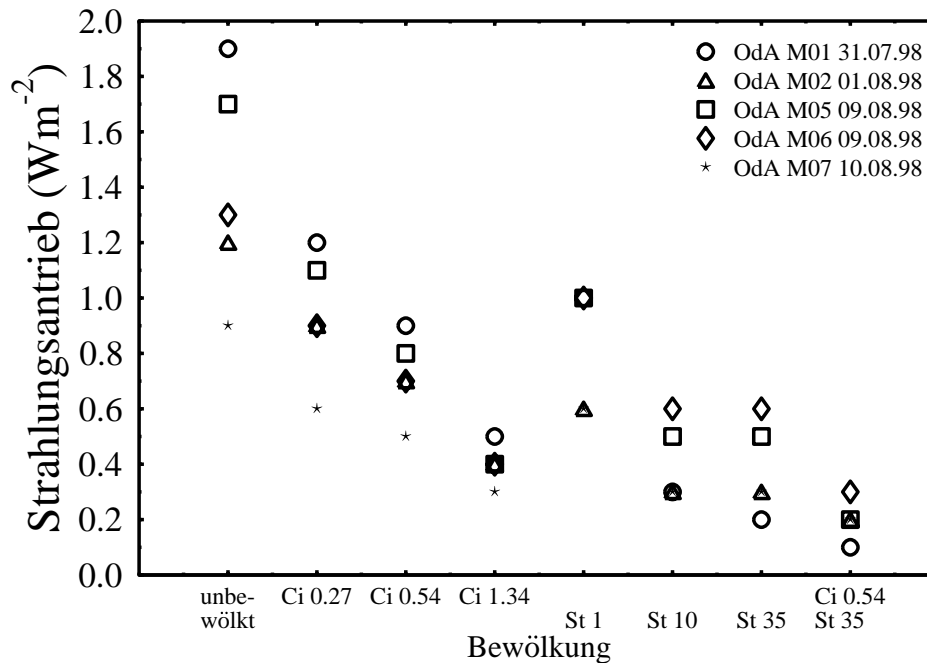


Abbildung 5.9: Abhängigkeit des aerosolbedingten Strahlungsantriebs im terrestrischen Spektralbereich von der Wolkenbedeckung. Es wurden die folgenden Bewölkungssituationen untersucht (von links nach rechts): Der unbewölkte Fall, drei Zirkus- (Ci) und drei Stratus-Wolken (St) unterschiedlicher optischer Dicke bei $0,550 \mu\text{m}$ (Zahl hinter der Bezeichnung der Wolke) sowie eine Kombination von Stratus und Zirkus. OdA bezeichnet den Oberrand der Atmosphäre.

Bereits bei optisch dünner Zirkusbewölkung sinkt der aerosolbedingte Strahlungsantrieb im terrestrischen Spektralbereich deutlich ab. So sinkt der Wert am Oberrand der Atmosphäre von $+1,9 \text{ Wm}^{-2}$ am 31.07.98 auf $+0,5 \text{ Wm}^{-2}$ bei einem Zirkus mit einer optischen Dicke von 1,34. Das Verhalten an den anderen Tagen ist entsprechend. Im Fall der tiefen Stratus-Wolke mit der optischen Dicke 1 liegen die Werte für den Strahlungsantrieb unterhalb der Werte für die unbewölkten Situationen, vergleichbar mit dem Fall des Zirkus mit der optischen Dicke 0,27. Eine auf 10 erhöhte optische Dicke der Wolken reduziert den aerosolbedingten Strahlungsantrieb deutlich, eine weitere Erhöhung auf 35 ergibt nur eine geringe Abnahme. Das Hinzufügen eines Zirkus mit der optischen Dicke von 0,54 über dem Stratus reduziert den Strahlungsantrieb dagegen erheblich stärker. Im Vergleich der unterschiedlichen Wolkentypen zeigen die Zirkus-Wolken einen stärkeren Einfluss bei deutlich geringeren optischen Dicken der Wolken als Stratus-Wolken. Die Ursache der Abnahme des positiven Strahlungsantriebs ist die geringere Temperatur der Wolken im Vergleich zur Erdoberfläche. Mit zunehmender optischer Dicke der Wolken ist für den Strahlungsantrieb nur noch die Strahlung entsprechend der Temperatur am Oberrand der Wolken relevant. Das darunterbe-

findliche Aerosol sowie der Erdboden spielen im Falle optisch dicker Wolken nahezu keine Rolle mehr, der Strahlungsantrieb des Aerosols bestimmt sich hauptsächlich aus dem über der Wolke befindlichen Aerosol und der Oberflächentemperatur der Wolke. Im Falle von Zirren in großer Höhe ist der Temperaturunterschied zum Erdboden erheblich größer als im Falle von Wasserwolken in niedriger Höhe, entsprechend verringert sich der Strahlungsantrieb beim Vorhandensein von Zirren stärker als bei entsprechend optisch gleich dicken Wasserwolken.

gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})					
Datum	31.07.98	01.08.98	09.08.98	09.08.98	10.08.98
Flug	M01	M02	M05	M06	M07
Bewölkung	Stratus, $\delta = 35$ und Zirrus, $\delta = 0,54$				
OdA	+0,1	+0,2	+0,2	+0,3	+0,2
Tropopause	+0,2	+0,2	+0,2	+0,3	+0,2
Boden	+0,3	+0,4	+0,2	+0,1	+0,3
Bewölkung	Stratus, $\delta = 35$				
OdA	+0,2	+0,3	+0,5	+0,6	+0,3
Tropopause	+0,2	+0,3	+0,3	+0,5	+0,2
Boden	+0,3	+0,4	+0,2	+0,1	+0,3
Bewölkung	Stratus, $\delta = 10$				
OdA	+0,3	+0,3	+0,5	+0,6	+0,3
Tropopause	+0,3	+0,3	+0,4	+0,5	+0,2
Boden	+0,6	+0,4	+0,3	+0,1	+0,4
Bewölkung	Stratus, $\delta = 1$				
OdA	+1,0	+0,6	+1,0	+1,0	+0,6
Tropopause	+1,0	+0,6	+0,9	+0,8	+0,4
Boden	+3,4	+1,4	+2,1	+0,9	+1,8
Bewölkung	Zirrus, $\delta = 1,34$				
OdA	+0,5	+0,4	+0,4	+0,4	+0,3
Tropopause	+0,6	+0,4	+0,5	+0,4	+0,3
Boden	+4,4	+2,1	+2,8	+1,1	+2,3
Bewölkung	Zirrus, $\delta = 0,54$				
OdA	+0,9	+0,7	+0,8	+0,7	+0,5
Tropopause	+1,0	+0,7	+0,8	+0,7	+0,4
Boden	+4,7	+2,2	+3,0	+1,2	+2,6
Bewölkung	Zirrus, $\delta = 0,27$				
OdA	+1,2	+0,9	+1,1	+0,9	+0,6
Tropopause	+1,3	+0,9	+1,0	+0,8	+0,5
Boden	+4,9	+2,3	+3,2	+1,3	+2,7
Bewölkung	wolkenfrei				
OdA	+1,9	+1,1	+1,7	+1,3	+0,9
Tropopause	+1,9	+1,2	+1,6	+1,1	+0,8
Boden	+5,2	+2,5	+3,4	+1,4	+2,9

Tabelle 5.10: Tagesmittelwerte des aerosolbedingten Strahlungsantriebs im terrestrischen Spektralbereich (4 bis $100 \mu\text{m}$). Es wurden die folgenden Bewölkungssituationen untersucht (von oben nach unten): Kombination von Stratus und Zirrus, drei Stratus- und drei drei Zirrus-Wolken unterschiedlicher optischer Dicke, sowie der unbewölkte Fall. OdA bezeichnet den Oberrand der Atmosphäre.

5.2.3 Ergebnisse für den Strahlungsantrieb nach einem vereinfachten Modell

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse des aerosolbedingten Strahlungsantriebs diskutiert, die man mit dem stark vereinfachten Modell nach Paltridge und Platt (1976) (siehe auch Abschnitt 2.2) für das während LACE 98 gemessene Aerosol erhält. Dafür wurden jeweils Strahlungstransportrechnungen mit vollständig absorbierendem Erdboden, d. h. Albedo $A = 0$ durchgeführt. Dies bedeutet, dass in diesem Fall die Reflexion allein durch die Aerosolschicht bedingt ist. Damit lassen sich die folgenden Größen aus Gleichung (2.47) und (2.52) bestimmen:

$$\begin{aligned} F_{\uparrow} &= F_{S,\downarrow} \cdot \beta_{refl} = F_{refl,Schicht} \\ F_{abs,Schicht} &= F_{S,\downarrow} \cdot \beta_{abs} \end{aligned} \quad \text{für } A = 0 \quad (5.1)$$

Aus den Modellrechnungen erhält man die dazu äquivalenten Größen durch Bildung der Differenzen

$$\begin{aligned} F_{refl,Schicht} &= F_{OdA,netto}|_{Aerosol} - F_{OdA,netto}|_{klar} \\ F_{abs,Schicht} &= (F_{OdA,netto} - F_{Boden,netto})|_{Aerosol} - (F_{OdA,netto} - F_{Boden,netto})|_{klar} \end{aligned} \quad (5.2)$$

Damit lassen sich die Quotienten

$$\frac{\beta_{abs}}{\beta_{refl}} = \frac{F_{abs,Schicht}}{F_{refl,Schicht}} \Big|_{A=0} \quad (5.3)$$

bilden. Der hier betrachteten Aerosolschicht entspricht in den Modellrechnungen jeweils das gesamte Aerosol vom Boden bis in 50 km Höhe, zusammengesetzt aus den Flugzeugmessungen und dem stratosphärischen Aerosol. Die entsprechenden Ergebnisse zeigen Tabelle 5.11 und Abbildung 5.10. In der Abbildung ist zusätzlich die Kurve nach Formel (2.53) eingezeichnet, die den Bereich des abkühlenden und des erwärmenden Einflusses der das Aerosol enthaltenden Schicht trennt. Unterhalb der Kurve ist das Vorzeichen negativ, d. h. der Strahlungsantrieb wirkt abkühlend, oberhalb positiv, dementsprechend wirkt der Antrieb erwärmend.

Wie man Tabelle und Abbildung entnehmen kann, ergibt sich für die Flüge M05 und M06 vom 09.08.98 ein insgesamt mehr in Richtung des erwärmenden Bereichs gehender Strahlungsantrieb. Mit dem Wert der Bodenbedo von 0,137 (Markierung +), der der Albedo des Gebietes entspricht, in dem LACE 98 stattfand, liegt der Strahlungsantrieb nahe an der Kurve, die abkühlenden und erwärmenden Einfluss trennt. Bei dem Flug M07 vom 10.08.98 ist die aus dem Waldbrand stammende Schicht schon dünner geworden, die absorbierende Wirkung wird dadurch ebenfalls schwächer, was sich auch mit diesem einfachen Modell in einer verringerten erwärmenden Wirkung zeigt. Das Ergebnis für den Flug M02 vom 01.08.98 liegt noch unter den Ergebnissen der zuletzt genannten Fälle, d. h. das Aerosol an diesem Tag wirkt stärker abkühlend.

Vergleicht man die, mittels des genauen Modells (disort2) ermittelten Werte für den Aerosol-Strahlungsantrieb (Abschnitt 5.2.1), mit den Ergebnissen nach dem einfachen Modell von Paltridge und Platt (1976), so erkennt man Übereinstimmung in der Aussage, dass das Aerosol abkühlt und für welche Aerosolbelastungen dies stärker oder schwächer erfolgt. Die entsprechenden Werte sind mit einem (+) auf den Linien der Aerosoleigenschaften bei der Albedo 0,137, die dem LACE 98-Gebiet entspricht, markiert. Die Flüge M01 und M02 sind demnach in beiden Fällen stark, die Flüge M05 und M06 schwach abkühlend. Bei den letzten beiden Fällen zeigt sich aber bereits eine Schwäche des vereinfachten Modells. Dem einfachen Modell zufolge ist über einer Landoberfläche entsprechend dem LACE 98-Gebiet (Markierung (+) in der Abbildung 5.10) ein geringer negativer Wert des Strahlungsantriebs am Oberrand der Atmosphäre zu erwarten, im genauen Modell ist der entsprechende Wert für die Aerosolbelastung der Flüge M05 und M06 (-4,1 bzw. -4,3 Wm^{-2}) dagegen absolut nur etwas geringer als derjenige im Falle einer Ozeanoberfläche (-6,7 bzw. -6,8 Wm^{-2}). Im Fall der für den Flug M07 bestimmten Aerosolbelastung liegt das einfache Modell zwischen

den bereits genannten Fällen. Mit dem genauen Modell erhält man einen geringfügig schwächeren (Ozean, $5,7 \text{ Wm}^{-2}$) bzw. stärkeren (Landoberfläche LACE 98-Gebiet, $-4,6 \text{ Wm}^{-2}$) abkühlenden Strahlungsantrieb als für die Flüge M05 und M06. Das einfache Modell erlaubt somit die Tendenz zu bestimmen, der Benutzer ist aber aufgrund der Ergebnisse vor Fehlinterpretationen nicht sicher.

Datum	31.07.98	01.08.98	09.08.98	09.08.98	10.08.98
Aerosol	M01	M02	M05	M06	M07
$\delta_{\text{Aerosol}, 0,550\mu\text{m}}$	0,188	0,272	0,155	0,152	0,098
$F_{\text{abs}} (\text{Wm}^{-2})$	5,1	5,8	21,9	23,9	5,5
$F_{\text{refl}} (\text{Wm}^{-2})$	13,4	18,4	9,1	9,5	7,5
$F_{\text{abs}}/F_{\text{refl}}$	0,38	0,32	2,41	2,51	0,73

Tabelle 5.11: Abschätzung des Aerosol-Strahlungsantriebs mit einem einfachen Modell (Paltridge und Platt, 1976) für das während LACE 98 gemessene Aerosol.

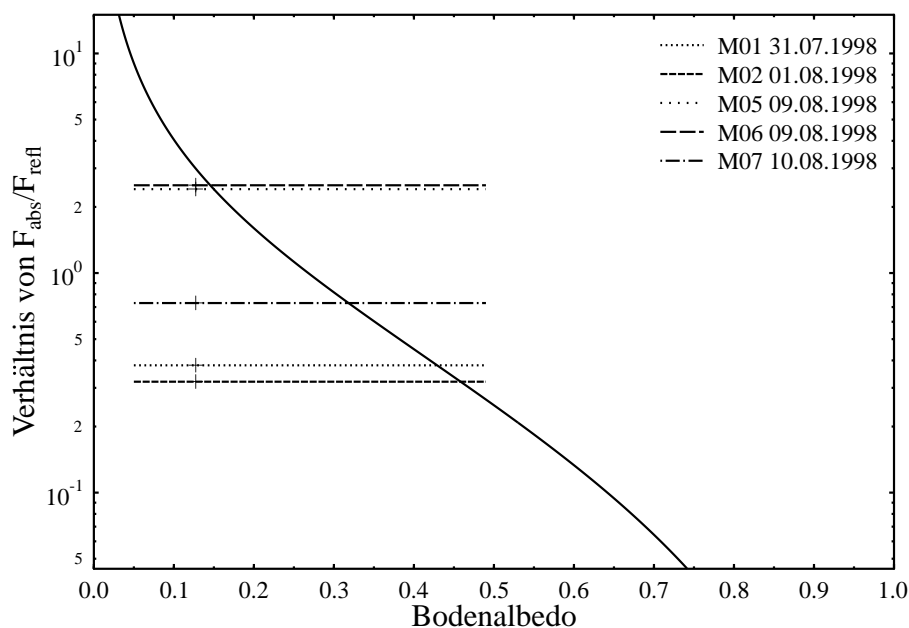


Abbildung 5.10: Abschätzung des Aerosol-Strahlungsantriebs mit einem einfachen Modell (Paltridge und Platt, 1976) für das während LACE 98 gemessene Aerosol (vergleiche Abbildung 2.6). Die durchgezogene Linie trennt den Bereich des abkühlenden von dem des erwärmenden Aerosol-Strahlungsantriebs (Gleichung 2.53). Die horizontalen Linien geben die Werte des als Kriterium verwendeten Verhältnisses F_{abs}/F_{refl} für die vom Flugzeug aus gemessene Aerosolbelastung der gesamten Troposphäre an. Die Ausdehnung entlang der Achse der Bodenalbedo erstreckt sich von Albedowerten von 0,05, die einer Ozeanoberfläche entsprechen, bis zu Werten der Albedo von 0,5, entsprechend der Albedo von hellen Landoberflächen. Die Markierungen (+) beziehen sich auf den, aus dem LACE 98-Ausschnitt der Landsat-Szene (siehe Abschnitt 4.2.3) bestimmten Mittelwert 0,137 der Albedo.

5.3 Unsicherheiten bei der Berechnung des Strahlungsantriebs

5.3.1 Einfluss der Radiosondendaten

Solarer Spektralbereich

Für die Berechnung des Strahlungsantriebs wird das Atmosphärenprofil aus Daten einer Standardatmosphäre und den Radiosondenaufstiegen der entsprechenden Tage erstellt. Um abzuschätzen, wie groß die Auswirkungen damit verbundener Unsicherheiten sind, wurden Modellrechnungen analog zu den Strahlungsantriebsrechnungen durchgeführt, bei denen die Parameter Luftdruck, bzw. -temperatur sowie Ozon- und Wasserdampfkonzentration um jeweils $\pm 5\%$ verändert wurden. Die Ergebnisse der Berechnungen mit den verschiedenen Radiosondendaten sind in Tabelle 5.12 dargestellt. Am Boden zeigen sich keine Änderungen im Strahlungsantrieb, an der Tropopause eine Abnahme um $0,1 \text{ Wm}^{-2}$, außer im Fall der veränderten Ozonkonzentrationen. Am Oberrand der Atmosphäre ist das jeweilige Ergebnis unverändert bei der betrachteten Ozonänderung sowie verringertem Druck, verringerter Temperatur und Wasserdampfkonzentration. Eine Zunahme um $0,1 \text{ Wm}^{-2}$ ergibt sich bei erhöhtem Druck und erhöhter Temperatur bzw. Wasserdampfkonzentration. Zusammenfassend gilt im solaren Spektralbereich, dass der Einfluss der betrachteten atmosphärischen Parameter gering ist, Auswirkungen von Unsicherheiten beeinflussen die Ergebnisse nicht wesentlich.

10.08.98 M07 solar			
gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})			
	- 5%	Druck	+ 5%
OdA	-4,3	-4,3	-4,4
Tropopause	-4,5	-4,6	-4,5
Boden	-16,8	-16,8	-16,8
	- 5%	Temperatur (K)	+ 5%
OdA	-4,3	-4,3	-4,4
Tropopause	-4,5	-4,6	-4,5
Boden	-16,8	-16,8	-16,8
	- 5%	Ozonkonzentration	+ 5%
OdA	-4,3	-4,3	-4,3
Tropopause	-4,6	-4,6	-4,6
Boden	-16,8	-16,8	-16,8
	- 5%	Wasserdampfkonz.	+ 5%
OdA	-4,3	-4,3	-4,4
Tropopause	-4,5	-4,6	-4,5
Boden	-16,8	-16,8	-16,8

Tabelle 5.12: Einfluss verschiedener Atmosphärenparameter auf den Strahlungsantrieb im solaren Spektralbereich. Es wurden Druck, Temperatur und Wasserdampfkonzentration, die aus den Radiosondendaten gewonnen wurden, betrachtet sowie die Ozonkonzentration, deren Gesamtkonzentration mit dem Wert des BREWER-Spektrometers skaliert wurde. In der linken Spalte wurden die Werte um jeweils 5 % verringert, in der rechten Spalte um 5 % erhöht, die mittlere Spalte enthält die unveränderten Werte.

Terrestrischer Spektralbereich

Wie bereits im solaren, so wurde auch im terrestrischen Spektralbereich der Einfluss von Unsicherheiten der Radiosondendaten für die genannten Fälle untersucht. Im terrestrischen Spektralbereich ist ein deutlich größerer Einfluss zu erwarten, da hier Änderungen der Atmosphärenparameter sehr viel wirksamer sind als im solaren Spektralbereich. Tabelle 5.13 zeigt die berechneten Werte für den Strahlungsantrieb. Die Änderung des Druckes führt nur im um 5 % erhöhten Fall zu einer Abnahme des Strahlungsantriebes um $0,1 \text{ Wm}^{-2}$, was 7,1 % bezogen auf die unveränderten Werte entspricht. Bei der angenommenen Temperaturänderung um 5 % liegen die Änderungen des Strahlungsantriebs zwischen $0,2$ und $0,4 \text{ Wm}^{-2}$ bzw. 18,2 bis 28,6 %.

Schwankungen der Ozon- und Wasserdampfkonzentration um 5 % spielen nach den Ergebnissen in Tabelle 5.13 im Terrestrischen offensichtlich keine große Rolle. Für den Strahlungsantrieb ist das Temperaturprofil somit die sensitivste Größe.

09.08.98 M06 terrestrisch			
gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})			
	- 5%	Druck	+ 5%
OdA	+1,3	+1,3	+1,3
Tropopause	+1,1	+1,1	+1,1
Boden	+1,4	+1,4	+1,3
	- 5%	Temperatur (K)	+ 5%
OdA	+1,0	+1,3	+1,6
Tropopause	+0,9	+1,1	+1,4
Boden	+1,0	+1,4	+1,8
	- 5%	Ozonkonzentration	+ 5%
OdA	+1,3	+1,3	+1,3
Tropopause	+1,1	+1,1	+1,1
Boden	+1,4	+1,4	+1,4
	- 5%	Wasserdampfkonz.	+ 5%
OdA	+1,3	+1,3	+1,3
Tropopause	+1,1	+1,1	+1,1
Boden	+1,4	+1,4	+1,3

Tabelle 5.13: Einfluss verschiedener Atmosphärenparameter auf den Strahlungsantrieb im terrestrischen Spektralbereich, ansonsten wie Tabelle 5.12.

5.3.2 Einfluss der Aerosol-Größenverteilung

Für den Strahlungsantrieb wurden verschiedene Rechnungen aufgrund der von Fiebig (2001) für den Flug M06 vom 09.08.98 angegebenen Unsicherheiten in den Aerosol-Größenverteilungen durchgeführt. Die Unsicherheiten sind für eine Auswahl verschiedener Höhen angegeben. Für die Unsicherheiten in der Teilchenzahl, dem mittleren Partikeldurchmesser und der Standardabweichung der Log-Normalverteilungen wurden zur Umsetzung für alle im Strahlungstransportmodell berücksichtigten Schichten pauschale Unsicherheiten von jeweils $\pm 20\%$ gewählt. Das stratosphärische Aerosol bleibt unverändert. Die Ergebnisse des für die veränderten Eingabedaten berechneten Strahlungsantriebs zeigen die Tabellen 5.14 bis 5.16 für die entsprechenden Unsicherheiten in Teilchenzahl, mittlerer Durchmesser und Standardabweichung der Aerosol-Größenverteilungen.

Im Fall der Änderung der Teilchenzahl N ergeben sich im solaren Spektralbereich Differenzen von $0,7 \text{ Wm}^{-2}$ am Oberrand der Atmosphäre und $1,3 \text{ Wm}^{-2}$ am Boden bei dem Fall der um 20% erniedrigten Teilchenzahlen. Bei den Ergebnissen im Fall der erhöhten Teilchenzahlen zeigen sich deutlich geringere Abweichungen von $-0,1$ bzw. $+0,2 \text{ Wm}^{-2}$. Ein entsprechendes Verhalten zeigt sich im terrestrischen Spektralbereich, aufgrund der insgesamt geringeren Werte des Strahlungsantriebs sind im Fall der erhöhten Teilchenkonzentrationen keine Änderung sichtbar. Die Berechnungen im solaren Spektralbereich mit dem verringerten mittleren Partikeldurchmesser D ergeben am Oberrand der Atmosphäre bei verringertem mittleren Durchmesser eine Zunahme von $+0,5$ bzw. bei erhöhtem mittleren Durchmesser eine Abnahme des Strahlungsantriebs von $-0,1 \text{ Wm}^{-2}$ gegenüber dem unveränderten Aerosol. Am Boden ergibt sich bei verringertem mittleren Durchmesser eine Zunahme von $+0,1$ bzw. bei erhöhtem mittleren Durchmesser eine Abnahme von $-0,5 \text{ Wm}^{-2}$ in den Werten des Strahlungsantriebs. Die Werte im terrestrischen Spektralbereich verhalten sich wie im Solaren. Bei der Veränderung der Standardabweichung σ ergibt sich ein schwacher Effekt am Oberrand der Atmosphäre, ein stärkerer am Boden. Ein ähnliches Bild zeigt sich im terrestrischen Spektralbereich, nur für die Bodenwerte des Strahlungsantriebs ergeben sich größere Abweichungen. Die Fehler der für die Aerosole angegebenen Größenverteilungen sind maximale Fehler und treten nicht alle gleichzeitig mit maximalen Werten auf. Mit den hier angenommenen Fehlern von $\pm 20\%$ wird der berechnete Strahlungsantrieb im solaren Spektralbereich um weniger als $\pm 20\%$ beeinflusst. Im terrestrischen Spektralbereich betragen die Fehler bis zu $28,6\%$.

09.08.98 M06			
gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})			
	N-20 %	N	N+20 %
	solar		
OdA	-5,0	-4,3	-4,2
Tropopause	-5,3	-4,6	-4,5
Boden	-15,5	-16,8	-17,0
	terrestrisch		
OdA	+1,5	+1,3	+1,2
Tropopause	+1,2	+1,1	+1,1
Boden	+1,5	+1,4	+1,4

Tabelle 5.14: Berechnung des Strahlungsantriebs für angenommene Unsicherheiten in der Bestimmung der Aerosol-Größenverteilungen. In der Tabelle sind die Ergebnisse der Modellrechnungen zur Bestimmung des Strahlungsantriebs mit Größenverteilungen dargestellt, bei denen die Gesamteilchenzahlkonzentration N um 20% erhöht bzw. erniedrigt, der mittlere Durchmesser D und die Standardabweichung σ unverändert gelassen wurden.

09.08.98 M06			
gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})			
	D-20 %	D	D+20 %
		solar	
OdA	-4,8	-4,3	-4,2
Tropopause	-5,0	-4,6	-4,4
Boden	-16,9	-16,8	-16,3
		terrestrisch	
OdA	+1,5	+1,3	+1,1
Tropopause	+1,2	+1,1	+1,1
Boden	+1,3	+1,4	+1,4

Tabelle 5.15: Berechnung des Strahlungsantriebs für angenommene Unsicherheiten in der Bestimmung der Aerosol-Größenverteilungen. In diesem Fall wurde der mittlere Durchmesser D um 20 % erhöht bzw. erniedrigt und die Gesamteilchenzahlkonzentration N sowie die Standardabweichung σ unverändert gelassen.

09.08.98 M06			
gemittelter Tagesgang des Strahlungsantriebs (Wm^{-2})			
	σ -20 %	σ	σ +20 %
		solar	
OdA	-4,3	-4,3	-4,5
Tropopause	-4,6	-4,6	-4,7
Boden	-17,4	-16,8	-15,8
		terrestrisch	
OdA	+1,2	+1,3	+1,4
Tropopause	+1,0	+1,1	+1,2
Boden	+1,0	+1,4	+1,6

Tabelle 5.16: Berechnung des Strahlungsantriebs für angenommene Unsicherheiten in der Bestimmung der Aerosol-Größenverteilungen. In diesem Fall wurde die Standardabweichung σ um 20 % erhöht bzw. erniedrigt, und die Gesamteilchenzahlkonzentration N sowie der mittlere Durchmesser D unverändert gelassen.

Kapitel 6

Schlussfolgerungen und Ausblick

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Bestimmung des Strahlungsantriebs des troposphärischen Aerosols. Zum Erreichen dieses Ziels wird anhand von Messdaten der Kampagne LACE 98 der Strahlungsantrieb von über kontinentalem Gebiet gemessenem Aerosol verschiedener Herkunft berechnet. Die Messkampagne LACE 98 bot dafür hervorragende Messdaten anhand verschiedenster Aerosolbelastungen und Wettersituationen. Aus den zehn, mit dem Forschungsflugzeug Falcon durchgeführten Messflügen, wurden fünf ausgewählt, die sowohl alle Messdaten wie auch interessante atmosphärische Bedingungen boten. Um die Strahlungsantriebe anhand der realen Situationen zu ermitteln, werden die Randbedingungen für die Modellrechnungen so weit wie möglich aus Messungen ermittelt und nur wenige Standarddaten aus der Literatur zur Ergänzung benutzt. Der tagesganggemittelte solare Strahlungsantrieb des gemessenen Aerosols wird für unbewölkte und verschiedene bewölkte Situationen berechnet. Es ergibt sich eine Abnahme der Strahlung von $-4,1$ bis $-12,3 \text{ Wm}^{-2}$ am Oberrand der Atmosphäre an den verschiedenen Tagen im Fall von wolkenfreier Atmosphäre, d. h. eine abkühlende Wirkung des Aerosols. Der Einfluss von Wolken auf den Strahlungsantrieb des Aerosols wird für typische Bewölkungssituationen untersucht. Im Fall von homogener Bewölkung mit Zirren und Stratus-Wolken unterschiedlicher optischer Dicken erhält man aus den Berechnungen eine Zunahme des Strahlungsantriebs von bis zu $+17,4 \text{ Wm}^{-2}$, d. h. der kühlende Effekt der unbewölkten Situationen wird abgeschwächt bzw. in eine erwärmende Wirkung umgekehrt. Diese Ergebnisse zeigen die Bandbreite zwischen den Extremfällen einer wolkenlosen und vollständig bedeckten Wettersituation in der Atmosphäre. Der in realen Wolkenstrukturen auftretende Strahlungsantrieb lässt sich damit abschätzen. Für den terrestrischen Spektralbereich wurden dieselben Fälle untersucht. Die Ergebnisse liefern einen erwärmenden Einfluss entsprechend der Zunahme des Strahlungsantriebs von $+0,9$ bis $+1,9 \text{ Wm}^{-2}$ im unbewölkten Fall. Damit ist die Wirkung deutlich geringer als im Solaren, erreicht jedoch Werte, die abhängig von der Aerosolbelastung für eine Gesamtbilanz nicht vernachlässigt werden können. In bewölkten Fällen reduziert sich der Strahlungsantrieb im terrestrischen Spektralbereich auf bis zu $0,1 \text{ Wm}^{-2}$. Dabei zeigt sich, dass optisch dünne Zirrus-Wolken ähnliche Abnahmen des aerosolbedingten Strahlungsantriebs bewirken wie optisch dicke Stratus-Wolken.

Um die Richtigkeit der modellierten Strahlungswerte anhand von Messungen zu überprüfen, werden die Modellrechnungen mit Flugzeugmessungen verglichen. Dazu wurde erstmals eine 3D-Berechnung der nach oben und unten gerichteten Strahlungsflussdichten im solaren Spektralbereich unter Berücksichtigung einer zweidimensional aufgelösten Bodenreflexionsstruktur, die mit Hilfe von Satellitendaten einer Landsat-Szene bestimmt wurde, verwendet. Ein Vergleich der gemessenen und berechneten Albeden der einzelnen Flugabschnitte zeigt, dass die sich in unterschiedlichen Höhen verschieden stark auswirkende Struktur der sehr heterogenen Landoberfläche vom Modell detailliert wiedergegeben werden kann. Die Betrachtung der nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten ergibt Übereinstimmung innerhalb der Messunsicherheiten. Der stark inhomogene Boden der Land-

oberfläche des LACE 98 Gebietes kann somit mittels der 3D-Rechnung wiedergegeben werden. In den nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten findet sich Übereinstimmung in den unteren Flugniveaus bis etwa 6 km innerhalb von 2 %. Diese Übereinstimmung finden auch Saunders et al. (1992). Oberhalb von 6 km ergeben sich mit der Höhe zunehmende Abweichungen beim Vergleich von Pyranometerdaten mit den Modellrechnungen. Eine Abschätzung zur Korrektur des Temperaturgangs der Pyranometerempfindlichkeit nach Wardle et al. (1996) liefert eine mögliche Erklärung dieser Abweichungen. Im terrestrischen Spektralbereich wird im Vergleich der nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten aus den Pyrgeometermessungen zu den Modellrechnungen eine Übereinstimmung innerhalb von 4,4 % erzielt. In den nach oben gerichteten Strahlungsflussdichten ergeben sich zunehmende Abweichungen zwischen den Messungen und Modellrechnungen, die mittels der Berücksichtigung des Tagesgangs der Bodentemperatur nachvollzogen werden können.

Als eine mögliche Ursache für die Abweichungen der Pyranometermessungen von den Modellrechnungen wird die ungenügende Korrektur des Temperaturgangs der Detektorempfindlichkeit angesehen. Einen Hinweis darauf gibt die Verwendung der Korrekturformel von Wardle et al. (1996), die zu einer erheblichen Reduktion der Abweichungen führt. Dies würde in Zukunft die Bestimmung des Temperaturgangs der Thermosäulen aller verwendeten Pyranometer, wie es von Wardle et al. (1996) am Beispiel eines amerikanischen Gerätes gezeigt wurde, erfordern. Damit würde sich zeigen, ob eine an das jeweilige Gerät angepasste Korrektur des Temperaturgangs die Messung näher an die Modelle bringen kann, oder weitere Ursachen, eventuell auch in den Modellen, zu suchen sind. Vergleiche zwischen Gerätemessungen untereinander und zwischen Gerätemessungen und Modellrechnungen zeigen erhebliche Verbesserungsmöglichkeiten (z. B. DeLuisi et al. (1992); Philipona et al. (1998)). Die BSRN-Gruppe (*Baseline Surface Radiation Network*, Ohmura et al. (1998)) führt in dieser Richtung sehr erfolgreiche Vergleiche am Boden mit den Geräten untereinander und im Vergleich mit Modellen durch. Die in diesem Sinne weitergeführte Kampagne *First International Pyrgeometer and Absolute Sky-scanning Radiometer Comparison* (IPASRC-I) mit allen ihren drei Teilen, Gerätevergleich untereinander, dem Vergleich der Geräte gegenüber Modellrechnungen und dem erstmaligen Einsatz des *Absolute Sky-scanning Radiometer* (ASR) stellt einen weiteren wichtigen Schritt dar. Unsere Teilnahme mit den Wechsellicht-Pyrgeometer in diesem Rahmen war für die Aussagekraft und Verlässlichkeit der Geräte von großer Bedeutung. Für weitere Kampagnen ist auch über einen Einsatz der Eppley-Standardgeräte nachzudenken. Das ASR kann dabei für die Pyrgeometer als Absolutwert-Standard dienen. Für die im Flugzeug eingesetzten Geräte kommen jedoch erhöhte Anforderungen durch sehr viel extremere Wechsel der Messsituationen hinzu, die eigene Arbeiten zur Ermittlung der Unsicherheiten erforderlich machen. Ein alleiniger Einsatz im Rahmen der BSRN-Kampagnen, die für die Geräte am Boden geplant werden, wird nicht ausreichen. Größere Fehlermöglichkeiten der Messungen der solaren Strahlungsflussdichten treten durch die Korrektur der Flugzeuglage auf. Diese könnten durch eine kardalische Aufhängung der Geräte erheblich reduziert werden. Eine solche Mechanik wurde von Wendisch et al. (2001) bereits gebaut und im Flug erprobt. Dies erfordert zwar einen hohen Aufwand, ist aber für die Zukunft auch für die Falcon anzustreben.

Abweichungen im Vergleich mit den Bodenmessungen der BSRN Station in Lindenberg während LACE 98 lassen auf Unsicherheiten in der Bestimmung der Aerosoleigenschaften schließen. Ein großer Vorteil wäre deshalb die getrennte Bestimmung des direkten und diffusen Anteils der nach unten gerichteten Strahlungsflussdichten in der Atmosphäre als Funktion der Höhe. Dass dies möglich ist, wurde von Hignett et al. (1999) gezeigt. Damit könnten besser als nur mit der Summe der beiden Strahlungsanteile Abweichungen zwischen Messung und Modellrechnung analysiert werden.

Bei Betrachtungen der Strahlungsflussdichten spielen die Eigenschaften des Bodens eine entscheidende Rolle. Dies sollte bei zukünftige Messkampagnen, besonders im Falle von Messungen über Land berücksichtigt werden. Im solaren Spektralbereich sollte eine Erfassung von Bodeneigenschaften zumindest bezüglich der BRDF charakteristischer Oberflächentypen erfolgen. Die Erfassung der

räumlichen Strukturen großer, von Flugzeugen überflogenen Gebieten kann, sollte dies während der Kampagne nicht durchführbar sein, auch mit Hilfe von Satellitendaten erfolgen, wie in dieser Arbeit gezeigt wurde. Im terrestrischen Spektralbereich sind Messungen der Bodentemperatur für typische Oberflächen notwendig. Für die Bestimmung des Tagesgangs des Strahlungsantriebs wären auch geringere Abstände zwischen den Zeitpunkten der Radiosondenaufstiege für ausgewählte Messtage sinnvoll.

In der vorliegenden Arbeit werden die aerosolbedingten Strahlungsantriebe für die Extremfälle unbewölkt und vollständig homogen bewölkt berechnet und diskutiert. Eine wichtige Erweiterung wären Situationen mit durchbrochener Bewölkung, die den realen atmosphärischen Bedingungen näher kommen würden. Eine sinnvolle Erweiterung wäre auch die Verwendung von gemessenen Wolkeneigenschaften, bisher wurden nur Literaturwerte verwendet.

Ein sehr wichtiges Thema sind die sehr unterschiedlichen Annahmen über den Mischungszustand des Aerosols. Die beteiligten Forscher beschäftigen besonders Aerosole mit Anteilen von 'schwarzem Kohlenstoff' (engl. black carbon) aus Verbrennungsprozessen, d. h. stark absorbierende Aerosolpartikel mit Rußanteilen. Die rein homogene Mischung des Rußanteils (intern oder extern) wird vielfach angezweifelt (Andreae, 2001; Jacobson, 2001). Der Mischungszustand bestimmt entscheidend die Auswirkungen auf den direkten Strahlungsantrieb. So fand Jacobson (2000) zwischen den Mischungszuständen externe Mischung, Schalenaufbau mit umhülltem Kohlenstoffkern oder interne Mischung einen Faktor 2,9 für den durch schwarzen Kohlenstoff verursachten globalen, direkten Strahlungsantrieb. Die in der vorliegenden Arbeit angegebenen Aerosoldaten wurden sehr sorgfältig nach dem Stand des Wissens von Fiebig (2001) ausgewählt.

Ein wichtiger Ansatzpunkt für eine weitere Verbesserung wäre die direkte Bestimmung der aerosoloptischen Eigenschaften ohne den Umweg über die Annahme sphärischer Teilchen und Gültigkeit der Mie-Rechnung (Heintzenberg et al., 1997). Somit würden auch die notwendigen Annahmen, wie über den Mischungszustand, überflüssig werden.

Anhang A

Abkürzungen

ARM	Atmospheric Radiation Measurement
ASR	Absolute Sky-scanning Radiometer
BRDF	bidirectional reflectance distribution function (Reflexionsfunktion)
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
GMT	Greenwich Mean Time, entspricht UTC
IFT	Institut für Troposphärenforschung
IPA	Institut für Physik der Atmosphäre (DLR)
IR	Infrarot
NIR	Nahes Infrarot (Near Infrared)
NN	Normal Null
OdA	Oberrand der Atmosphäre
PIR	Precision Infrared Radiometer
PSP	Precision Spectral Pyranometer
SWIR	Kurzwelliges Infrarot (Short Wave Infrared)
TIR	Thermisches Infrarot (Thermal Infrared)
UTC	Universal Time Coordinated, entspricht GMT
UV	Ultraviolett
VIS	Sichtbarer Spektralbereich (Visible)

Anhang B

Bezeichnungen

Lateinische Buchstaben

A	Albedo des Erdbodens (Reflexionsvermögen)
A_λ	spektrale Albedo der Wellenlänge λ
A_{Planet}	planetare Albedo
B	Spezifische Ausstrahlung eines schwarzen Strahlers
D	Durchmesser
E	Bestrahlungsstärke eines Empfängers
F	Strahlungsflussdichte
L	Strahldichte
L_λ	spektrale Strahldichte
M	Spezifische Ausstrahlung eines Strahlers
N	Teilchenzahl
P	Phasenfunktion
S	Index für Sonne
T	Temperatur
W	Energie
m	komplexer Brechungsindex
$f_{dir/diff}$	Verhältnis von direkter zu diffuser Strahlungsflussdichte
f_{quell}	Quellfaktor der Aerosolpartikel
g	Asymmetrieparameter
k	Parameter in BRDF-Parametrisierung
k_B	Boltzmann-Konstante
n, a, c	Bezeichnung des (n)ucleation, (a)ccumulation und (c)oarse mode
r	Radius

Griechische Buchstaben

Φ	Strahlungsleistung
Ω	Raumwinkel
α_{Nick}	Nickwinkel des Flugzeuges
α_{Roll}	Rollwinkel des Flugzeuges
α_{Kurs}	Kurswinkel des Flugzeuges
$\Delta\alpha_{Nick}$	Einbaulage-Korrektur des Nickwinkels
$\Delta\alpha_{Roll}$	Einbaulage-Korrektur des Rollwinkels
β	Winkel
β_{abs}	Absorptionskoeffizient
β_{streu}	Streukoeffizient
β_{ext}	Extinktionskoeffizient
β_{refl}	Reflexionsvermögen einer Atmosphärenschicht
δ	optische Dicke
$\delta_{Aerosol}$	optische Dicke des Aerosols
$\delta_{Rayleigh}$	optische Dicke der Atmosphäregase
ϵ	Emissionsvermögen
ϑ	Zenitwinkel
ϑ_S	Zenitwinkel der Sonne
φ	Azimutwinkel
φ_S	Azimutwinkel der Sonne
λ	Wellenlänge
ρ	Dichte
ρ_0	Faktor in BRDF-Parametrisierung
σ	Standardabweichung und Stefan-Boltzmann-Konstante
θ	Parameter in BRDF-Parametrisierung und Winkel
ω_0	Einfachstreueralbedo

Anhang C

Solarer und terrestrischer Spektralbereich

Die Einteilung des in der vorliegenden Arbeit betrachteten Spektralbereichs von 0,2 - 100 μm in die Bereiche solare und terrestrische Strahlung mit der Trennung bei $\lambda = 4 \mu\text{m}$ veranschaulichen die Diagramme in der Abbildung C.1.

Die Vorgehensweise und die Darstellung des oberen Diagramms in Abbildung C.1 werden im Folgenden kurz erläutert.

C.1 Normierung

Mit dem Wissen, dass sich solare und terrestrische Strahlung im Gleichgewicht befinden und damit von einer ähnlichen Größenordnung sind, kann man vereinfacht eine Normierung der beiden Strahlungsfunktionen durchführen. Es gilt

$$y_{\text{S}} = \frac{\lambda \cdot L_{\text{S}}(T_{\text{S}}, \lambda)}{B_{\text{S}}(T_{\text{S}})}$$
$$y_{\text{E}} = \frac{\lambda \cdot L_{\text{E}}(T_{\text{E}}, \lambda)}{B_{\text{E}}(T_{\text{E}})},$$

wobei $B(T) = \int L(T, \lambda) d\lambda = \sigma \cdot T^4$ und $L(T, \lambda)$ die Planck'sche Strahlungsformel ist.

Damit ergibt sich eine einfache Möglichkeit der Darstellung dieser beiden Spektralbereiche in einem Diagramm.

Die Darstellung der beiden Funktionen im oberen Diagramm der Abbildung C.1 erfolgt gemäß

$$\int L_{\lambda} d\lambda = \int \underbrace{\lambda L_{\lambda}}_y \cdot \underbrace{d(\ln \lambda)}_x .$$

Eine andere Möglichkeit ist die Berechnung der solaren und terrestrischen Strahlung aus der Annahme von schwarzen Strahlern für Sonne und Erde und der Berücksichtigung ihres Abstandes zueinander.

C.2 Berechnung aus den Oberflächen und dem Abstand von Sonne und Erde

Für die Berechnung der Strahlung von Sonne bzw. Erde werden Eigenschaften eines schwarzen Körpers mit einer Temperatur von $T_{\text{S}} = 5788 \text{ K}$ bzw. $T_{\text{E}} = 255 \text{ K}$ angenommen. Die astronomischen

Daten wurden Bauer et al. (1997) und Blome et al. (1997) entnommen.

Mit dem Radius der Sonne $R_S = 6,960 \cdot 10^8 \text{m}$ und dem Radius der Erde $R_E = 6,371 \cdot 10^6 \text{m}$ sowie dem Abstand zwischen Sonne und Erde $R_{S-E} = 1 \text{ AE} = 1,495\,978\,70 \cdot 10^{11} \text{m}$ berechnen sich die Oberfläche der Sonne zu

$$O_S = 4\pi R_S^2 = 6,09 \cdot 10^{18} \text{m}^2 ,$$

die Oberfläche der Erde zu

$$O_E = 4\pi R_E^2 = 5,10 \cdot 10^8 \text{m}^2$$

sowie die Oberfläche einer Kugel mit dem Radius der Erdbahn um die Sonne zu

$$O_{S-E} = 2,81 \cdot 10^{23} \text{m}^2 .$$

Aus diesen Größen ergibt sich die Verteilung der Strahlung von der Oberfläche der Sonne entsprechend im Erdabstand

$$B_S \cdot O_S = B_{S-E} \cdot O_{S-E}$$

aufgrund der Energieerhaltung.

Man erhält als Faktor

$$\frac{B_{S-E}}{B_S} = \frac{O_S}{O_{S-E}} = \left(\frac{R_S}{R_{S-E}} \right)^2 = 2,165 \cdot 10^{-5}$$

Die Strahlung nach Planck für die Sonne an der Sonnenoberfläche beträgt

$$B_S(R_S) = \sigma \cdot T_S^4 = 6,36 \cdot 10^7 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$$

bzw. für die Erde an der Erdoberfläche

$$B_E(R_E) = \sigma \cdot T_E^4 = 2,40 \cdot 10^2 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$$

mit $\sigma = 5,670\,400 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ der Stefan-Boltzmann-Konstante.

Mit dem oben bestimmten Faktor erhält man für die Strahlung der Sonne in der Erdumlaufbahn

$$B_{S-E}(R_{S-E}) = 1378 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} ,$$

der Wert der in etwa mit dem der Solarkonstanten übereinstimmt (vergleiche 1368Wm^{-2} nach Bauer et al. (1997)).

Gemittelt über die Kugeloberfläche $4\pi R_E^2$ gegenüber der Kreisscheibe πR_E^2 ergibt sich schließlich ein Wert von 345Wm^{-2} für die solare Strahlung gegenüber 240Wm^{-2} für die terrestrische Strahlung (ohne natürlichen Klimaantrieb).

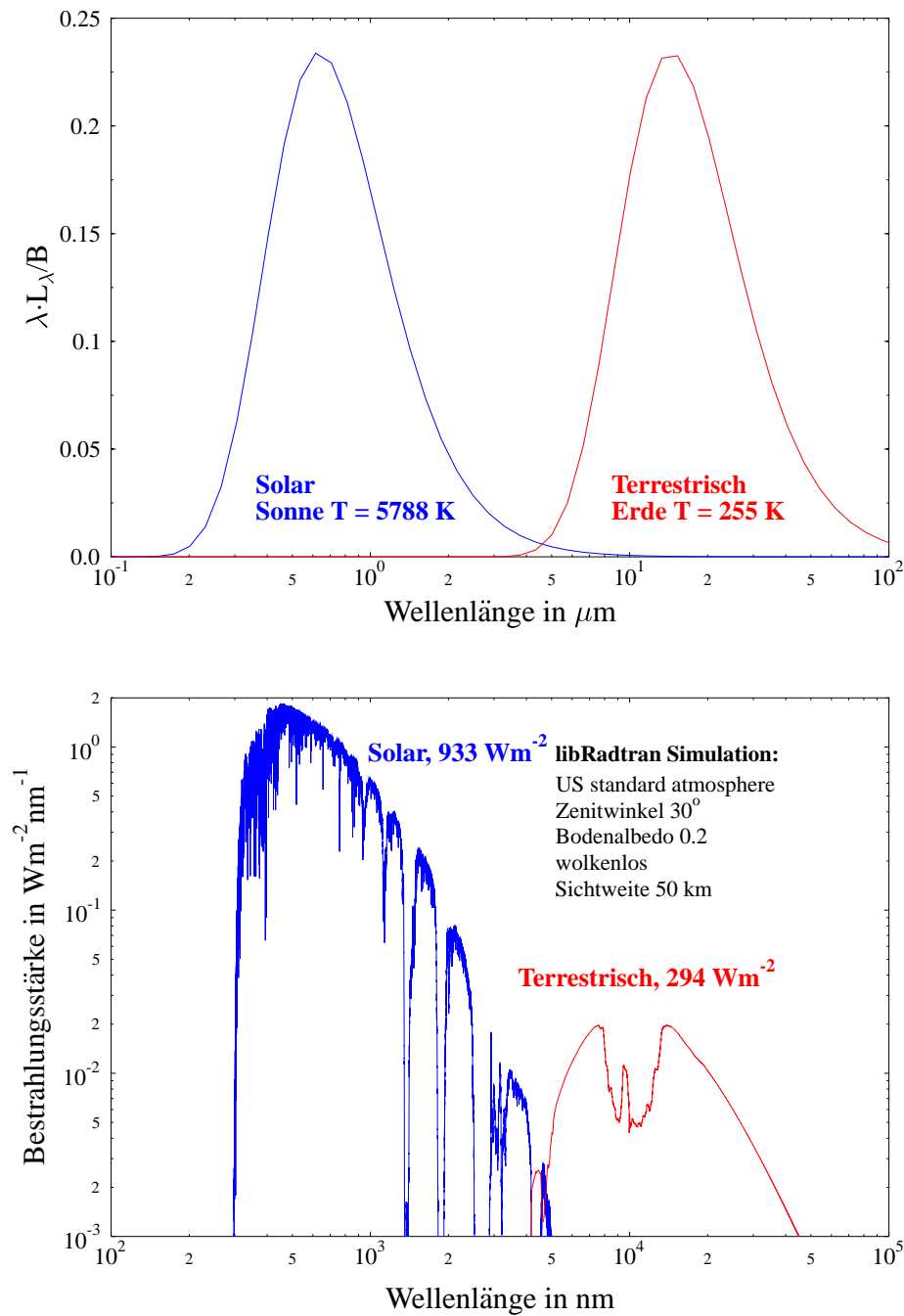


Abbildung C.1: Solare Strahlung und terrestrische Gegenstrahlung. Oben: Planckstrahler bei $T = 5788\text{K}$ (Sonne) und $T = 255\text{K}$ (Erde). Die Kurven wurden mit der gesamten Strahlung (Stefan-Boltzmann $B = \sigma T^4$) normiert, wodurch beide gleichhoch erscheinen. Ohne Normierung befindet sich die Kurve der Sonne immer oberhalb der Kurve der Erde. Unten: Mit einem Strahlungstransportmodell berechnete Bestrahlungsstärken am Boden (zur Verfügung gestellt von B. Mayer, IPA). Es treten nun die Absorptionslinien der in der Atmosphäre vorhandenen Gase auf.

Anhang D

Ergänzungen zum Programmpaket libRadtran

Das Programmpaket *libRadtran* (Kylling und Mayer, 2001) enthält verschiedene Strahlungstransportgleichungslöser unter Verwendung von einheitlichen Eingabedaten und erlaubt die Berechnung der spektral aufgelösten Strahlungsflussdichten, des aktinischen Flusses und der Strahldichten. An Strahlungstransportgleichungslösern stehen derzeit *MYSTIC*, *disort* und *disort2*, sowie *sdisort*, *twostr* und *PolRadtran* zur Verfügung. Im folgenden werden einige Ergänzungen zu Teilen des in der vorliegenden Arbeit verwendeten Programmpaketes angegeben.

D.1 Das Monte-Carlo-Verfahren

Eine numerische Methode, die ohne Näherungen eine Berechnung des Strahlungstransports in der Atmosphäre ermöglicht, ist das Monte-Carlo Verfahren. Die Methode ist exakt, da der Weg eines jeden Photons einzeln unter Berücksichtigung realer physikalischer Prozesse berechnet wird. Dazu werden im solaren Spektralbereich einzelne Photonen am Oberrand der Atmosphäre aus der Richtung der Sonne (direkte Strahlung) gestartet. Deren weiterer Weg durch die Atmosphäre wird durch die Simulation realer physikalischer Prozesse bestimmt, deren Auftreten über Wahrscheinlichkeitsaussagen gesteuert wird. Abhängig von Luftdichte, Aerosolkonzentration sowie der Existenz von Wolken bewegt sich jedes Photon mittels Streuprozessen oder Reflexion am Boden, bis es entweder von Luftteilchen oder vom Erdboden absorbiert wird, oder die Atmosphäre wieder verlässt.

Das Monte-Carlo-Verfahren erlaubt dreidimensionale Berechnungen unter Berücksichtigung von Wolken- und Bodenstrukturen. Wichtig bei diesem Verfahren ist vor allem ein guter Zufallszahlengenerator, um die Statistik, die hier eine große Rolle spielt, nicht zu verfälschen. Um eine verlässliche Aussage zu Bestrahlungsstärken an einem bestimmten Ort treffen zu können, sind jedoch sehr viele Photonen notwendig. Man benötigt so viele Photonen, dass in jedem Wellenlängenbereich an der im Ergebnis betrachteten Stelle eine ausreichende Anzahl von Photonen ankommt, d. h. je „verlustreicher“ die Atmosphäre durch Streuung und Absorption ist, desto mehr Photonen müssen gestartet werden. Dies erfordert aufwendige Rechnungen, die nur mit sehr schnellen, oder vielen Rechnern durchgeführt werden können. Vorteil hierbei ist, dass man die Photonen unabhängig auf getrennten Rechnern starten kann, und anschließend das Ergebnis als Summe der Einzelrechnungen erhält. Die Verteilung der Photonen auf die Wellenlängenbereiche erfolgt gewichtet nach dem extraterrestrischen Spektrum und der Absorption in der Atmosphäre. Ist diese in einem bestimmten Abschnitt sehr hoch, so kommen sehr wenige Photonen am Boden an, eine ausreichende Statistik ist nicht möglich. Deshalb wird die Photonenanzahl in solchen Spektralintervallen mit einem Faktor gewichtet, so dass eine größere Anzahl von Photonen trotz der hohen Absorption an den betrachteten Orten ankommt. Um den Beitrag dieses Spektralintervalls wieder entsprechend der tatsächlichen Bedeutung zu erhalten, wird das Ergebnis mit dem zuvor verwendeten Faktor korrigiert.

Der große Vorteil des Monte-Carlo-Verfahrens ist, dass fast keine Annahmen gemacht werden müssen. Einschränkungen ergeben sich allenfalls aus den Eingabeparametern (z. B. Einteilung in diskrete Schichten). Die Unsicherheit des Verfahrens ist die statistische Schwankung der Rechnungen. Für die relative Standardabweichung σ gilt

$$\sigma = \sqrt{\frac{N_0 - N_c}{N_0 N_c}}, \quad (4.1)$$

wobei N_0 die Anzahl der am Oberrand der Atmosphäre gestarteten Photonen und N_c die Anzahl der am Beobachtungsort gesammelten Photonen bezeichnet.

Für eine hinreichende große Anzahl von gestarteten Photonen $N_0 \gg N_c$ gilt näherungsweise:

$$\sigma = \frac{1}{\sqrt{N_c}} \quad (4.2)$$

Auf nähere Einzelheiten wird hier nicht eingegangen, eine weitergehende, detaillierte Beschreibung findet sich in Zdunkowski und Korb (1985) sowie Cahalan et al. (1994), Mayer (1999) und Mayer (2000).

Eine Beschreibung des in dieser Arbeit verwendeten Modells *MYSTIC* das die Monte-Carlo-Methode verwendet, wird unter <http://www.bmayer.de/mystic.html> gegeben.

D.2 Entwicklung der Phasenfunktion nach Legendrepolyomen

Neben der Phasenfunktion selbst wird in numerischen Modellen oftmals die Entwicklung der Phasenfunktion nach Legendrepolyomen

$$P(\cos \vartheta) = \sum_{l=0}^{\infty} (2l+1) \cdot g_l \cdot p_l(\cos \vartheta) \quad (4.3)$$

verwendet, mit den Legendrekoeffizienten

$$g_l = \frac{1}{2l+1} \int_0^{\pi/2} p(\cos \vartheta) \cdot p_l(\cos \vartheta) \cdot \sin \vartheta \, d\vartheta \quad (4.4)$$

und den Legendrepolyomen

$$\begin{aligned} p_0(\cos \vartheta) &= 1 \\ p_1(\cos \vartheta) &= \cos \vartheta \\ p_2(\cos \vartheta) &= \frac{1}{2} [3 \cos^2 \vartheta - 1] \\ &\vdots \\ p_l(\cos \vartheta) &= \frac{1}{l} [(2l-1) \cdot \cos \vartheta \cdot p_{l-1}(\cos \vartheta) - (l-1) \cdot p_{l-2}(\cos \vartheta)]. \end{aligned} \quad (4.5)$$

Das Programmpaket *libRadtran* verwendet diese Entwicklung der Phasenfunktion nach Legendrepolyomen.

D.3 Einteilung der Wellenlängenbereiche

Kato et al. (1999)

Nr.	Wellenlängenintervall μm	Mitten-Wellenlänge
1	0,2401185 - 0,2724815	0,256300
2	0,2724815 - 0,2834140	0,277948
3	0,2834140 - 0,3068408	0,295127
4	0,3068408 - 0,3277722	0,317306
5	0,3277722 - 0,3625000	0,345136
6	0,3625000 - 0,4075000	0,385000
7	0,4075000 - 0,4520458	0,429773
8	0,4520458 - 0,5176806	0,484863
9	0,5176806 - 0,5400000	0,528840
10	0,5400000 - 0,5495000	0,544750
11	0,5495000 - 0,5666000	0,558050
12	0,5666000 - 0,6050000	0,585800
13	0,6050000 - 0,6250000	0,615000
14	0,6250000 - 0,6667000	0,645850
15	0,6667000 - 0,6841772	0,675439
16	0,6841772 - 0,7044486	0,694313
17	0,7044486 - 0,7426139	0,723531
18	0,7426139 - 0,7914788	0,767046
19	0,7914788 - 0,8444581	0,817968
20	0,8444581 - 0,8889693	0,866714
21	0,8889693 - 0,9749063	0,931938
22	0,9749063 - 1,045744	1,010320
23	1,045744 - 1,194188	1,119970
24	1,194188 - 1,515940	1,355060
25	1,515940 - 1,613451	1,564700
26	1,613451 - 1,964798	1,789120
27	1,964798 - 2,153464	2,059130
28	2,153464 - 2,275190	2,214330
29	2,275190 - 3,001893	2,638540
30	3,001893 - 3,635417	3,318660
31	3,635417 - 3,991003	3,813210
32	3,991003 - 4,605654	4,298320

Tabelle D.1: Tabelle der Wellenlängenbereiche im solaren Spektralbereich nach Kato et al. (1999).

Fu und Liou (1992)

Nr.	Wellenlängenintervall	Zentrale Wellenlänge	Wellenzahlintervall	
	μm		cm^{-1}	
1	(0,20000 - 0,68966)	0,550	(50.000 -	14.500)
2	0,68966 - 1,29870	1,000	14.500 -	7.700
3	1,29870 - 1,90476	1,600	7.700 -	5.250
4	1,90476 - 2,50000	2,200	5.250 -	4.000
5	2,50000 - 3,50877	3,000	4.000 -	2.850
6	3,50877 - 4,00000	3,700	2.850 -	2.500
7	4,54545 - 5,26316	4,900	2.200 -	1.900
8	5,26316 - 5,88235	5,600	1.900 -	1.700
9	5,88235 - 7,14286	6,500	1.700 -	1.400
10	7,14286 - 8,00000	7,600	1.400 -	1.250
11	8,00000 - 9,09091	8,500	1.250 -	1.100
12	9,09091 - 10,20410	9,600	1.100 -	980
13	10,20410 - 12,50000	11,300	980 -	800
14	12,50000 - 14,92540	13,700	800 -	670
15	14,92540 - 18,51850	16,600	670 -	540
16	18,51850 - 25,00000	21,500	540 -	400
17	25,00000 - 35,71430	30,000	400 -	280
18	35,71430 - (100.000)	70,000	280 -	0

Tabelle D.2: *Tabelle der Wellenlängenbereiche im solaren und terrestrischen Spektralbereich nach Fu und Liou (1992).*

Literaturverzeichnis

- Ackerman, T. P. und O. B. Toon. Absorption of visible radiation in atmosphere containing mixture of absorbing and nonabsorbing particles. *Appl. Optics*, 20:3661–3668, 1981.
- Aden, A. L. und M. Kerker. Scattering of electromagnetic waves from two concentric spheres. *J. Appl. Phys.*, 22:1242–1246, 1951.
- Albrecht, B. und S. K. Cox. Procedures for Improving Pyrgometer Performance. *J. Appl. Meteor.*, 16:188–197, 1977.
- Albrecht, B. A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245:1227–1230, 1989.
- Albrecht, B., M. Poellot und S. K. Cox. Pyrgometer measurements from aircraft. *Rev. Sci. Instrum.*, 45:33–38, 1974.
- Anderson, T. L. et al. Performance Characteristics of a High-Sensitivity, Three-Wavelength, Total Scatter/Backscatter Nephelometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13:967–986, 1996.
- Anderson, T. L. und J. A. Ogren. Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer. *Aerosol Sci. Technol.*, 29:57–69, 1998.
- Andreae, M. O. The dark side of aerosols. *Nature*, 409:671–672, 2001.
- Ansmann, A., U. Wandinger, A. Wiedensohler und U. Leiterer. Lindenberg Aerosol Characterization Experiment 1998 (LACE 98): Overview. *J. Geophys. Res.*, 107:11–1 – 11–12, 2002. 8129, doi:10.1029/2000JD000233.
- Arking, A. Absorption of solar energy in the atmosphere: Discrepancy between model and observations. *Science*, 273:779–782, 1996.
- Arking, A. Bringing Climate Models into Agreement with Observations of Atmospheric Absorption. *J. Clim.*, 12:1589–1600, 1999a.
- Arking, A. The influence of clouds and water vapor on atmospheric absorption. *Geophys. Res. Lett.*, 26:2729–2732, 1999b.
- Bates, T. S. Preface (Special Section: ACE-1 Part 2). *J. Geophys. Res.*, 104:21645–21647, 1999.
- Bates, T. S., B. J. Huebert, J. L. Gras, F. B. Griffiths und P. A. Durkee. International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project’s First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1): Overview. *J. Geophys. Res.*, 103:16297–16318, 1998.
- Bates, T. S., P. K. Quinn, D. S. Covert, D. J. Coffman, J. E. Johnson und A. Wiedensohler. Aerosol physical properties and processes in the lower marine boundary layer: a comparison of shipboard sub-micron data from ACE-1 and ACE-2. *Tellus*, 52B:258–272, 2000.

- Bauer, S. J., R. Gutdeutsch, M. Hantel, H. Reuter, H. O. Rucker, G. Siedler, T. Spohn, R. Steinacker und W. Zenk. *Erde und Planeten*, Band 7 von *Lehrbuch der Experimentalphysik*. Walter de Gruyter, Berlin New York, 1. Auflage, 1997.
- Blome, H. J., J. Feitzinger, J. Hoell, W. Priester, H. Scheffler und F. Speer. *Sterne und Weltraum*, Band 8 von *Lehrbuch der Experimentalphysik*. Walter de Gruyter, Berlin New York, 1. Auflage, 1997.
- Bohren, C. F. und D. R. Huffman. *Absorption and Light scattering of Light by Small Particles*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1983.
- Bond, T. C., T. L. Anderson und D. Campbell. Calibration and intercomparison of filter-based measurements of visible light absorption by aerosols. *Aerosol Sci. Technol.*, 30:582–600, 1999.
- Bowker, D. E., R. E. Davis, D. L. Myrick, K. Stacy und W. T. Jones. Spectral Reflectances of Natural Targets for Use in Remote Sensing Studies. NASA Reference Publication 1139, Langley Research Center, Hampton, Virginia, 1985.
- Cahalan, R. F., W. Ridgway, W. J. Wiscombe, S. Gollmer und Harshvardhan. Independent Pixel and Monte Carlo Estimates of Stratocumulus Albedo. *J. Atmos. Sci.*, 51:3776–3790, 1994.
- Coakley, J. A. J., R. D. Cess und F. B. Yurevich. The effect of tropospheric aerosols on the earths radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, 40:116–138, 1983.
- Conant, W. C., V. Ramanathan, F. P. J. Valero und J. Meywerk. An Examination of the Clear-Sky Solar Absorption over the Central Equatorial Pacific: Observations versus Models. *J. Clim.*, 10: 1874–1884, 1997.
- Conant, W. C., A. M. Vogelmann und V. Ramanathan. The unexplained solar absorption and atmospheric H₂O: a direct test using clear-sky data. *Tellus*, 50A:525–533, 1998.
- d’Almeida, G. A., P. Koepke und P. Shettle. *Atmospheric Aerosols. Global climatology and radiative characteristics*. A. Deepack Publishing, Hampton, 1991.
- DeLuisi, J., K. Dehne, R. Vogt, T. Konzelmann und A. Ohmura. First results of the Baseline Surface Radiation Network (BSNR) broadband infrared radiometer intercomparison at FIRE II. In *Proc. Conf. Int. Radiation Symp. 92, Tallin, Estonia*, Seiten 559–564, 1992.
- Drummond, A. J., W. J. Scholes, J. M. Brown und R. E. Nelson. A new approach to the measurement of terrestrial longwave radiation. WMO Tech. Note 104, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1968. p. 383–387.
- Edwards, J. M. und A. Slingo. Studies with a flexible new radiation code. I. Choosing a configuration for a large-scale model. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 122:689–720, 1996.
- Epstein, P. R., H. F. Diaz, S. Elias, G. Grabherr, N. E. Graham, W. J. M. Martens, E. Mosley-Thompson und J. Susskind. Biological and Physical Signs of Climate Change: Focus on Mosquito-borne Diseases. *Bull. Am. Met. Soc.*, 79:409–417, 1998.
- Fiebig, M. *Das troposphärische Aerosol in mittleren Breiten - Mikrophysik, Optik und Klimaantrieb am Beispiel der Feldstudie LACE 98*. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München, 2001. DLR Forschungsbericht 2001-23.
- Foot, J. S. A New Pyrgeometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3:363–370, 1986.
- Freese, D. Emissions- und Extinktionseigenschaften niedriger Wolken in der arktischen Eisrandzone. Diplomarbeit, Universität Bremen, 1994.

- Fröhlich, C. The need for the characterisation of pyranometers. In *Proceedings of the International Energy Agency Meeting*, Norkopping, Sweden, 1984. International Energy Agency.
- Fu, Q. und K. N. Liou. Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 50:2008–2025, 1993.
- Fu, Q. An Accurate Parameterization of the Solar Radiative Properties of Cirrus Clouds for Climate Models. *J. Clim.*, 9:2058–2082, 1996.
- Fu, Q. und K. N. Liou. On the Correlated k -Distribution Method for Radiative transfer in Nonhomogeneous Atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 49:2139–2156, 1992.
- Fu, Q., P. Yang und W. B. Sun. An Accurate Parameterization of the Infrared Radiative Properties of Cirrus Clouds for Climate Models. *J. Clim.*, 11:2223–2237, 1998.
- Geiger, R., R. H. Aron und P. Todhunter. *The Climate Near the Ground*. Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, 5. Auflage, 1995.
- Halhore, R. N. und S. E. Schwartz. Comparison of observed and modelled direct aerosol forcing during TARFOX. *J. Geophys. Res.*, 105:20165–20177, 2000.
- Hänel, G. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. *Adv. Geophys.*, 19:73–188, 1976.
- Hansen, J., M. Sato und R. Ruedy. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102:6831–6864, 1997.
- Haywood, J. M., M. D. Schwarzkopf und V. Ramaswamy. Estimates of radiative forcing due to modeled increases in tropospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, 103:16999–17007, 1998.
- Haywood, J. und O. Boucher. Estimates of the Direct and Indirect Radiative Forcing due to Tropospheric Aerosols: A Review. *Rev. Geophys.*, 38:513–543, 2000.
- Heintzenberg, J., R. J. Charlson, A. D. Clarke, C. Liousse, V. Ramaswamy, K. P. Shine, M. Wendisch und G. Helas. Measurements and Modelling of Aerosol Single-Scattering Albedo: Progress, Problems and Prospects. *Beitr. Phys. Atmos.*, 70:249–263, 1997.
- Heintzenberg, J. und R. J. Charlson. Design and Applications of the Integrating Nephelometer: A Review. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13:987–1000, 1996.
- Hignett, P., J. P. Taylor, P. N. Francis und M. D. Glew. Comparison of observed and modeled direct aerosol forcing during TARFOX. *J. Geophys. Res.*, 104:2279–2287, 1999.
- Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell und C. A. Johnson, (Hrsg.). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001.
- Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, J. Bruce, H. Lee, B. A. Callander, E. F. Haites, N. Harris und K. Maskell, (Hrsg.). *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, IPCC, Geneva, Switzerland, 1994.
- House, L. L. und L. W. Avery. The Monte Carlo technique applied to radiative transfer. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 9:1579–1591, 1969.

- Hsu, N. C., J. R. Herman, J. F. Gleason, O. Torres und C. J. Seftor. Satellite Detection of Smoke Aerosols Over A Snow/Ice Surface By TOMS. *Geophys. Res. Lett.*, 26:1165–1168, 1999.
- Hu, Y. X. und K. Stamnes. An Accurate Parameterization of the Radiative Properties of Water Clouds Suitable for Use in Climate Models. *J. Clim.*, 6:728–742, 1993.
- Jacobson, M. Z. A physically-based treatment of elemental carbon optics: Implications for global direct forcing of aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, 27:217–220, 2000.
- Jacobson, M. Z. Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols. *J. Geophys. Res.*, 106:1551–1568, 2001.
- Jänicke, R. *Meteorologie: Physikalische und chemische Eigenschaften der Luft*, Band V/4b von *Landolt-Börnstein, Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik, Neue Serie*, Kapitel 9 Aerosol physics and chemistry. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 1988.
- Kato, S., T. P. Ackerman, E. E. Clothiaux, J. H. Mather, G. G. Mace, M. L. Wesely, F. Murcray und J. Michalsky. Uncertainties in modeled and measured clear-sky surface shortwave irradiances. *J. Geophys. Res.*, 102:25881–25898, 1997.
- Kato, S., T. P. Ackerman, J. H. Mather und E. E. Clothiaux. The k -distribution method and correlated- k approximation for a shortwave radiative transfer model. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 62:109–121, 1999.
- Kato, S. et al. A comparison of the aerosol thickness derived from ground-based and airborne measurements. *J. Geophys. Res.*, 105:14701–14717, 2000.
- Kaufman, Y. J. et al. Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) experiment. *J. Geophys. Res.*, 103:31783–31808, 1998.
- Keil, A., M. Wendisch und E. Brüggemann. Measured profiles of aerosol particle absorption and its influence on clear-sky solar radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, 106:1237–1247, 2001.
- Kerker, M., P. Schneider, D. D. Cooke und J. P. Kratochvil. Absorption index and color of colloidal hematite. *J. of Colloid and Interface Science*, 71:176–187, 1979.
- Kilsby, C. G. und J. S. Foot. Pyrgeometer Corrections due to Dome Transmission. MRF Technical Note 3, Meteorological Office, Meteorological Research Flight, Building Y46, Farnborough, Hampshire, GU14 6TD, 1991.
- Kimes, D. S., W. W. Newcomb, C. J. Tucker, I. S. Zonneveld, W. v. Wijngaarden, J. d. Leeuw und G. F. Epema. Directional Reflectance Factor Distributions for Cover Types of Northern Africa. *Remote Sens. Environ.*, 18:1–19, 1985.
- Kinne, S., R. Bergstrom, O. B. Toon, E. Dutton und M. Shiobara. Clear-sky atmospheric solar transmission: An analyses based on FIRE 1991 field experiment data. *J. Geophys. Res.*, 103:19709–19720, 1998.
- Klett, J. D. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Optics*, 20:211–220, 1981.
- Klett, J. D. Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Appl. Optics*, 24:1638–1643, 1985.
- Kneizys, F. X., E. P. Shettle, L. W. Abreu, J. H. Chetwynd, G. P. Anderson, W. O. Gallery, E. A. Selby und S. A. Clough. Users guide to LOWTRAN-7. Technical Report AFGL-TR-88-0177, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, MA, USA, 1988.

- Kondratyev, K. Y. *Radiation in the Atmosphere*, Band 12 von *International Geophysics Series*. Academic Press, New York and London, 1969.
- Kriebel, K. T. Measured Spectral Bidirectional Reflection Properties of Four Vegetated Surfaces. *Appl. Optics*, 17:253–259, 1978.
- Kylling, A. und B. Mayer. libRadtran - library for radiative transfer, frei verfügbare Version. Im Internet: <http://www.libradtran.org>, 2001. Version 0.99.
- Laube, M. und H. Höller. *Meteorologie: Physikalische und chemische Eigenschaften der Luft*, Band V/4b von *Landolt-Börnstein, Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik, Neue Serie*, Kapitel 5 Cloud physics. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 1988.
- Leiterer, U., H. Dier und T. Naebert. Improvements in Radiosonde Humidity Profiles Using RS80/RS90 Radiosondes of Vaisala. *Beitr. Phys. Atmos.*, 70:319–336, 1997.
- Leiterer, U., M. Weller, J. Urban und T. Naebert. Quality assurance of aerosol optical thickness monitoring for the Lindenberg sunphotometer types BAS and ABAS, WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-1994). Instruments and observing methods report no. 57, wmo/td no. 588, WMO, Geneva, Switzerland, 1994. pp. 201–206.
- Li, Z., H. G. Leighton und R. D. Cess. Surface Net Solar Radiation Estimated from Satellite Measurements: Comparisons with Tower Observations. *J. Clim.*, 6:1764–1772, 1993.
- Liao, H. und J. H. Seinfeld. Effect of clouds on direct aerosol radiative forcing of climate. *J. Geophys. Res.*, 103:3781–3788, 1998.
- Liou, K. N. *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere*, Band 22 von *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*. Oxford University Press, 1992.
- Lorenz, D., P. Wendling, P. Burkert, F. Fergg und G. Wildgruber. The Chopped Pyrgeometer. A New Step in Pyrgeometry. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13:114–125, 1996.
- Mayer, B. I3RC phase 1 results from the MYSTIC Monte Carlo model. In *I3RC workshop, Tucson, Arizona, November 17-19, 1999*, 1999.
- Mayer, B. I3RC phase 2 results from the MYSTIC Monte Carlo model. In *I3RC workshop, Tucson, Arizona, November 15-17, 2000*, 2000.
- McClatchey, R. A. M., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz und S. Garing. Optical properties of the atmosphere (3rd edn.). Technical Report AFCRL-72-0497, Air Force Cambridge Research Laboratory, Bedford, Mass., 1972.
- Mie, G. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Physik*, 25: 377–445, 1908.
- Mishchenko, M. I., A. A. Lacis, B. E. Carlson und T. L. D. Nonsphericity of dust-like tropospheric aerosols: implications for aerosol remote sensing and climate modeling. *Geophys. Res. Lett.*, 22: 1077–1080, 1995.
- Mörl, P., M. E. Reinhardt, W. Renger und R. Schellhase. The use of the airborne LIDAR systems “ALEX F1” for aerosol tracing in the lower troposphere. *Beitr. Phys. Atmos.*, 54:403–410, 1991.
- Neckel, H. und D. Labs. The solar radiation between 3300 and 12500 Å. *Solar Phys.*, 90:205–258, 1984.

- Nemesure, S., R. Wagener und S. E. Schwartz. Direct shortwave forcing of climate by the anthropogenic sulfate aerosol: Sensitivity to particle size, composition, and relative humidity. *J. Geophys. Res.*, 100:26105–26116, 1995.
- Ohmura, A. et al. Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research. *Bull. Am. Met. Soc.*, 79:2115–2136, 1998.
- Ouimette, J. R. und R. C. Flagan. The extinction coefficient of multicomponent aerosols. *Atm. Env.*, 16:2405–2419, 1982.
- Paltridge, G. W. und C. M. R. Platt. *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*, Band 5 von *Developments in Atmospheric Science*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam Oxford New York, 1976.
- Penner, J. E., C. C. Chuang und K. Grant. Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols. *Climate Dynamics*, 14:839–851, 1998.
- Philipona, R., C. Fröhlich und C. Betz. Characterization of pyrgeometers and the accuracy of atmospheric long-wave radiation measurements. *Appl. Optics*, 34:1598–1605, 1995.
- Philipona, R. Sky-scanning radiometer for absolute measurements of atmospheric long-wave radiation. *Appl. Optics*, 40:2376–2383, 2001.
- Philipona, R. et al. Atmospheric longwave irradiance uncertainty: Pyrgeometers compared to an absolute sky-scanning radiometer, atmospheric emitted radiance interferometer, and radiative transfer model calculations. *J. Geophys. Res.*, 106:28129–28141, 2001.
- Philipona, R. et al. The Baseline Surface Radiation Network Pyrgeometer Round-Robin Calibration Experiment. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15:687–696, 1998.
- Pilinis, C., S. Pandis und J. H. Seinfeld. Sensitivity of direct climate forcing by atmospheric aerosols to aerosol size and composition. *J. Geophys. Res.*, 100:18739–18754, 1995.
- Pincus, R. und M. Baker. Precipitation, solar absorption, and albedo susceptibility in marine boundary layer clouds. *Nature*, 372:250–252, 1994.
- Prospero, J. M., R. J. Charlson, V. Mohnen, R. Jaenicke, A. C. Delany, J. Moyers, W. Zoller und K. Rahn. The atmospheric aerosol system: An overview. *Rev. Geophys.*, 21:1607–1629, 1983.
- Pruppacher, H. R. und J. D. Klett. *Microphysics of clouds and precipitation*. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 1978. 714 pp.
- Quenzel, H. An integrated program to compare the measured with the calculated atmospheric radiation field. In *Proceed. Int. Rad. Symp., Sendai*, 1972.
- Raes, F., T. Bates, F. McGovern und M. Van Liedekerke. The 2nd Aerosol Characterization Experiment (ACE-2): general overview and main results. *Tellus*, 52 B:111–125, 2000.
- Rahman, H., B. Pinty und M. M. Verstraete. Coupled Surface-Atmosphere Reflectance (CSAR) Model 2. Semiempirical Surface Model Usable With NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer Data. *J. Geophys. Res.*, 98:20791–20801, 1993a.
- Rahman, H., M. M. Verstraete und B. Pinty. Coupled Surface-Atmosphere Reflectance (CSAR) Model 1. Model Description and Inversion on Synthetic Data. *J. Geophys. Res.*, 98:20779–20789, 1993b.

- Raschke, E. Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre - Bericht über ein von 1970 bis 1977 gefördertes Schwerpunktprogramm. Technical report, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Kennedyallee 40, Bonn, 1978.
- Rogers, R. R. *A short course in cloud physics*. Pergamon Press, 1976. 227 pp.
- Ruppersberg, G. H., M. Kerscher, M. Noormohamadian, U. G. Oppel und W. Renger. The influence of Multiple Scattering on Lidar Returns by Cirrus Clouds and an Effective Inversion Algorithm for the Extinction Coefficient. *Beitr. Phys. Atmos.*, 70:91–107, 1997.
- Russell, P. B., J. M. Livingston, P. Hignett, S. Kinne, J. Wong, A. Chien, R. Bergstrom, P. Durkee und P. V. Hobbs. Aerosol-induced radiative flux changes off the United States mid-Atlantic coast: Comparison of values calculated from sunphotometer and in situ data with those measured by airborne pyranometer. *J. Geophys. Res.*, 104:2289–2307, 1999.
- Saunders, R. W., G. Brogniez, J. C. Buriez, R. Meerkötter und P. Wendling. A Comparison of Measured and Modeled Broadband Fluxes from Aircraft Data during the ICE '98 Field Experiment. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 9:391–406, 1992.
- Saunders, R. W., J. S. Foot, C. G. Kilsby und J. H. Seymour. Report of Broad-Band Radiative Fluxes Working Group. MRF Technical Note 5, Meteorological Office, Meteorological Research Flight, Building Y46, Farnborough, Hampshire, GU14 6TD, 1991.
- Seinfeld, J. H. und S. N. Pandis. *Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change*. John Wiley & Sons, New York, 1998. pp. 1326.
- Sokolik, I. N. und O. B. Toon. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelenghts. *J. Geophys. Res.*, 104:9423–9444, 1999.
- Spänkuch, D., W. Döhler und J. Güldner. Effect of coarse biogenic aerosol on downwelling infrared flux at the surface. *J. Geophys. Res.*, 105:17341–17350, 2000.
- Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe und K. Jayaweera. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Optics*, 27:2502–2509, 1988.
- Stevermer, A. J., I. V. Petropavlovskikh, J. M. Rosen und J. J. DeLuisi. Development of a global stratospheric aerosol climatology: Optical properties and applications for UV. *J. Geophys. Res.*, 105:22763–22776, 2000.
- Thekaekara, M. P. Extraterrestrial Solar Spectrum, 3000-6100 Å at 1-Å Intervals. *Appl. Optics*, 13:518–522, 1974.
- Toon, O. B., J. B. Pollack und K. N. H. Khare. The optical constants of several atmospheric aerosol species: Ammonium sulfate, aluminum oxide, and sodium chloride. *J. Geophys. Res.*, 81: 5733–5748, 1976.
- Topographische Karte 1 : 50 000 Normalausgabe L3950 Beeskow, 1994a.
- Topographische Karte 1 : 50 000 Normalausgabe L4150 Lieberose, 1994b.
- Topographische Karte 1 : 50 000 Normalausgabe L4152 Peitz, 1994c.
- Topographische Karte 1 : 50 000 Normalausgabe L3750 Fürstenwalde/Spree, 1995a.
- Topographische Karte 1 : 50 000 Normalausgabe L3952 Eisenhüttenstadt, 1995b.

- Topographische Karte 1 : 50 000 Normalausgabe L3752 Frankfurt(Oder), 1998.
- Twomey, S. A., M. Piepgrass und T. L. Wolfe. An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, 36B:356–366, 1984.
- VanHoosier, M. E. und G. E. Brueckner. Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor (SUSIM): Calibration Results from Spacelab 2 . In *Proceedings of the 8th Workshop on Vacuum Ultraviolet Radiometric Calibration of Space Experiments*, 1987.
- VanHoosier, M. E., J.-D. F. Bartoe, G. E. Brueckner und D. K. Prinz. Absolute Solar Spectral Irradiance 120 nm-400 nm (Results from the Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor-SUSIM-Experiment on Board Spacelab 2). *Astro. Lett. and Communications*, 27:163–168, 1988.
- Wandinger, U. et al. Optical and microphysical characterization of biomass-burning and industrial-pollution aerosols from multiwavelength lidar and aircraft measurements. *J. Geophys. Res.*, 107: 7-1 – 7-20, 2002. 8125, doi:10.1029/2000JD000202.
- Wardle, D. I., L. Dahlgren, K. Dehne, L. Liedquist, L. J. B. McArthur, Y. Miyake, O. Motschka, C. A. Velds und C. V. Wells. Improved Measurement of Solar Irradiance by Means of Detailed Pyranometer Characterisation. Technical Report IEA-SHCP-9C-2, International Energy Agency, 1996. Solar Heating and Cooling Programme Task 9: Solar Radiation and Pyranometry.
- Wehrli, C. Extra-Terrestrial Solar Spectrum. Publication 615, Physikalisch-Meteorologisches Observatorium and World Radiation Center PMOD/WRC, CH-7260 Davos-Dorf, Switzerland, 1985.
- Wendisch, M. et al. Aerosol-radiation interaction in the cloudless atmosphere during LACE 98, 1. Measured and calculated solar and spectral surface insulations. *J. Geophys. Res.*, 107:6-1 – 6-20, 2002. 8124, doi:10.1029/2000JD000226.
- Wendisch, M., D. Müller, D. Schell und J. Heintzenberg. An Airborne Spectral Albedometer with Horizontal Stabilization. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18:1856–1866, 2001.
- Wiscombe, W. An absorbing mystery. *Nature*, 376:466–467, 1995.
- Wiscombe, W. Mie Programm, frei verfügbare Version. Im Internet: http://atol.ucsd.edu/~pflatau/scatlib/codes/wiscombe/Exact_Mie/miev.zip, 1996.
- WMO. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, WCRP. Technical Report WMO/TD-24, World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland, 1986.
- Zdunkowski, W. und G. Korb. Numerische Methoden zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung. *promet*, 2/3:26–39, 1985.
- Zender, C. S., B. Bush, S. K. Pope, A. Bucholtz, W. D. Collins, J. T. Kiehl, F. P. J. Valero und J. Vitko Jr. Atmospheric absorption during the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Enhanced Shortwave Experiment (ARESE). *J. Geophys. Res.*, 102:29901–29915, 1997.

Lebenslauf

	Name	Armin Stifter
	Anschrift	Rechbergstr. 7 89281 Illereichen
	geboren am	13.11.1971
	in	Babenhausen (Unterallgäu)
	Schulausbildung	Sept. 1978 - Juli 1982 Grundschule Altstadt/Iller Sept. 1982 - Juli 1991 Kolleg der Schulbrüder Illertissen Juli 1991 (Gymnasium) Abitur
	Studium	Okt. 1991 - Jan. 1997 Physik-Studium an der Universität Ulm. Januar 1997 Diplom (Physik) Thema der Diplomarbeit: Experimentelle Untersuchungen zur Zweiphotonen-Zeemanspektroskopie an freien Atomen.
		April 1997 - April 1998 Wirtschaftsmathematik-Studium an der Universität Ulm.
	Tätigkeiten	April 1998 - Aug. 2001 Doktorand im Institut für Physik der Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Oberpfaffenhofen.
		seit Dezember 2001 Wissenschaftlicher Mitarbeiter im Institut für Physik der Atmosphäre des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Oberpfaffenhofen.