

Bestimmung der Solarstrahlung unter Wolken aus Daten des Satelliten Meteosat-8

Von der Fakultät
Mathematik und Naturwissenschaften der
Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
(Dr.rer.nat)
angenommene Dissertation

von
Rolf Kuhlemann

geboren am
9. Juni 1967 in Belm bei Osnabrück

Erstgutachter: Prof. Dr. Jürgen Parisi
Zweitgutachterin: Prof. Dr. Ulrike Feudel

Tag der Disputation: 24.11.2006

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| I | Einleitung: Satellitendaten und Sonneneinstrahlung | 1 |
| II | Das Heliosat-Verfahren am Beispiel von Meteosat-7 | 4 |
| 1 | Normierung | 5 |
| 1.1 | Radiometeroffset | 5 |
| 1.2 | Die Beleuchtungskorrektur | 6 |
| 1.3 | Atmosphärenkorrektur | 7 |
| 2 | Bodenreflektion | 9 |
| 2.1 | Iteration der Bodenreflektivität | 9 |
| 2.2 | Iterationsfehler | 11 |
| 2.3 | Zeitliche Variation der gemittelten Bodenreflektivität | 13 |
| 2.4 | Prüfung von Anisotropieeffekten mit dem Strahlungstransportprogramm 6S | 17 |
| 3 | <i>Cloud Index</i> und <i>Clearsky Index</i> | 20 |
| 4 | <i>Clearsky</i>-Modell und Globalstrahlung | 22 |
| 5 | Ergebnisse für Meteosat-7 | 25 |
| 6 | Zukünftige Möglichkeiten | 30 |
| III | Das Heliosat-Verfahren angewendet auf Meteosat-8 | 32 |
| 7 | Vorbereitungen | 33 |
| 8 | Normierung und Atmosphärenkorrektur | 34 |
| 9 | Geolokation und Kolokation | 37 |
| 9.1 | Geolokation | 37 |
| 9.2 | Kolokation | 39 |
| 10 | Optimierung der Parameter des Heliosat-Verfahrens | 41 |
| 10.1 | Halbwertsbreite σ_g und maximale Wolkenreflektivität ρ_c^{\max} | 41 |
| 10.2 | Schattenwurfdetektion | 44 |
| 11 | Vom <i>Cloud Index</i> zur Globalstrahlung | 46 |
| 12 | Ergebnisse für Meteosat-8 (HRV) | 48 |
| 12.1 | Meteosat-8 (HRV) im Vergleich zu Meteosat-7 | 48 |
| 12.2 | Atmosphärenkorrektur | 52 |

| | | |
|-----------|---------------------------------------------------------------------|------------|
| 12.3 | Schattendetektionsverfahren | 55 |
| 12.4 | Zusammenfassung | 59 |
| 13 | Weitere Verbesserungen und Ausblick | 59 |
| IV | Parametrisierter Strahlungstransport: Das Heliosat-3 Projekt | 63 |
| 14 | Der wolkenfreie Himmel: Das SOLIS-Verfahren | 63 |
| 14.1 | Strahlungstransportparametrisierung mit SOLIS | 64 |
| 14.2 | Ergebnisse für den Standort Vaulx-en-Velin | 66 |
| 14.3 | Zukünftige Möglichkeiten | 70 |
| 15 | Der völlig bewölkte Himmel: Das CloudS-Verfahren | 71 |
| 15.1 | Sensitivitätsstudien mit SBDART | 73 |
| 15.2 | Strahlungstransportparametrisierung mit CloudS | 76 |
| 15.3 | Validierung mit Bodendaten für Vaulx-en-Velin | 80 |
| 16 | Alle Wettersituationen: Das SOLIS+CloudS-Verfahren | 88 |
| 17 | Zukünftige Möglichkeiten für SOLIS+CloudS | 92 |
| V | Zusammenfassung der Ergebnisse | 95 |
| 18 | Deutsch | 95 |
| 19 | English | 98 |
| VI | Anhang | 100 |
| A | Daten und Datenqualität | 100 |
| A.1 | Verbesserung der Datenbasis | 100 |
| A.2 | Verzerrungskorrekturen | 100 |
| B | Verhältnisse im Sonnensystem | 106 |
| B.1 | Geometrie zwischen Sonne, Satellit und Erde | 106 |
| B.1.1 | Sonnensatellitenwinkel | 106 |
| B.1.2 | Lokalisierung von Satellitenpixeln | 107 |
| B.2 | Zeitangaben | 108 |
| B.3 | Exzentrizität und Einstrahlung | 112 |
| C | Strahlungstransport durch die Erdatmosphäre | 114 |
| C.1 | Streuprozesse | 114 |
| C.2 | Optische Dicke durch Aerosole | 115 |

| | | |
|------------|--------------------------------------------------------------------|------------|
| D | Verschiedenes | 116 |
| D.1 | Bodenreflektivität ρ_g und der Parameter σ_g | 116 |
| D.2 | Schnee bei der Validierung des Heliosat-Verfahrens | 117 |
| D.3 | Sensitivitätsstudien: λ -Variation | 118 |
| E | Fehleranalyse und Mittelungen | 119 |
| E.1 | Fehlermaße beim Vergleich zweier Zeitreihen | 119 |
| E.2 | Qualitätssicherung und Mittelungskonventionen | 122 |
| VII | Literaturverzeichnis | 125 |

Teil I

Einleitung: Satellitendaten und Sonneneinstrahlung

Die Nutzung regenerativer Energiequellen spielt vor dem Hintergrund schwindender Ressourcen fossiler Energieträger und von Konflikten um deren Verteilung eine stetig wachsende Rolle für den weiter wachsenden Energiebedarf der Menschheit. Als solche können der Strahlungsstrom von der Sonne, die im Erdinneren gespeicherte, geothermische Wärme und die in der Rotation der Erde gespeicherte Energie gelten. Der Nutzung indirekt durch die Sonne gespeister Energiequellen wie Wind, Wasser und Biomasse stehen direkte Nutzungsmöglichkeiten gegenüber. Die photovoltaische Umwandlung in elektrischen Strom (PV) und die Erwärmung von Fluiden für solarthermische Anwendungen stellen solche direkten Optionen dar.

Die technische Optimierung von Anlagen zur Nutzung und Umwandlung von Solarenergie hängt von einer genauen Kenntnis der lokalen Einstrahlungsverhältnisse und deren zeitlicher Variation ab. Um beispielsweise den Ertrag einer PV-Anlage mit einer Genauigkeit von rund 5% prognostizieren zu können, bedarf es Strahlungszeitreihen von mehr als 10 Jahren und dies, wenn möglich, einschließlich der Informationen über die direkte und diffuse Komponente der Sonneneinstrahlung.

Bodenmessungen sind kosten- und wartungsintensiv und setzen gut ausgebildetes Personal voraus. Entsprechend sind sie nicht an jedem Ort potentieller Nutzung möglich. Auch der Extrapolation von Meßdaten auf andere Orte sind Grenzen gesetzt und immer mit sinkender Genauigkeit verbunden. Dies gilt umso mehr im Hinblick auf jene Teile der Erde, in denen die Menschen nicht in der Lage sind, entsprechende Geräte zu erwerben und zu betreiben, und die zum Teil bis heute nicht über Energieversorgungsstrukturen verfügen.

Neben der großflächigen Ermittlung von Einstrahlungsverhältnissen anhand geeigneter Daten der Vergangenheit rückt heute die Prognose der zukünftigen Einstrahlung mit wachsender Komplexität der Energieversorgungsstrukturen immer mehr ins Blickfeld. Das Management dezentral bereitgestellter und fluktuierender Energieströme setzt solche Prognosen voraus, insbesondere wenn fossile und nukleare Kraftwerkseinheiten nicht parallel weiterlaufen, sondern zurückgefahren und schließlich abgeschaltet werden sollen. Die effiziente Integration regenerativer Energiebereitstellungstechnik und die Optimierung des Netzmanagements ist deshalb auf die Vorhersage künftig verfügbarer Energiemengen angewie-

sen. Zusätzlich ermöglicht der Vergleich zwischen erwartetem und eingetretenem Energieangebot die Detektion von Systemfehlern und -ausfällen und trägt insofern zur Erhöhung der Verfügbarkeit bei.

Dem beschriebenen Bedarf an zeitnahen, großflächigen Informationen über Einstrahlungsverhältnisse können Satellitendaten Rechnung tragen. Das 1986 erstmals veröffentlichte [1] und später in vielfältiger Hinsicht weiterentwickelte Heliosat-Verfahren verarbeitet die Informationen der geostationären Satelliten Meteosat-5 bis Meteosat-7 in statistischer Weise. Trotz der mit rund 36000 km großen Entfernung geostationärer Orbits von der Erdoberfläche und der stark vereinfachten Annahmen über den Strahlungstransport innerhalb der Erdatmosphäre sind die Resultate vielversprechend [2, 3].

Eine weitere Verbesserung sollte sich aus der Verwendung von Daten des im August 2002 gestarteten Satelliten Meteosat-8, der einer neuen Generation meteorologischer Satelliten (Meteosat Second Generation (MSG)) angehört, ergeben, denn neben einer größeren Zahl spektraler Kanäle verfügt dieser Satellit über einen breitbandigen, hochauflösenden Kanal im sichtbaren Bereich des elektromagnetischen Spektrums. Eine vierfach erhöhte radiometrische Auflösung, eine verdoppelte zeitliche und eine deutlich erhöhte räumliche Auflösung ($1 * 1 \text{ km}^2$)¹ gegenüber Meteosat-7 ($2,5 * 2,5 \text{ km}^2$) stellen gute Voraussetzungen für die Verbesserung der Qualität der abgeleiteten Einstrahlungsdaten dar. Ein wesentlicher Teil dieser Arbeit befaßt sich entsprechend mit den neuen Möglichkeiten und gemachten Erfahrungen bei Verwendung der hochauflösenden Daten des Satelliten Meteosat-8 innerhalb des Heliosat-Verfahrens. Auch soll die Frage beantwortet werden, wie sich die verbesserten Möglichkeiten quantitativ niederschlagen und ob so den verschiedenen Bedürfnissen möglicher Anwender Rechnung getragen werden kann.

Das Heliosat-Verfahren ermittelt die Einstrahlungsverhältnisse am Erdboden für den wolkenfreien Fall und gewichtet diese statistisch für den wolkenbezogenen Fall mit Hilfe monatlicher Werte für die mittlere Bodenreflektivität und aktuell festgestellter Wolkenreflektivitäten in Form sogenannter *Cloud Indices*. Der wolkenfreie Fall berücksichtigt neben den geometrischen Verhältnissen zwischen betrachtetem Ort (Pixel), Sonne und Satellit nur noch räumlich und zeitlich gemittelte Werte der atmosphärischen Trübung, die Einflüsse von Bestandteilen der Atmosphäre, insbesondere von Wasserdampf und Aerosolen, zusammenfassen. Schließlich wird noch ein variabilitätsabhängiges Modell verwendet, um zwischen direktem und diffusem Anteil der Einstrahlung zu unterscheiden [4].

Um in Zukunft noch genauere Informationen des genannten Typs bereitstellen zu können, erscheint es sinnvoll, weitere Informationen über den aktuellen Zustand der Atmosphäre in das Verfahren aufzunehmen oder sogar die statistischen

¹Gemeint ist die räumliche Auflösung am Erdboden direkt unter dem Satelliten am Äquator.

Verfahrensteile durch solche zu ersetzen, die aktuelle Zustandsinformationen verarbeiten. Eine Möglichkeit dazu ist durch die erhebliche Zahl von Kanälen im infraroten Spektralbereich an Bord von Meteosat-8 gegeben. Unter Verwendung der am *Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR) entwickelten APOLLO-Software ist es möglich, bestimmte physikalische Eigenschaften von Wolken, insbesondere deren optische Dicke, zu ermitteln [5]. Ein weiterer Teil dieser Arbeit beschäftigt sich deshalb mit der Entwicklung eines neuen Moduls zu Einstrahlungsberechnung unter Wolken unter Verwendung der von APOLLO gelieferten, aus Meteosat-8 Daten abgeleiteten Informationen über Wolkenverhältnisse und -eigenschaften. Die Frage der Genauigkeit dieser Ergebnisse im Vergleich zum alten Heliosat-Verfahren steht hier im Vordergrund.

Zur Anwendung wird dabei ein von R. W. Müller et al. entwickeltes Verfahren [6] zur Bestimmung der Einstrahlungsverhältnisse im wolkenfreien Fall kommen, welches im Rahmen des EU-Projekts *Heliosat-3* entstanden ist, in das auch diese Arbeit eingebunden war. Dieses Verfahren (**SOLIS**) verwendet statt der genannten Trübungskarten Informationen über den Ozon-, Wasserdampf- und Aerosolgehalt der Atmosphäre, um die Einstrahlungsverhältnisse am Erdboden zu ermitteln. Diese Informationen können jedoch nur mit wesentlich tiefer kreisenden Satelliten, wie ERS-2 oder ENVISAT in ca. 800 km Höhe, gewonnen werden. Dieser Umstand bedingt zwar eine wesentlich geringere räumliche und zeitliche Auflösung verglichen mit Meteosat-8 Daten, stellt jedoch gegenüber den gemittelten grob aufgelösten Trübungskarten einen erheblichen Fortschritt dar.

In den folgenden Kapiteln soll zunächst das bisher verwendete Heliosat-Verfahren erklärt werden, und zwar anhand der Prozessierung von Daten des Satelliten Meteosat-7. Dann wird es auf die hochauflösenden Daten von Meteosat-8 angewandt und die nötigen Anpassungsschritte durchgeführt. Nachdem alle nötigen Verfahrensparameter bestimmt worden sind, müssen einige bei den hochauflösenden Daten von Meteosat-8 neu aufgetretene Probleme gelöst werden. Dies gilt insbesondere für die Behandlung von Wolkenschatten. Nach einer Analyse der erzielten Ergebnisse, dienen diese als Qualitätsmaßstab für die im Heliosat-3 Projekt neu entwickelten Verfahren.

Aufbauend auf dem von R. W. Müller neu entwickelten **SOLIS**-Verfahren für den wolkenfreien Himmel wird eine Parametrisierung des Strahlungstransports durch geschlossene Wolkendecken durchgeführt (**CloudS**) und mit Hilfe von Bodendaten validiert. Dann wird die Validierung auf alle Bewölkungssituationen ausgedehnt und die Ergebnisse des kombinierten **SOLIS+CloudS**-Verfahrens mit dem Heliosat-Verfahren verglichen. Abschließend folgt eine Zusammenstellung der möglichen und gegebenenfalls nötigen nächsten Forschungs- und Entwicklungsschritte.

Teil II

Das Heliosat-Verfahren am Beispiel von Meteosat-7

Das Heliosat-Verfahren stellt ein Verfahren zur Bestimmung der Einstrahlungsverhältnisse am Erdboden unter Verwendung der Daten geostationärer Satelliten dar. Diese Eingangsdaten enthalten Informationen über die relative Intensität eines Pixels - integriert über den Wellenlängenbereich eines Meßkanals und gewichtet mit dessen Sensibilität - die Aufnahmezeit eines Bildes und die Eckdaten dieses Bildes. Dies sind die Lage des Bildausschnitts im Gesamtausschnitt des Satelliten und die räumliche Auflösung desselben.²

Mit Hilfe dieser Informationen und der geometrischen Verhältnisse zwischen geostationärem Satelliten und Erde läßt sich der Aufnahmezeitpunkt und die geographische Länge und Breite jedes Pixels bestimmen (Details siehe Anhang B.1.2). Die geometrischen Verhältnisse zwischen Erde und Sonne erlauben außerdem die Bestimmung des aktuellen Sonnenstands für jedes Pixel und damit die Normierung der gemessenen Grauwerte. Die Normierung besteht zunächst in einer Beleuchtungskorrektur, die vom Sonnenstand und der Entfernung zwischen Erde und Sonne abhängt. Diese Korrektur stellt die statistische Vergleichbarkeit gemessener Pixelgrauwerte her. Die Grauwerte werden außerdem um den Offset des Meßgeräts am Satelliten korrigiert, und die gemessenen Intensitäten können zusätzlich mit einem Atmosphärenoffset modifiziert werden, der den Einfluß der Atmosphäre zusammenfaßt.

Der nächste Verfahrensschritt besteht darin, zwischen Erdboden und Wolken zu unterscheiden, indem die monatliche Zeitreihe der Grauwerte für jedes Pixel statistisch ausgewertet wird. Charakteristische Merkmale in den entsprechenden Grauwertverteilungen erlauben dabei die Zuordnung einer zeitlich gemittelten Bodenreflektivität zu jedem Pixel sowie die Charakterisierung des aktuellen Bewölkungsgrads durch einen sogenannten *Cloud Index*. Durch Gewichtung mit diesen *Cloud Indizes* kann von der Einstrahlung bei unbewölktem Himmel auf diejenige bei bewölktem umgerechnet werden. Entsprechend wird für den unbewölkten Fall ein sogenanntes *Clearsky-Modell* benötigt, mit dessen Hilfe die Umrechnung auf Globalstrahlungswerte auf die horizontale Fläche für alle Bewölkungssituationen gelingt.

Im folgenden sollen alle Verfahrensschritte anhand ihrer Anwendung auf Meteosat-7 Daten erklärt werden, ehe die Übertragung auf Meteosat-8 in Teil III folgt. Außerdem sollen die Grenzen und Mängel des Verfahrens aufgezeigt werden.

²Mängel der empfangenen und gespeicherten Satellitendaten können durch verschiedene Maßnahmen zur Verbesserung der Qualität zum Teil kompensiert werden (siehe Anhang A).

1 Normierung

Die Normierung der gemessenen Grauwerte C jedes Pixels der Satellitenbilder wird folgendermaßen vorgenommen:

$$\rho = \frac{C - C_0}{\epsilon_t * \cos(\Theta_\odot)} \quad C_0 = C_R + C_{Atmo}. \quad (1)$$

Die Beleuchtungskorrektur im Nenner berücksichtigt die Einstrahlungsrichtung mit dem Sonnenzenithwinkel Θ_\odot und die jahreszeitliche Schwankung der Einstrahlungsintensität mit der Exzentrizität der Erdbahn ϵ_t . Auf diese Weise wird die statistische Vergleichbarkeit der normierten, relativen Reflektivitäten ρ sowohl räumlich (verschiedene Pixel) als auch zeitlich hergestellt.

Bei der Korrektur C_0 der gemessenen Grauwerte unterscheiden sich die verschiedenen Typen des Heliosat-Verfahrens. Während die ursprüngliche Version von Cano et al. [1] noch eine Konstante verwendete, zerlegten Beyer et al. [7] diese in einen Radiometeroffset C_R und eine Atmosphärenkorrektur C_{Atmo} , die die Atmosphärenrückstreuung gemittelt zusammenfaßt.

Zur Bestimmung von C_R und C_{Atmo} werden Meerespixel verwendet, die in guter Näherung nicht reflektieren, wenn der Meeresgrund tief genug ist. Beyer et al. [7] bestimmten den Radiometeroffset und die Atmosphärenkorrektur auf diese Weise noch gemeinsam. Nach einer genauen Kalibrierung der realen Radiometer durch Moulin et al. [8] wurde zur Beschreibung der atmosphärischen Rückstreuung nur noch die Atmosphärenkorrektur $C_{Atmo} = C_{Atmo}(\Theta_\odot, \Phi_S, \Psi)$ mit zusätzlichen Abhängigkeiten von Satellitenzenithwinkel Φ_S und Sonnensatellitenwinkel Ψ herangezogen. Auf die gleiche Weise konnte das Verfahren schließlich von A. Hammer sogar auf tiefe Sonnenstände erweitert werden [9].

Die Bestimmung und Wirkung der verschiedenen Normierungselemente soll im folgenden erläutert werden.

1.1 Radiometeroffset

Während A. Hammer aus Meßdaten des Satelliten Meteosat-5 einen Radiometeroffset von $C_R = 5$ ableitete [9], führte eine Untersuchung in dieser Arbeit anhand der Meteosat-7 Daten aus dem Jahre 1998 zu einem Offset des Radiometers von $C_R = 4$.

Diese Untersuchung wurde mit Hilfe von Aufnahmen morgens und abends durchgeführt, die zum Teil unbeleuchtete Teile des Globus aufweisen, so daß die dort registrierten Grauwerte den Offset des Radiometers widerspiegeln. In Abbildung 1 sind die entsprechenden Häufigkeitsverteilungen für einige Tage im Oktober 1998 aufgetragen.

Der Radiometeroffset ist nicht völlig konstant. Er kann sich nicht nur von Satellit zu Satellit, sondern auch im Lauf der Jahre durch Alterung bei demselben Satelliten ändern [8].

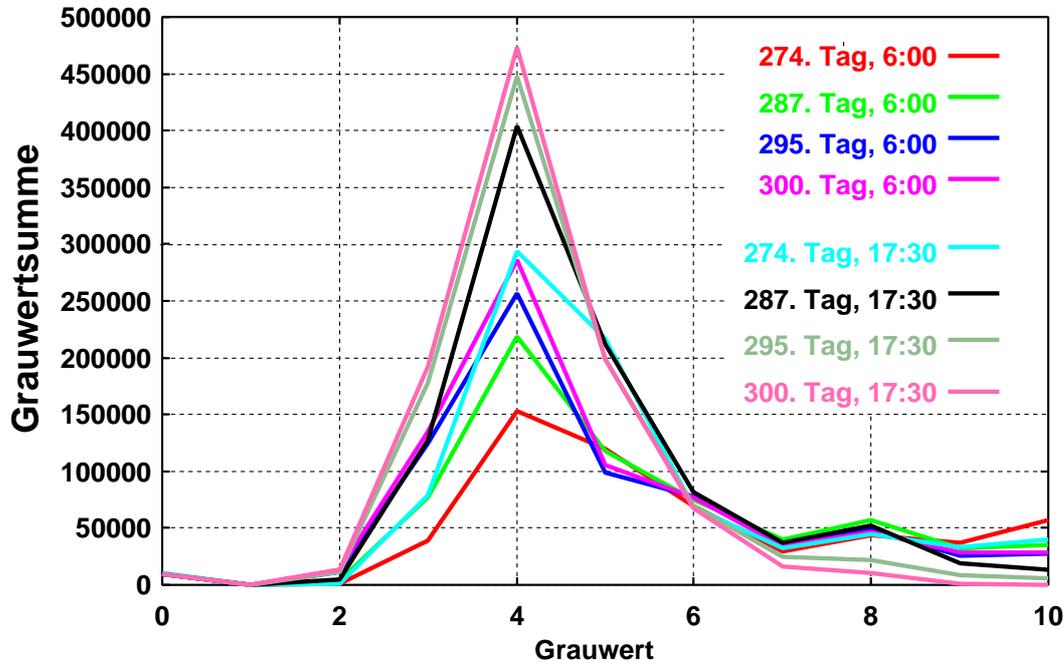


Abbildung 1: Bestimmung des Radiometeroffsets von Meteosat-7 mit Hilfe einiger Morgen und Abende des Europaausschnitts im Oktober 1998.

1.2 Die Beleuchtungskorrektur

Der Kosinusterm innerhalb der Beleuchtungskorrektur $1/\epsilon_t \cos(\Theta_\odot)$ stellt die statistische Vergleichbarkeit der gemessenen Grauwerte her, indem sie so umgerechnet werden, als seien die Pixel alle senkrecht beleuchtet worden. Die Erweiterung des Heliosat-Verfahrens auf hohe Sonnenzenithwinkel Θ_\odot bis zu 88.5° nach A. Hammer [9] hat zur Folge, daß durch die Beleuchtungskorrektur Faktoren zwischen 1 und 40 erzeugt werden können. Entsprechend kann ein Grauwert im Grauwertspektrum erheblich verschoben werden, wenn die Sonne aus Sicht dieses Pixels sehr flach über dem Horizont steht. Auf diese Weise können nicht nur Grauwerte außerhalb des für Meteosat-7 üblichen Wertebereichs (0-180) erzeugt werden, sondern sogar solche jenseits des maximal in einem Byte speicherbaren Werts 255. Alle höheren Werte werden deshalb auf diesen Wert gesetzt. Abbildung 2 gibt einen Eindruck von dieser Wirkung, und die Analyse (Inlett) zeigt außerdem die erhebliche Zahl zurückgesetzter Werte.

Das Problem extremer Verschiebungen der Grauwerte läßt sich nicht grundsätzlich lösen, denn die Beleuchtungskorrektur ist ein charakteristischer und unverzichtbarer Umwandlungsschritt des Heliosat-Verfahrens. Auch dient dieser Ver-

fahrenschritt dazu, Bodenreflektionssignale von Wolkenreflektionssignalen möglichst eindeutig zu unterscheiden.

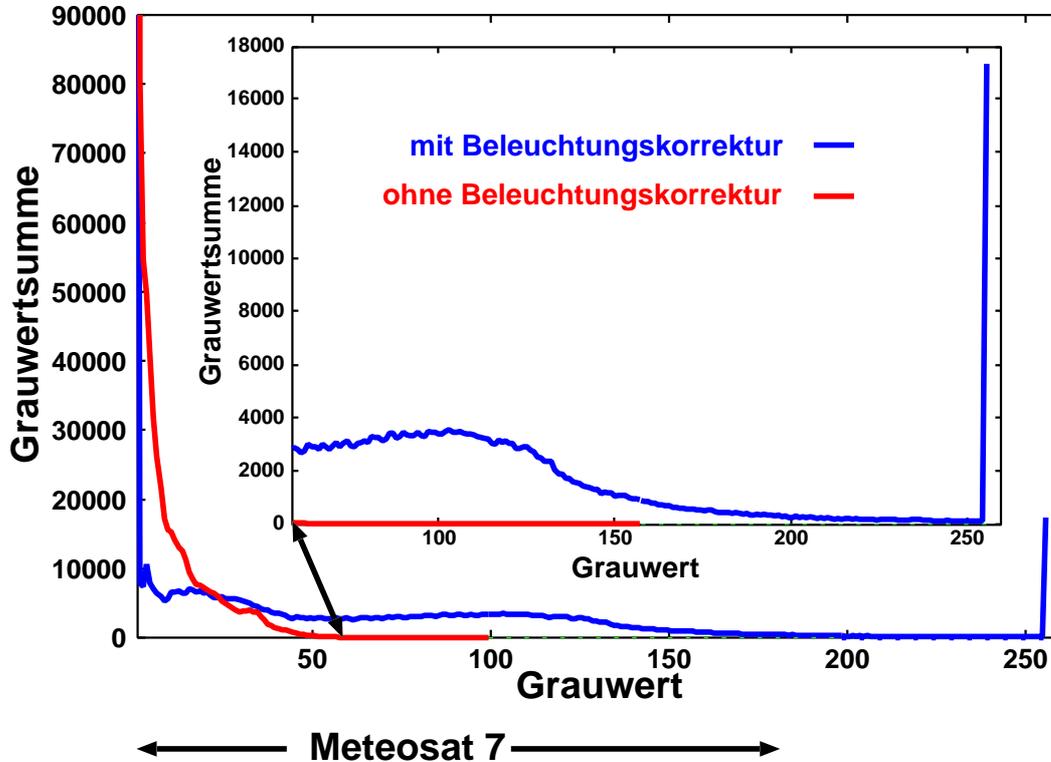


Abbildung 2: Grauwertverteilungen, die sich mit und ohne Beleuchtungskorrektur für ganz Europa am 1.10.1998 um 6 Uhr ergeben. Der übliche Wertebereich von Meteosat-7 ist angegeben und das Inlett vergrößert den hohen Grauwertbereich.

1.3 Atmosphärenkorrektur

Die Atmosphärenkorrektur C_{Atmo} soll aus der am Satelliten gemessenen Strahlung jenen Teil extrahieren, der nicht vom Erdboden reflektiert wird, sondern in der Atmosphäre in Richtung Satellit rückgestreut wird. Die Intensität dieser Streustrahlung hängt von der Beleuchtungs- und Beobachtungsgeometrie und der Länge des Weges durch die Atmosphäre ab. Außerdem muß die durch Zustand und Zusammensetzung der Atmosphäre bedingte Schwächung (Extinktion) der Strahlung berücksichtigt werden.

Alle bisherigen Parametrisierungen versuchen diese Atmosphärenwirkungen mit Hilfe der Rayleighschen Streuung zu beschreiben, das heißt, die Molekülstreuung zu berücksichtigen (siehe Anhang C.1). Die so beschriebene Streuwirkung wird dann mit zusätzlichen Extinktionseffekten unterschiedlich gewichtet.

Zur Ermittlung einer Atmosphärenkorrektur werden ausschließlich wolkenfreie Meerespixel herangezogen, und zwar an Orten, zu Zeiten und an Zahl ausrei-

chend für die Untersuchung aller geometrischen Abhängigkeiten. Dabei wird angenommen, daß Wasser ausreichender Tiefe im visuellen Bereich des elektromagnetischen Spektrums nicht reflektiert und entsprechend das gemessene Signal ein reines Atmosphärenrückstreusignal darstellt.

Die in dieser Arbeit gewählte Form stellt die bisher beste Parametrisierung dar und wurde von A. Hammer [9] entwickelt.

$$C_{Atmo.} = (1 + \cos^2(\Psi)) * \frac{f(\Theta_{\odot})}{\cos^{0.78}(\Phi_S)} \quad (2)$$

$$f(\Theta_{\odot}) = -0.55 + 25.2 \cos(\Theta_{\odot}) - 38.3 \cos^2(\Theta_{\odot}) + 17.7 \cos^3(\Theta_{\odot})$$

Der Faktor $(1 + \cos^2(\Psi))$ stellt die Rayleigh-Struktur der Molekül-Streuung dar. Der Term $1/\cos^{0.78}(\Phi_S)$ trägt der Abhängigkeit der durchstrahlten Luftmasse vom Satellitenzenitwinkel Φ_S Rechnung. Die durch Optimierung mit nicht reflektierenden Meeresspixeln und zusätzliche Strahlungstransportmodellierungen gewonnene Funktion $f(\Theta_{\odot})$ muß die Wirkung des gemittelten Atmosphärenzustands in Abhängigkeit vom Sonnenzenithwinkel zusammenfassen. Diese Parametrisierung wurde speziell entwickelt, um auch niedrige Sonnenstände korrekt wiederzugeben.

Die über dem Meer entwickelte Atmosphärenkorrektur wird unverändert für die Behandlung von Landgebieten übernommen. In den entsprechenden Daten sind deshalb zusätzliche Strahlungsbeiträge enthalten, die bei der Interpretation berücksichtigt werden müssen. In den über Land gemessenen Signalen ist nicht nur der vom Boden reflektierte "direkte" Strahlungsanteil, sondern auch ein "diffuser" Anteil enthalten, der mit der Streuung vom Boden reflektierter Strahlung an Aerosolen und Molekülen zusammenhängt. Bei diesen Beiträgen ist zu berücksichtigen, daß es sich sowohl bei der Bodenreflektion, als auch bei den Streuvorgängen um anisotrope Vorgänge handelt, was entsprechende Richtungsabhängigkeiten bedingt.

In Abbildung 3 ist ein Beispiel für die Wirkung der Normierung auf die Grauwertverteilung eines Europabildes wiedergegeben. Deutlich ist das Verschwinden des Meerespeaks in den korrigierten Verteilungen zu sehen. Desweiteren ist die Häufung von Grauwerten, die zu Landreflektionen gehören, offensichtlich. Die Wolken zugeordneten Reflektionen werden außerdem nach der Normierung über einen wesentlich größeren Grauwertbereich verteilt, wie in Kapitel 1.2 beschrieben. Zur Veranschaulichung dieses Effekts ist auch eine korrigierte Variante ohne Kosinuskorrektur dargestellt.

In Abbildung 3 ist schließlich auch zu sehen, daß in den Häufigkeitsverteilungen der normierten Grauwerte Oszillationen auftreten können. Diese stellen ein numerisches Artefakt dar, das mit der Umwandlung normierter, reeller Werte in ganze Zahlen zusammenhängt und daß durch die Kosinuskorrektur verstärkt wird.

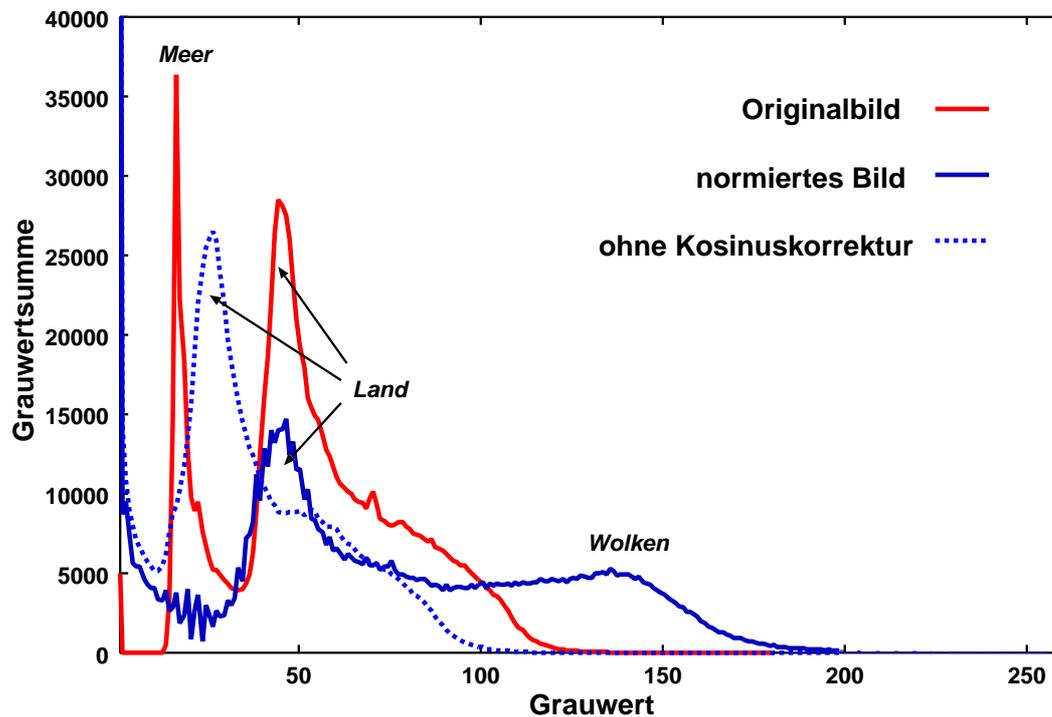


Abbildung 3: Grauwertverteilungen des Original- und des normierten Satellitenbildes von ganz Europa am 16.10.1998 um 12 Uhr, sowie das korrigierte Bild ohne Kosinuskorrektur. Die charakteristischen Merkmale für Meer, Land und Wolken sind gekennzeichnet.

2 Bodenreflektivität

Für die spätere Behandlung aller Bewölkungssituationen ist neben der Normierung der gemessenen Grauwerte die Kenntnis der Bodenreflektivität ρ_g für jedes untersuchte Pixel nötig. Im Heliosat-Verfahren wird die Bodenreflektivität ρ_g mit Hilfe eines Iterationsverfahrens approximiert. Dabei treten Schwierigkeiten auf, deren Ursachen im folgenden besprochen werden. Durch Vergleich mit Strahlungstransportrechnungen können einigen dieser Schwierigkeiten physikalische Ursachen zugeordnet werden.

2.1 Iteration der Bodenreflektivität

Die Bodenreflektivität ρ_g wird aus der zeitlichen Folge von Grauwerten eines Monats (mehr als 10 Bilder) bestimmt, die sich für eine bestimmte Tageszeit (Slot) und ein bestimmtes Pixel ergibt. Dabei geht das Heliosat-Verfahren davon aus, daß eine ausreichende Zahl wolkenfreier Tage vorhanden ist, die die für den Erdboden charakteristische Grauwerthäufung - den Landpeak - in den Histogrammen

erzeugen (siehe Abbildung 3).

Bei der praktischen Umsetzung wird angenommen, daß sich die Bodenreflektionswerte gaußförmig um den Landpeak verteilen und als Zielkriterium dessen Halbwertsbreite σ_g verwendet werden kann [1]. Bei der Iteration der Bodenreflektivität ρ_g wird nämlich der Schwerpunkt der Häufigkeitsverteilung bestimmt, der feste Wert σ_g addiert und alle höheren Grauwerte zu null gesetzt, da es sich unter der obigen Annahme um Wolkenreflektionen handelt. Dieses Verfahren wird solange wiederholt bis keine Veränderung zwischen den errechneten Häufigkeitsverteilungen zweier aufeinanderfolgender Iterationsschritte mehr eintritt (siehe Abbildung 4).

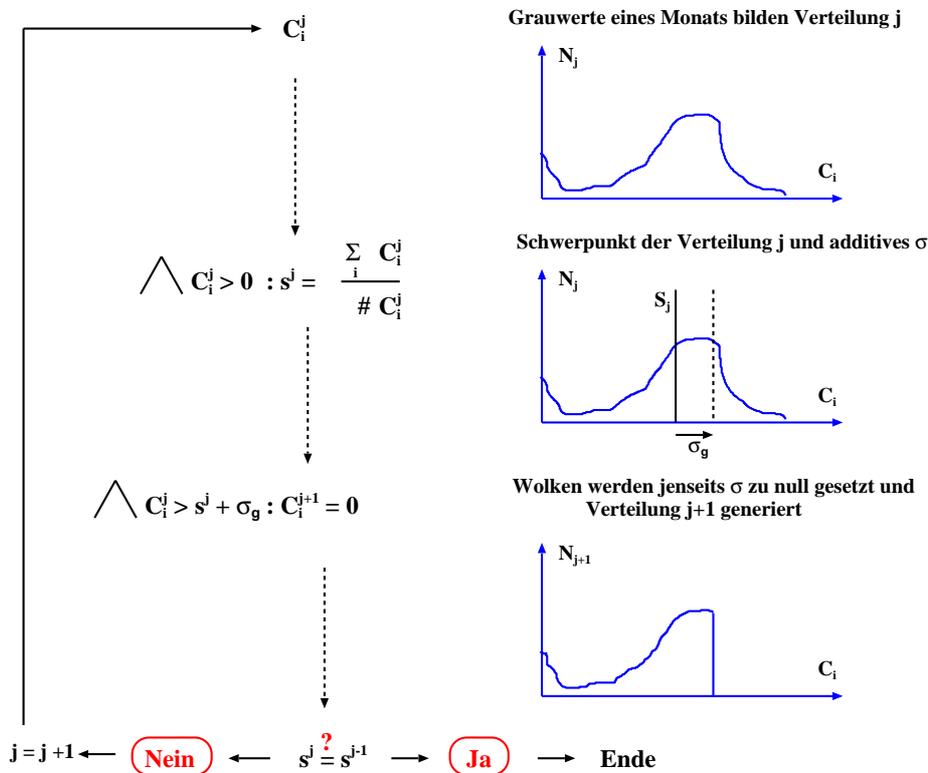


Abbildung 4: Iterationsschema zur Ermittlung der Bodenreflektivität eines Pixels für eine Monatsfolge von Grauwerten zu einer bestimmten Uhrzeit. Um der leichteren Verständlichkeit willen werden die Grauwertverteilungen kontinuierlich dargestellt, obwohl es sich um diskrete Grauwertfolgen handelt.

Die Grauwertverteilungen werden mit wachsendem σ_g immer breiter und die iterierten Bodenreflektivitäten immer heller (siehe Anhang D.1). Der Parameter σ_g muß so optimiert werden, daß die statistischen Fehler der prozessierten Daten beim Vergleich mit experimentellen Meßdaten minimiert werden. In dieser Arbeit wird der bereits von Cano et al. ermittelte Wert von $\sigma_g = 10$ verwendet. Das beschriebene Verfahren braucht Grauerthäufungen und wolkenfreie Tage,

sonst führt es zu unsinnigen Ergebnissen, die im folgenden beschrieben werden. Bei den mit dem Heliosat-Verfahren bestimmten, mittleren Bodenreflektivitäten handelt es sich nicht um - pixel-spezifische - Albeden, denn dazu müßte die Bodenreflektion isotrop sein und auf die Gesamteinstrahlung bezogen werden. Die Mittelung über die zu Bodenreflektionen gehörenden Pixelgrauwerte eines Monatslots umfaßt nur einen Teil aller Beleuchtungsgeometrien, so daß auch nicht von einer gemittelten Albedo gesprochen werden kann. Lediglich die einem Pixel entsprechende Gebietsgröße sorgt für eine entsprechende Gebietsmittelung der Bodenreflektion der Erde.

2.2 Iterationsfehler

Einige der berechneten Bodenreflektivitätsbilder weisen Fehler auf, die durch den Berechnungsalgorithmus bedingt sind. So findet man im Mai 96, April 97 und Oktober 98 zu einigen Uhrzeiten **schwarze Flecken**, für die keine ausreichende Ursache ersichtlich ist (siehe Abbildung 5). Dieses Phänomen könnte durch Wolkenschatten bedingt sein, treten sie doch vor allem in sehr wolkenreichen Gebieten wie Nordengland auf, bezogen auf ganz Europa ist es jedoch selten.

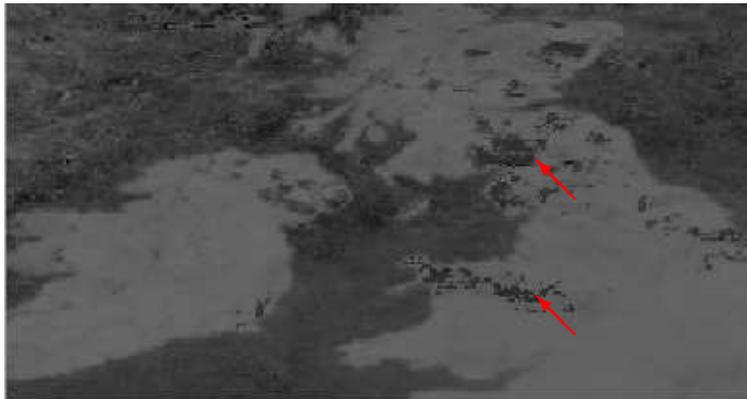


Abbildung 5: Schwarze Flecken (Pfeile) in Bodenreflektivitätsbild für Mittelengland und Nordirland im April 1997 um 13 Uhr (Falschfarbenbild zur Kontrastverstärkung).

Die Qualität der Bodenreflektivitätsbilder wird jedoch vor allem durch nicht herausgefilterte Wolkenreste beeinträchtigt, die **weiße Flecken** verursachen. Dies passiert vor allem in wolkenreichen Gebieten wie Irland und Schottland, zu wolkenreichen Jahreszeiten - im Winter ganz Nord- und Osteuropa bis nach Nordfrankreich und Deutschland - und bei niedrigen Sonnenständen, bei denen vor allem im Winter unsinnig hohe Bodenreflektivitätswerte errechnet werden. In weniger beeinträchtigten Gebieten und Zeiten sorgt derselbe Effekt für verschwommene Strukturen, so daß kontaminierte Bilder generell konturschwächer sind als unkontaminierte. Dies ist leicht an den akkumulierten Grauwerthäufigkeitsvertei-

lungen an einem ausgeglicheneren Verlauf zu erkennen (siehe Abbildung 6 (links)). Diese Wirkung tritt auch ein, wenn der Landpeak sich wegen hoher Bodenreflektivität nicht von Wolkengrauwerten unterscheiden läßt. Dies ist bei Sand und Schnee der Fall, wobei letzterer nur dann iteriert wird, wenn er über den ganzen Monat vorhanden war. Beide Effekte zusammen führen schließlich zu völlig konturlosen Bildern, so im März 1998 in Teilen Norwegens (Abbildung 6 (rechts)).

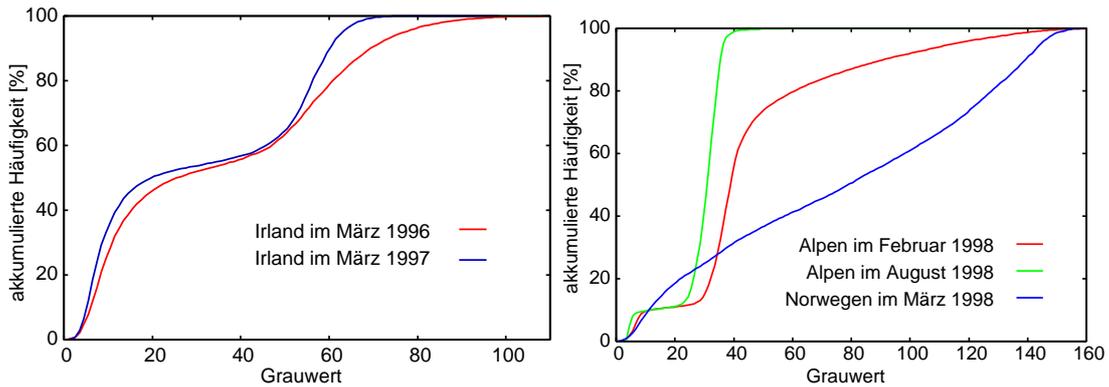


Abbildung 6: Kumulierte Histogramme der Bodenreflektivitätsbilder von Irland um 12 Uhr mittags mit Wolkenresten im März 1996 und ohne Wolkenreste im März 1997 (links). Die Alpen um 12 Uhr im Februar 1998 mit Schnee und im August 1998 ohne Schnee und seine Wirkung in den kumulierten Histogrammen (rechts). Zum Vergleich für völlige Konturlosigkeit ein verschneiter Teil Norwegens im März 1998.

Untersuchungen des gesamten Verfahrens zeigen, daß die genannten 'Bildfehler' durch den statistischen Charakter des Bodenreflektivitätsalgorithmus bedingt sind. Bei **schwarzen** wie auch **weißen Flecken** werden jeweils die niedrigsten Werte einer Grauwertverteilung iteriert (Abbildung 7).

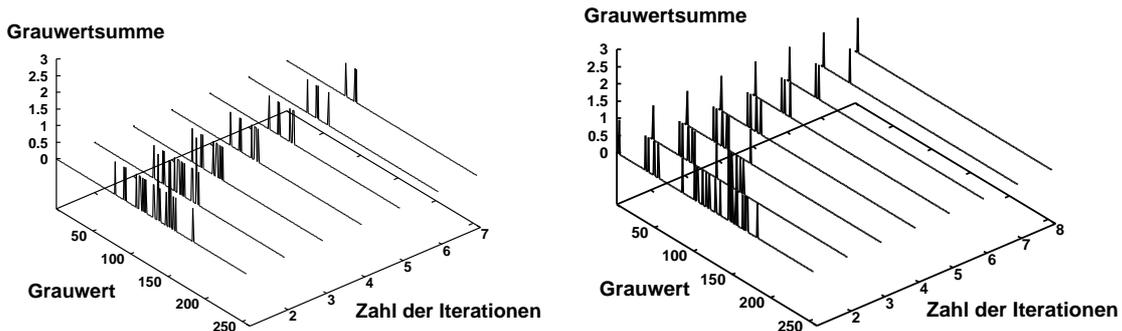


Abbildung 7: Iteration eines weißen Flecks - Wolkenrest - um 12 Uhr im Oktober 1998 (Pixel 530/260), wenn kein wolkenfreier Tag im Monat vorhanden ist (links). Iteration eines schwarzen Flecks um 13 Uhr im April 1997 (Pixel 260/160), wenn keine ausreichende Häufung für einen Landpeak vorhanden war und der niedrigste Grauwert approximiert wird (rechts).

Sind keine wolkenfreien Tage vorhanden, wird die dunkelste Wolke als Grauwert

des 'Bodens' errechnet. Abbildung 7 (links) zeigt ein solches Iterationsergebnis, nämlich einen **weißen Fleck** mit einem Grauwert von 84.

Abbildung 7 (rechts) gibt die Situation bei einem **schwarzen Fleck** wieder. Es gibt in der Zeitserie einen extrem dunklen Grauwert, der sogar deutlich unter den üblichen Grauwerten von Erdbodenreflektivitäten liegt. Als Bodenreflektivität wird in der Mitte von England ein Grauwert von 4 errechnet, was im Bereich von Wasserreflexionen liegt, obwohl in dem Gebiet keine Seen ausreichender Größe liegen. Wegen einer mangelnden Häufung von Landgrauwerten in der Zeitserie bleibt dieser Grauwert als einziger übrig.

Als mögliche Ursache kommt Schattenwurf in Frage. Wolken und Berge können auf diese Weise Bodenreflektivitätswerte im Bereich von Wasser verursachen. Schattenbedingte niedrige Bodenreflektivitätswerte können außerdem zu starken zeitlichen Schwankungen (von Slot zu Slot) der Helligkeit einzelner Pixel führen.

2.3 Zeitliche Variation der gemittelten Bodenreflektivität

Im folgenden soll untersucht werden, welche Eigenschaften die gemittelte Bodenreflektivität hat und welche Konsequenzen die Anwendung der über dem Meer entwickelten Atmosphärenkorrektur auf Landpixel hat. Da die Bodenreflektivität als Gebietsmittel in Form von Histogrammen untersucht wird, bietet sich die Untersuchung ihrer zeitlichen Variation als geeignetes Mittel an. Entsprechend wird zunächst der Jahresgang der Bodenreflektivitätshistogramme für den 12-Uhr-Slot für ganz Europa im Jahr 1998 untersucht.

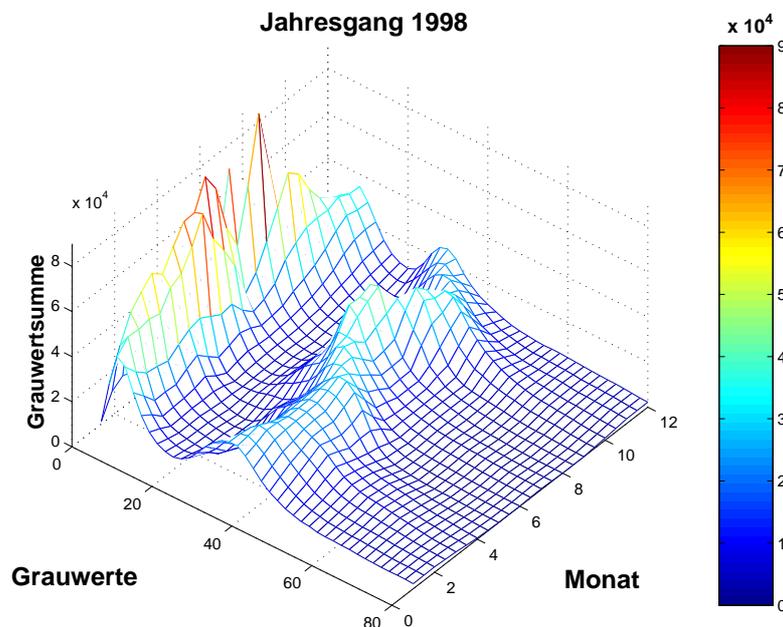


Abbildung 8: Grauwertverteilungen der Bodenreflektivitätshistogramme ganz Europas 1998 (12 Uhr - Werte).

Der in Abbildung 8 dargestellte Jahresgang zeigt, daß es im Frühjahr und Herbst zu Bodenreflektivitätsmaxima kommt und im Winter und Sommer Minima durchlaufen werden. Dieser Verlauf ist auch in anderen Jahren und anderen Slots zu beobachten.

Der beobachtete Jahresgang, insbesondere der Intensitätseinbruch im Sommer, ist unerwartet und bedarf einer Erklärung. Im folgenden soll angenommen werden, daß für den Verlauf der Bodenreflektivitätsmaxima der anisotrope Charakter der Bodenreflektion verantwortlich ist.

Zur Überprüfung dieser These werden im folgenden alle anderen denkbaren Ursachen - Wechselwirkungsprozesse am Erdboden (i) und in der Atmosphäre (ii) - untersucht. Dies sind Bodeneigenschaften wie Belag (Schnee), Bewuchs und Topographie und Atmosphäreneigenschaften wie die Zusammensetzung und die zeitliche Variation der Bestandteile. Um auf den anisotropen Charakter der Bodenreflektion zu schließen, wird schließlich dargestellt, welche Konsequenzen sich aus einem isotropen Bodenreflektionscharakter ergäben (iii).

(i) Wechselwirkungen am Erdboden:

Der Einfluß der Bodeneigenschaften Bodentyp und Topographie wird durch Vergleich des Jahresgangs der Bodenreflektivitätsmaxima für einige Teilgebiete Europas mit demjenigen Europas untersucht.

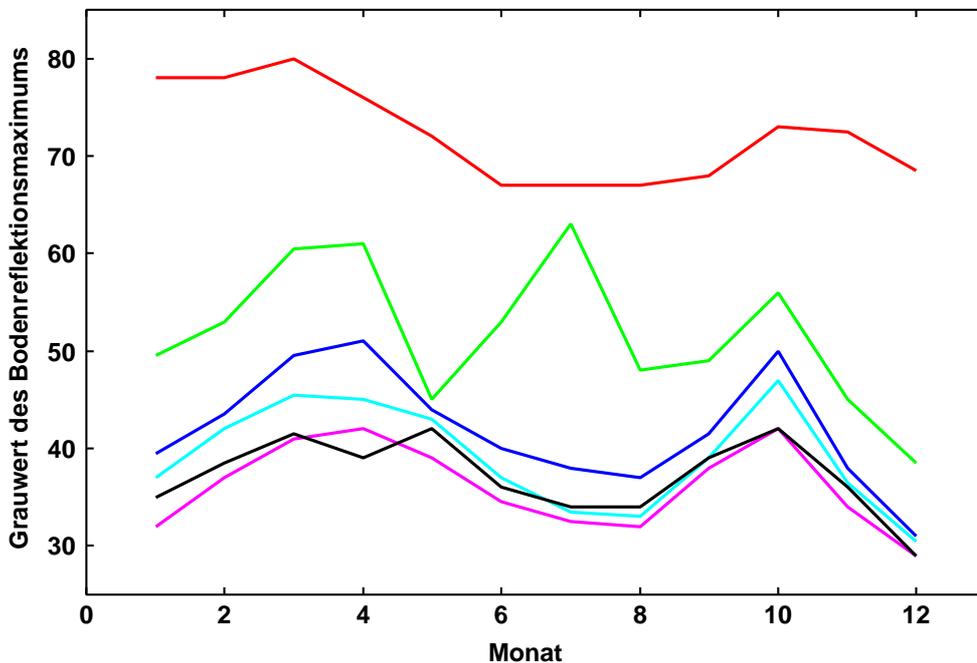


Abbildung 9: Jahresgang der Bodenreflektivitätsmaxima 1998 (12 Uhr - Werte) in den Gebieten Irland (grün), Nordfrankreich (blau), Südfrankreich (türkis), Alpen (pink), Europa (schwarz) und Nordafrika (rot).

Die zeitlichen Verläufe der Bodenreflektivitätsmaxima in Abbildung 9 weisen für alle Gebiete den beobachteten Jahresgang auf, nur für Irland ergibt sich eine Spitze im Juli. Eine Überprüfung ergibt als Ursache Wolkenreste in der berechneten Bodenreflektivität, wie in Kapitel 2.2 als **weiße Flecken** beschrieben. In Nordafrika ist der Jahresgang am schwächsten ausgeprägt, ist aber auch dort vorhanden. In Nordafrika wie auch in Südfrankreich lag über das ganze Jahr sicher kein Schnee und der Bewuchs zwischen den verschiedenen untersuchten Gebieten war auch völlig verschieden. Die Topographie ist sicher zwischen dem Alpengebiet und den anderen Gebieten verschieden, dennoch weisen alle Gebiete einen ähnlichen Jahresgang auf. Aus der völligen Gebietsunabhängigkeit des beobachteten Jahresgangs kann im Ergebnis geschlossen werden, daß Schnee, Bewuchs oder die Topographie des Bodens nicht für den Effekt verantwortlich sein können.

(ii) Wechselwirkungen in der Atmosphäre:

Die Anwendung der Atmosphärenkorrektur berücksichtigt die Rayleigh-Rückstreuung an Molekülen der Atmosphäre. Wasserdampfrückstreuung ist also bereits berücksichtigt, könnte sich über Land jedoch von der über dem Meer unterscheiden und in beobachteter Weise variieren. Im allgemeinen schwankt der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre mit der Temperatur und damit der Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre für Wasser in gasförmiger Form. In mittleren Breiten im Laufe eines Jahres heißt das, er erreicht im Winter ein Minimum und im Sommer ein Maximum. Entsprechend kommt die Veränderung der Wasserdampfkonzentration in der Atmosphäre nicht als mögliche Ursache für den beobachteten Verlauf der Bodenreflektivitätsmaxima in Frage.

(iii) Isotrope Bodenreflektion:

Um auf den anisotropen Charakter der Bodenreflektion als Ursache zu schließen, sollen nun die Konsequenzen dargestellt werden, die sich aus einer isotropen Bodenreflektion ergäben. In diesem Fall wäre die Intensität der vom Erdboden reflektierten Strahlung in alle Richtungen gleich groß, unabhängig davon, von wo ein Pixel beleuchtet wird und von wo es beobachtet wird. Unabhängig davon, an welchen Streukörpern die vom Boden reflektierte Strahlung gegebenenfalls noch zusätzlich gestreut wird, deren Charakter - Rayleigh- oder Mie-Streuung - hätte keinen Einfluß mehr auf die jahreszeitliche Variation der gemessenen Strahlung am Satelliten, denn beide Streucharakteristiken sind rotationssymmetrisch zu Einstrahlachse (siehe Anhang C1). Bei einer über einem untersuchten Gebiet unveränderlich angenommenen Atmosphäre wirkt die Streuung deshalb in aller Richtungen entsprechend der Streucharakteristik gleichartig. Lediglich die durchstrahlte Luftmasse und damit die Häufigkeit von Streuereignissen auf dem Weg zum Satelliten nimmt mit wachsendem Satellitenzenithwinkel zu und führt zu einer Schwächung der Strahlung. Die beobachtete jahreszeitliche Variation des Bodenreflektionsmaximums kann so nicht erklärt werden, denn der Satellitenzenithwinkel ändert sich für ein bestimmtes Pixel nicht.

Nachdem nun alle konkreten Bodeneigenschaften als Ursache ausgeschlossen sind, Wasserdampfveränderungen in der Atmosphäre über Land ebenfalls nicht in Frage kommen und isotrope Bodenreflektion den Effekt nicht erklären kann, kommt als mögliche Ursache nur noch anisotrope Bodenreflektion in Frage. Die hier beobachtete Form ist bodentyp- und strukturunabhängig und stellt einen Mittelwert über das Gebiet dar, das einem Pixel auf der Erde entspricht. Die Größe des Effekts kann durch nachträgliche Streuprozesse in der Atmosphäre weiter beeinflußt werden, der anisotrope Charakter dieser gemittelten anisotropen Bodenreflektion ist aber Voraussetzung für den Effekt. Die Anisotropie der mit dem Heliosat-Verfahren ermittelten Bodenreflektivität hat eine Abhängigkeit der Reflektivität eines Pixels von Beleuchtungs- und Beobachtungsrichtung zur Folge. Diese Tatsache sollte sich vor allem in einer Variation der Reflektivität mit dem Winkel zwischen Sonne und Satellit niederschlagen. Entsprechend soll die zeitliche Variation des Sonnensatellitenwinkels für einige Punkte in den bereits untersuchten Gebieten untersucht werden.

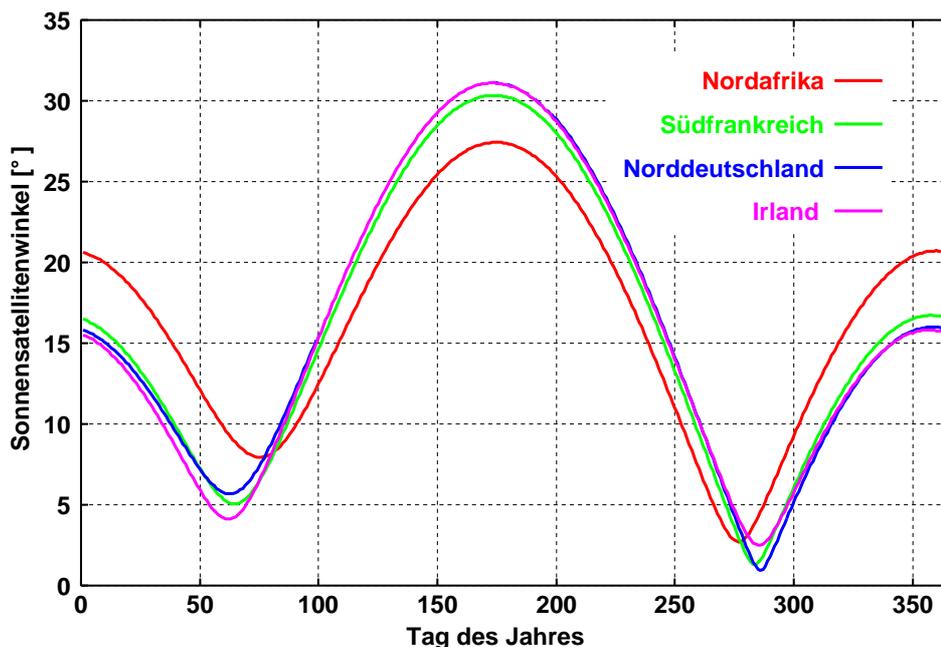


Abbildung 10: Variation des Sonnensatellitenwinkels für Beobachtungspunkte in Irland, Norddeutschland, Südfrankreich und Nordafrika (12:00 Uhr Ortszeit).

Abbildung 10 zeigt deutlich, daß der Sonnensatellitenwinkel zu den Zeitpunkten Minima erreicht an denen die Bodenreflektivität Maxima durchläuft. Die Anisotropie der Bodenreflektion sorgt also dafür, daß die gemittelte Reflektivität des Bodens entlang der Einstrahlungssachse am stärksten ist, und zwar unabhängig vom dessen Typ, der topographischen Struktur und dem untersuchten Gebiet.

2.4 Prüfung von Anisotropieeffekten mit dem Strahlungstransportprogramm 6S

Zur Überprüfung der Interpretation der mit dem Heliosat-Verfahren gewonnenen Ergebnisse werden Simulationen der jährlichen Variation des Tagesgangs der reflektierten Strahlung am Satelliten Meteosat-7 durchgeführt. Dazu wird das Strahlungstransportprogramm **6S** benutzt, welches nur die Untersuchung von wolkenlosen, sogenannten *Clearsky* Fällen ermöglicht [10]. Es fordert die Festlegung des Beobachtungspunkts, eines Atmosphärenmodells, eines Aerosoltyps samt deren Konzentration, sowie die Festlegung der Reflektionseigenschaften des Bodens.

Für die Simulation wird als Beobachtungspunkt Oldenburg und ein Atmosphärenmodell für *Mittlere Breiten (Winter)* gewählt. Der Wintertyp unterscheidet sich durch einen geringeren Wasserdampfgehalt vom Sommermodell [11].

Für die Wahl eines maritimen Aerosolmodells sprechen drei Gründe. Erstens liegt Oldenburg nicht weit von der Küste, zweitens verfügt der Standort über wenig Industrie und drittens absorbieren maritime Aerosole sehr wenig und der zu untersuchende Effekt sollte deutlich hervortreten.

Zum Vergleich mit dem Heliosat-Verfahren sind nur die zu erwartenden Radianzen am Satelliten und ihre Beiträge von Interesse. Die “gemessene” Radianz setzt sich zusammen aus der in der Atmosphäre rückgestreuten (i), der vom Erdboden direkt zum Satelliten reflektierten (ii) und der vom Erdboden reflektierten und in der Atmosphäre zum Satelliten gestreuten (iii) Strahlung.

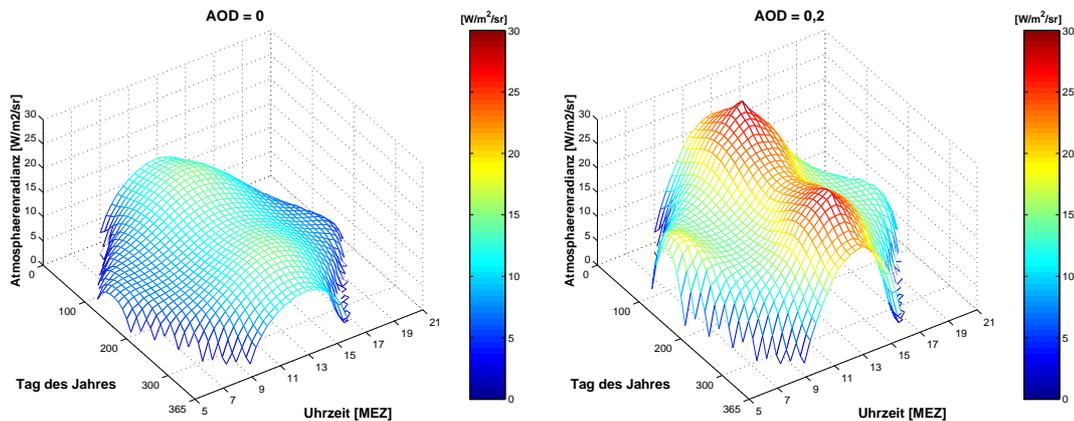


Abbildung 11: Jahresvariation des Tagesgangs der Atmosphärenradianz ohne Aerosole (links) und mit einem maritimem Aerosolmodell (rechts). Als Stützstellen werden jeweils der 1. und 15. eines Monats gewählt.

Zunächst wird die Streuwirkung der Atmosphäre allein, ohne Bodenreflektion (schwarzer Boden) behandelt, und zwar einmal ohne Aerosole, als reiner Moleküstreuungseffekt (Abbildung 11 (links)) und einmal mit maritimem Aerosolen (Abbildung 11 (rechts)), das heißt, mit zusätzlichen Mie-Streuungsbeiträgen. Die

Aerosolkonzentration wird dabei über die optische Dicke der Aerosole (AOD = Aerosol Optical Depth) angegeben und hier auf 0,2 festgelegt, was einer Sichtweite von 26,74 km entspricht (siehe Anhang C.2).

Abbildung 11 zeigt, daß anisotrope Effekte auch ohne Bodenreflektion einen merklichen Effekt auf die Radianz am Satelliten haben. Es sind genau diese Effekte, die die Atmosphärenkorrektur (Kapitel 1.3) zu kompensieren versucht.

Die Graphik ohne Aerosole zeigt eine wesentlich glattere Wirkung der Rayleigh-Streuung an Molekülen, der auf die ausgeglichene Streucharakteristik der Rayleigh-Streuung zurückzuführen ist (siehe Anhang C.1). Mit maritimen Aerosolen verdoppelt sich die Rückstreuintensität ungefähr und der Effekt wird schärfer, so daß es zu Zeitpunkten, an denen der Sonnensatellitenwinkel sehr klein wird, sogar zu echten Spitzen kommt. Da es keine Bodenreflektion gibt, gehen die Mie-Streuungsbeiträge auf Rückstreuung oder Mehrfachstreuung an maritimen Aerosolen in der Atmosphäre zurück. Dieser Effekt ist deutlicher ausgeprägt als erwartet, denn die Rückstreuung an Aerosolen ist im allgemeinen um Größenordnungen kleiner als die Vorwärtsstreuung.

Die Atmosphärenradianz zeigt zwei Maxima im Frühjahr und im Herbst. Eine Überprüfung der Sonnensatellitenwinkel zeigt, das hier das erste am 1. März um 12:30 Uhr ($\Psi = 0, 52^\circ$) und das zweite am 15. Oktober um 12:00 Uhr ($\Psi = 2, 96^\circ$) durchlaufen wird. Der Richtungseffekt der Streuung wird noch durch ein anderes Merkmal eindrucksvoll dokumentiert. Im Sommer zeigt sich nämlich früh morgens ein weiteres Maximum. Am 15. Juni um 5:00 Uhr ergibt sich dort ein Sonnensatellitenwinkel von $\Psi = 107, 56^\circ$. Es handelt sich hier also nicht um rückgestreute, sondern um vorwärtsgestrene Direktstrahlung (*Limb View*). Mit dem Heliosat-Verfahren läßt sich dieser spezielle Effekt jedoch nicht nachweisen. Eine Überprüfung der morgendlichen Sommerminima in Abbildung 11 ergibt jeweils Sonnensatellitenwinkel um 90° , was konsistent ist, denn in dieser Richtung sind die Streuintensitäten unabhängig vom Streutyp am schwächsten (siehe Anhang C.1).

Nach der reinen Atmosphärenwirkung soll nun der Einfluß der Bodenreflektion untersucht werden, und zwar unter Verwendung zweier Oberflächenmodelle. Zum einen wird ein gemittelttes Vegetationsmodell [12] verwendet, welches zu jeder Wellenlänge den Reflektionsgrad festlegt und eine isotrope Reflektion annimmt. Zum anderen ermöglicht **6S** die Verwendung eines richtungsaufgelösten (Bidirectional Reflectance Distribution Function = BRDF) - Vegetationsmodells, welches zusätzlich den anisotropen Charakter tatsächlicher Bodenreflektionen berücksichtigt. In dieser Arbeit wird ein BRDF-Vegetationsmodell von Verstraete et al. verwendet [13]. Mit Rücksicht auf die in Kapitel 2.3 dargestellten Ergebnisse sei hier darauf hingewiesen, daß sich dieses BRDF-Modell aus einem gleichförmigen Teil und einer Reflektionsspitze in Richtung der Einstrahlachse zusammensetzt. Die isotrope Reflektion mit dem gemittelten Modell führt zum Verschwinden der

untersuchten Effekte (Abbildung 12 (oben)). Dies bestätigt die Feststellung in Kapitel 2.3, daß isotrope Bodenreflektion den Effekt nicht erklären kann. Auch mit Aerosolen ändert sich nichts daran, obwohl in den Simulationsergebnissen die Atmosphärenradianzen enthalten sind. Der stärkere Bodenreflektionsanteil kompensiert diese.

Im Fall anisotroper Bodenreflektion findet sich dagegen der beobachtete Jahresgang (Abbildung 12 (unten)), allerdings ausgeglichener als bei der reinen Atmosphärenrückstreuung. Dies ist auch eine Folge des gewählten BRDF-Vegetationsmodells, paßt aber gut zu der geringeren Ausprägung des Sommerminimums für die auf 1998 folgenden Jahre.

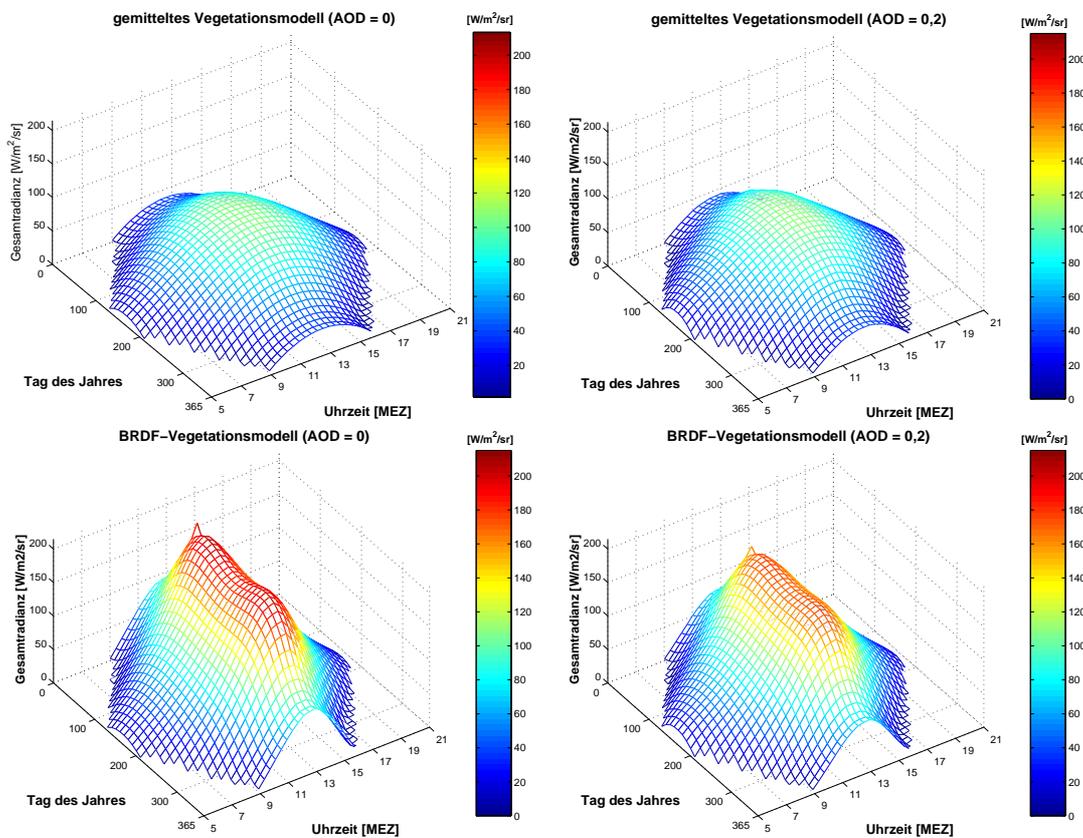


Abbildung 12: Jahresvariation des Tagesgangs der Gesamtradianz mit maritimem Aerosolmodell, zwei Bodenmodellen und zwei optischen Dicken.

Die Intensitäten sind bei Anwesenheit von Aerosolen um rund 30% (gemittelttes Vegetationsmodell) bzw. 35% (BRDF-Modell) niedriger als ohne diese. Der Intensitätsbeitrag durch Bodenreflektion zur Gesamtintensität am Satelliten ist selbst bei Anwesenheit von Aerosolen gegenüber dem atmosphärischen dominant. Weitere Analysen zeigen, daß sich der Einfluß der Umgebung eines Beobachtungspunkts mit der Anwesenheit von Aerosolen vervielfacht (gemittelttes Vegetationsmodell 10-fach; BRDF-Modell 6-fach), aber nur in ähnlichem Umfang

zur Intensität am Satelliten beiträgt wie die atmosphärische Rückstreuung.

Die Verwendung des Atmosphärenmodells *Mittlere Breiten (Sommer)* führt zu einem ähnlichen Radianzverlauf am Satelliten, nur daß die Intensitäten etwas geringer sind. Der Effekt hängt also erwartungsgemäß nicht mit der Veränderung des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre zwischen Winter und Sommer zusammen.

Eine Überprüfung des Einflusses des Aerosoltyps mit städtischen Aerosolen, die stark absorbieren, führte zu qualitativ ähnlichen Ergebnissen. Die Gesamtintensität am Satelliten nimmt zwar ab, bedingt durch eine höhere Absorption in der Atmosphäre, der Jahresgang als solcher bleibt jedoch erhalten. Bei Verwendung von Wüstenaerosolen, die ebenfalls stark streuen, wird ein noch extremeres Profil des Jahresgangs der Atmosphärenradianz errechnet, ansonsten bleiben aber alle charakteristischen Merkmale des Jahresgangs erhalten.

Zusammenfassend folgt aus diesen Untersuchungen, daß der beobachtete Jahresgang der Bodenreflektivität mit der Richtungsabhängigkeit der Bodenreflektion erklärt werden kann. Die Untersuchungsergebnisse mit dem Strahlungstransportprogramm **6S** zeigen, daß der anisotrope Charakter der Bodenreflektion entscheidend ist. Es handelt sich um einen gebietsunabhängigen Anisotropieeffekt, der bei allen untersuchten Gebieten auftritt. Obwohl bei der Prozessierung der Satellitendaten mit dem Heliosat-Verfahren immer Mittelwerte über Pixel erheblicher Ausdehnung verarbeitet werden, bleibt der beobachtete anisotrope Reflexionseffekt erhalten.

3 *Cloud Index* und *Clearsky Index*

Nach der Iteration der gemittelten Bodenreflektivität ρ_g wird nach einem Verfahren gesucht, das zusätzlich ein Maß für die Bewölkung innerhalb einzelner Pixel berücksichtigt. Hierzu wird die relative Reflektivität ρ eines beliebigen Pixels in einen bewölkten $n\rho_c$ und einen unbewölkten Anteil $(1 - n)\rho_g$ zerlegt:

$$\rho = n\rho_c + (1 - n)\rho_g \quad \Longleftrightarrow \quad n = \frac{\rho - \rho_g}{\rho_c - \rho_g}, \quad (3)$$

wobei n als *Cloud Index* bezeichnet wird. Zu den unbewölkten Pixeln gehören die gemessenen relativen Reflektivitäten ρ^i . Sie werden als stationäre Zufallsvariablen mit dem Mittelwert ρ_g und der Standardabweichung σ_g aufgefaßt. Für die Bestimmung von ρ_c wird ebenfalls angenommen, daß zu den bewölkten Pixeln gemessene relative Reflektivitäten ρ^j gehören, die stationäre Zufallsvariablen mit Mittelwert ρ_c und Standardabweichung σ_c sind.

Diese Annahmen sind mit Ausnahme von Schnee- und Sandböden immer erfüllt

und rechtfertigen das für die Bestimmung der gemittelten Bodenreflektivität ρ_g verwendete Iterationsverfahren (siehe Kapitel 2.1), denn es gilt dann $\rho_c - \rho_g > \max(\sigma_g, \sigma_c)$ und der Mittelwert der gesamten Grauwertverteilung eines Monats-slots nähert sich mit jedem Iterationsschritt ρ_g an.

Die Konstruktion in (3) setzt die Kenntnis der Wolkenreflektivität ρ_c voraus. Während zur Bestimmung der Bodenreflektivität ρ_g die Statistik einer monatlichen Zeitreihe von Reflektivitäten für jedes Pixel einzeln herangezogen wird, wird für der Festlegung von ρ_c ein räumliches Mittel gebildet. In der Praxis hat sich statt des Mittelwerts ρ_c ein konstanter, nahezu maximaler Wert ρ_c^{max} bewährt, der wie folgt bestimmt wird. Gemäß Hammer et al. stellt das 96% -Perzentil aller normierten Grauwerte in den 12 Uhr Slots aller 4 Jahreszeiten ein gutes Maß zur Festlegung von ρ_c^{max} dar [14]. So ergab sich im EU-Projekt *SoDa* mit Daten von Meteosat-7 und der in Kapitel 1.3 beschriebenen Atmosphärenkorrektur ein Wert von $\rho_c^{max} = 160$, der mit 43 Stationen des *Deutschen Wetterdienstes* (DWD) validiert wurde. Der Wert von ρ_c^{max} wie auch diejenigen für ρ_g ändern sich, je nachdem, ob mit oder ohne Atmosphärenkorrektur gearbeitet wird.

Für die Ableitung der Globalstrahlung am Erdboden aus den *Cloud Indizes* werden im wesentlichen zwei Verfahren vorgeschlagen. Das erste verwendet den sogenannten *Clearness Index* k_t , der sich aus dem *Cloud Index* mit Hilfe einer linearen Regression von Bodendaten gemäß $k_t = a + b * n$ ergibt. Für die Globalstrahlung I_{glo} auf die horizontale Fläche gilt dann allgemein zusammen mit der extraterrestrische Einstrahlung I_{ext} :

$$I_{\text{glo}} = (a + b * n)I_{\text{ext}} \quad \iff \quad k_t = I_{\text{glo}}/I_{\text{ext}} \quad (4)$$

Dieses Verfahren hat sich jedoch als nicht sehr erfolgreich erwiesen, da die *Clearness Indices* k_t , wegen ihrer Bestimmung mit Bodendaten, einen Tagesgang aufweisen. Dieser ist bedingt durch die längeren Wege durch die Atmosphäre morgens und abends, die zu einer entsprechenden Abschwächung führen [15]. Außerdem kann nur die am Ort der Bodenmessungen vorhandene Trübung der Atmosphäre berücksichtigt werden.

Alternativ wird die Verwendung des sogenannten *Clearsky Index* k^* vorgeschlagen [7, 15], der zwar ähnlich wie k_t konstruiert wird, aber zur Bestimmung nicht auf die extraterrestrische Einstrahlung, sondern auf die *Clearsky* Strahlung bezogen wird:

$$I_{\text{glo}} = (a^* + b^* * n) * I^{\text{clear}} \quad \iff \quad k^* = I_{\text{glo}}/I^{\text{clear}} \quad (5)$$

Die Verwendung der *Clearsky* Strahlung I^{clear} macht dieses Modell unabhängig von den Weglängen durch die Atmosphäre und der Tagesgang verschwindet. Dafür muß für die Anwendung dieses Verfahrens ein *Clearsky* Modell gefunden werden, das es erlaubt, die Einstrahlung bei unbewölktem Himmel in Abhängigkeit von Beleuchtungsgeometrie und Trübung der Atmosphäre zu bestimmen (siehe Kapitel 4).

Ein Vergleich von (3) mit (5) legt nahe, daß $k^* = 1 - n$ gelten muß. Es hat sich jedoch gezeigt, daß diese Beziehung nur für mittlere *Cloud Indices* n geeignet ist, während für extreme Werte um 0 und 1 empirische Anpassungen das Verfahren erheblich verbessern [16]:

$$k^* = \begin{cases} 1.2 & \text{für } n \leq -0.2 \\ 1 - n & \text{für } -0.2 < n \leq 0.8 \\ 2.0667 - 3.6667n + 1.6667n^2 & \text{für } 0.8 < n \leq 1.1 \\ 0.05 & \text{für } 1.1 < n. \end{cases} \quad (6)$$

Das statistische Bestimmungsverfahren für ρ_g hat zur Folge, daß einzelne Grauwerte kleiner als die gemittelte Bodenreflektivität ρ_g sein können und mit der Definition von n in (3) *Cloud Indices* kleiner 0 auftreten. Umgekehrt können wegen des Verfahrens zur Bestimmung von ρ_c^{max} Grauwerte oberhalb dieses Wertes auftreten und entsprechend *Cloud Indices* über 1. Deshalb ist es nötig, zur Definition des *Clearsky Index* in (6) den Wertebereich von n deutlich weiter zu fassen als [0:1].

4 *Clearsky*-Modell und Globalstrahlung

Wie im letzten Kapitel beschrieben, ist zur Bestimmung der Globalstrahlung neben dem *Cloud Index* ein *Clearsky*-Modell nötig. Dessen Aufbau und Entwicklung wird im folgenden beschrieben. Die *Clearsky* Strahlung ist abhängig von dem Sonnenzenithwinkel Θ_\odot , der Weglänge durch die Atmosphäre und der Trübung derselben.

Zur Bestimmung der Trübung wird zunächst die integrierte optische Dicke der Atmosphäre $\tau(m)$ in die optische Dicke einer nur durch Rayleigh-Streuung bestimmten Atmosphäre $\tau_R(m)$, die nur für klare trockene Luft gilt, die durch Mie-Streuung an Aerosolen verursachte optische Dicke $\tau_A(m)$ und die mit der Rayleigh-Streuung an Wasserdampfmolekülen verknüpfte optische Dicke $\tau_W(m)$ zerlegt. Alle Beiträge hängen von der durchstrahlten Luftmasse m ab, die die relative optische Weglänge in Bezug auf die senkrecht durchstrahlte Atmosphäre beschreibt.

F. Linke hatte schon 1922 die Idee, einen Trübungsfaktor $T_L(m)$ einzuführen [17], der die integrierte optische Dicke $\tau(m)$ auf die optische Dicke durch reine Rayleigh-Streuung $\tau_R(m)$ bezieht: $T_L(m) = \tau(m)/\tau_R(m)$.

Der die Trübung einer Atmosphäre beschreibende Linke-Trübungsfaktor $T_L(m)$ entspricht also der Zahl nötiger Rayleigh-Atmosphären gleicher Wirkung, um eine tatsächliche Atmosphäre zu beschreiben und im allgemeinen ist $T_L(m) > 2$. $T_L(m)$ faßt die Wirkung von Aerosolen und Wasserdampf zusammen und ist ebenfalls von der durchstrahlten Luftmasse abhängig.

Für die Direktstrahlung gilt dann unter Verwendung des Linke-Trübungsfaktors

mit der Solarkonstante I_0 und der Exzentrizität der Erdbahn ϵ_t (siehe Anhang B.3):

$$I_{\text{dir}} = I_0 * \epsilon_t * \exp \{-T_{\text{L}}(m) * \tau_{\text{R}}(m) * m\}. \quad (7)$$

I_{dir} läßt sich mit (7) bestimmen, wenn $\tau_{\text{R}}(m)$ bekannt ist. Kasten et al. entwickelten 1988 eine Bestimmungsgleichung für $\tau_{\text{R}}(m)$, die direkt auf die Luftmasse 2 Bezug nimmt und so eine sonnenstandsunabhängige Formulierung ermöglichte [18], was bei allgemeineren Formulierungen nicht gelungen war:

$$T_{\text{LK}}(2) = T_{\text{LK}}(m) \frac{\tau_{\text{RK}}(m)}{\tau_{\text{RK}}(2)}. \quad (8)$$

Nachdem Louché et al. 1986 mit genauerer Kenntnis der extraterrestrischen Einstrahlung I_{ext} größere $\tau_{\text{RL}}(m)$ verwenden mußten, um bodengemessene Daten zu reproduzieren und außerdem Mängel für große Luftmassen ($m > 20$) gefunden hatten [19], veröffentlichte J. Page 1996 die folgende Definition, die die Form von Louché et al. für große Luftmassen anders beschreibt, ansonsten aber unverändert übernimmt [20]:

$$\begin{aligned} m \leq 20 \quad \frac{1}{\tau_{\text{RL}}(m)} &= 6,6296 + 1,7513m - 0,1202m^2 \\ &\quad + 0,0065m^3 - 0,00013m^4 \\ m > 20 \quad \frac{1}{\tau_{\text{RL}}(m)} &= 10,4 + 0,718m \end{aligned} \quad (9)$$

Bei Verwendung dieser parametrischen Beschreibung von $\tau_{\text{RL}}(m)$ gilt dann:

$$I_{\text{dir}} = I_0 * \epsilon_t * \exp \{-0,8662 * T_{\text{LK}}(2) * \tau_{\text{RL}}(m) * m\}, \quad (10)$$

wobei für die Umrechnung des Linke-Trübungs-faktors nach Louché et al. T_{LL} in denjenigen nach Kasten et al. T_{LK} gilt:

$$T_{\text{LL}}(2) = T_{\text{LK}} \frac{\tau_{\text{RK}}(2)}{\tau_{\text{RL}}(2)} = 0,8662 \quad (11)$$

Die Zusammensetzung der Atmosphäre und damit der Trübung unterliegt jahreszeitlichen Schwankungen, die gemäß Bourges et al. wie folgt beschrieben werden können [21]:

$$T_{\text{L}} = T_0 + u * \cos\left(\left(\frac{2\pi}{365}\right) * d\right) + v * \sin\left(\left(\frac{2\pi}{365}\right) * d\right), \quad (12)$$

wobei d der Tag eines Jahres ist. Die Koeffizienten T_0 , u und v müssen mit Hilfe von Bodendaten bestimmt werden. In dieser Arbeit werden die von D. Dumortier berechneten Werte für 13 verschiedene Gebiete in Europa verwandt [2, 3].

Für den in (5) verwendeten *Clearsky Index* wird die *Clearsky* Strahlung I^{clear} , das

heißt, die Globalstrahlung auf die horizontale Fläche bei unbewölktem Himmel, benötigt. Entsprechend fehlt noch der Diffusstrahlungsanteil $I_{\text{diff}}(T_L)$ zu einer vollständigen Beschreibung:

$$I_{\text{glo}}^{\text{clear}}(T_L) = I_{\text{dir}}(T_L) * \cos(\Theta_{\odot}) + I_{\text{diff}}(T_L) \quad (13)$$

Im Zusammenhang mit diesem Ansatz sind einige Modelle für die Diffusstrahlung $I_{\text{diff}}(T_L)$ bei unbewölktem Himmel entwickelt worden [22, 23]. In dieser Arbeit wird wiederum eine von D. Dumortier mit Daten aus Vaulx-en-Velin (1992-1994) entwickelte Parametrisierung verwendet [2, 3]:

$$I_{\text{diff}} = I_0 \epsilon_t \left(0,0065 + \{-0,045 + 0,0646 T_L\} \cos(\Theta_{\odot}) + \{0,014 - 0,0327 T_L\} \cos^2(\Theta_{\odot}) \right). \quad (14)$$

Zusammengefaßt läßt sich die Globalstrahlung im *Clearsky* Fall mit (9), (10), (11), (12), (13) und (14) bestimmen und mit Gleichung 5 auch diejenige bei allen Bewölkungssituationen.

5 Ergebnisse für Meteosat-7

Für die Validierung des Heliosat-Verfahrens mit Bodendaten wird das Meßnetz des *Deutschen Wetterdienstes* (DWD) genutzt (Abbildung 13, Tabelle 1).

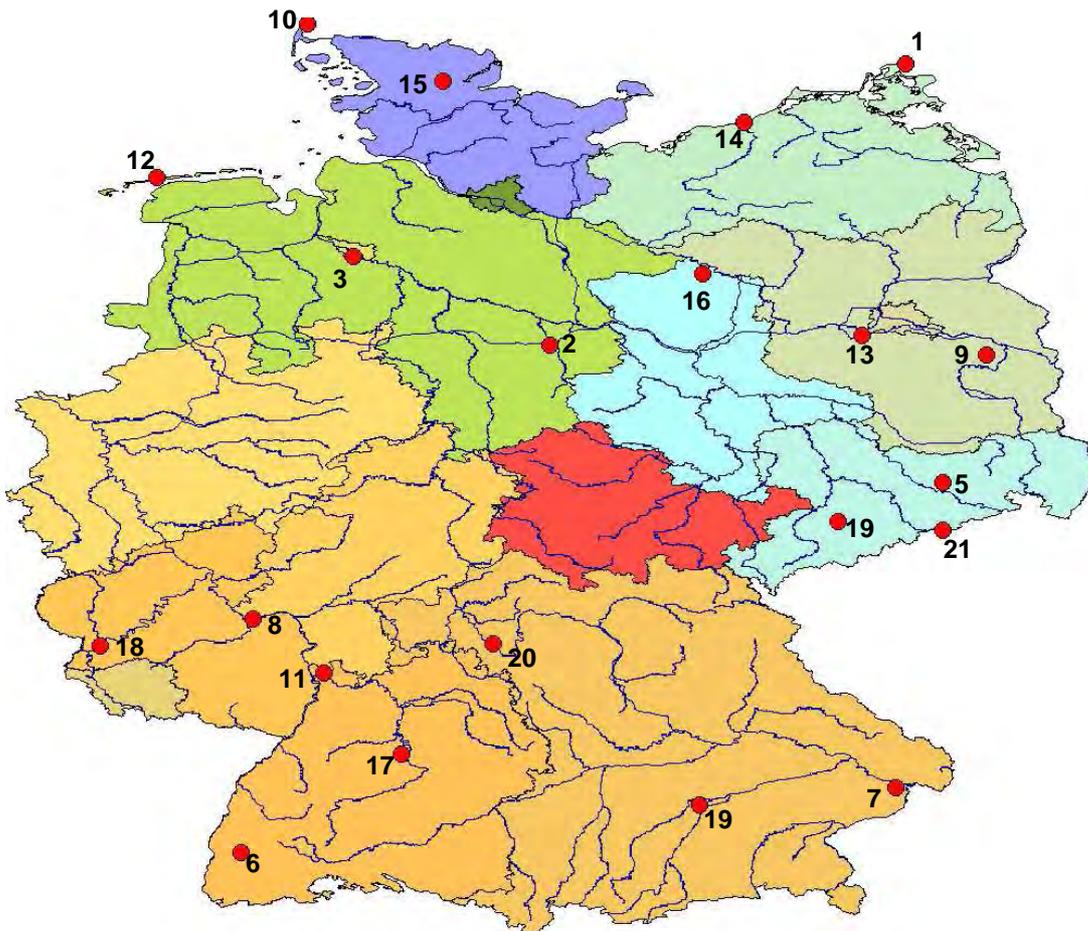


Abbildung 13: Deutschlandkarte mit den Meßstationen des *Deutschen Wetterdienstes* (DWD). Die Nummern entsprechen den Stationsnummern in Tabelle 1.

Bei den gemessenen Daten handelt sich um Stundenmittelwerte der Globalstrahlung auf die horizontale Fläche. Sie sind für 2004 und 2005 vorhanden, und für die Validierung wurde das Jahr nach Beginn des Empfangs und der Speicherung von Meteosat-8 Daten gewählt (April 2004 - März 2005), um später mit Ergebnissen auf der Basis dieser Daten vergleichen zu können.

| Nr. | Station | Breite [°] | Länge [°] | Höhe [km] | fehlende Zeiträume |
|-----|---------------|------------|-----------|-----------|----------------------------------------------------------|
| | | | | | Jahr/Monat (# Tage) |
| 1 | Arkona | 54,6833 | 13,4333 | 0,042 | |
| 2 | Braunschweig | 52,3 | 10,45 | 0,081 | |
| 3 | Bremen | 53,05 | 8,8 | 0,004 | |
| 4 | Chemnitz | 50,8 | 12,8667 | 0,481 | |
| 5 | Dresden | 51,1333 | 13,75 | 0,12 | |
| 6 | Freiburg | 48,0 | 7,85 | 0,269 | 2004/10 (31) |
| 7 | Fürstenzell | 48,55 | 13,35 | 0,476 | |
| 8 | Geisenheim | 49,98 | 7,95 | 0,118 | |
| 9 | Lindenberg | 52,2167 | 14,1167 | 0,009 | |
| 10 | List / Sylt | 55,0167 | 8,416 | 0,026 | |
| 11 | Mannheim | 49,5167 | 8,55 | 0,096 | |
| 12 | Norderney | 53,7167 | 7,15 | 0,011 | |
| 13 | Potsdam | 52,3833 | 13,0667 | 0,081 | 2004/10 (6) 2005/2 (1) |
| 14 | Rostock | 54,1833 | 12,0833 | 0,004 | |
| 15 | Schleswig | 54,5333 | 9,55 | 0,043 | 2004/7 (2) |
| 16 | Seehausen | 52,9 | 11,7333 | 0,021 | 2005/1 (4) |
| 17 | Stuttgart | 48,8333 | 9,2 | 0,315 | |
| 18 | Trier | 49,75 | 6,6667 | 0,265 | 2004/7 (3) |
| 19 | Weihenstephan | 48,4 | 11,7 | 0,47 | 2004/4 (30) + 2004/5 (31) |
| 20 | Würzburg | 49,7667 | 9,9667 | 0,268 | |
| 21 | Zinnwald | 50,7333 | 13,75 | 0,877 | 2004/4 (11) + 2004/6 (30) + 2004/9 (30) + 2005/3 (31) |

Tabelle 1: Liste der zur Validierung herangezogenen Bodenmeßstationen des *Deutschen Wetterdienstes* (DWD). Gemessen werden Stundenmittelwerte der Globalstrahlung, und neben dem Ort und der geographischen Lage sind auch die Höhe angegeben. Schließlich sind Zeiträume mit Geräteausfällen genannt.

Für die Berechnungen mit dem Heliosat-Verfahren werden die halbstündigen Globalstrahlungswerte in zweierlei Hinsicht gemittelt. Erstens werden Stundenmittel gebildet, um mit den Bodenmeßwerten vergleichen zu können, und zweitens werden räumliche Mittel über $5 * 3$ Pixel gebildet, da sich diese Glättung in der Vergangenheit als diejenige mit der besten Qualität herausgestellt hat [24]. Wie in Kapitel 4 beschrieben, werden die von D. Dumortier entwickelten Linke-Trübungskarten verwendet [2, 3], allerdings wird jeder Wert um eine halbe Rayleigh-Atmosphäre reduziert [25]. Bei dieser Vorgehensweise ergibt sich eine deutliche Verbesserung der Ergebnisse, die möglicherweise damit zusammenhängt, daß sich die durchschnittliche Belastung der Atmosphäre über Deutschland seit 1994 - D. Dumortier entwickelte seine Karten mit Daten zwischen 1992 und 1994 - um den entsprechenden Wert reduziert hat.

Um eine mögliche Einschränkung des Gültigkeitsbereichs hinsichtlich des Sonnenstands zu untersuchen, sind in Abbildung 14 die relativen Fehler (gemittelt über alle Meßstationen) über dem Sonnenstand h aufgetragen ($h = 90^\circ - \Theta_\odot$). Dabei zeigt sich, daß die Verfahrensqualität mit sinkendem Sonnenstand immer niedriger wird und für sehr niedrige extrem schlecht wird, wenn man die Streuung der Globalstrahlungswerte ($rstderror$) als Maßstab nimmt. Aus diesem Grund wird für die folgenden Untersuchungen der Gültigkeitsbereich auf Sonnenzenithwinkel $\Theta_\odot < 85^\circ$ ($h > 5^\circ$) eingeschränkt.

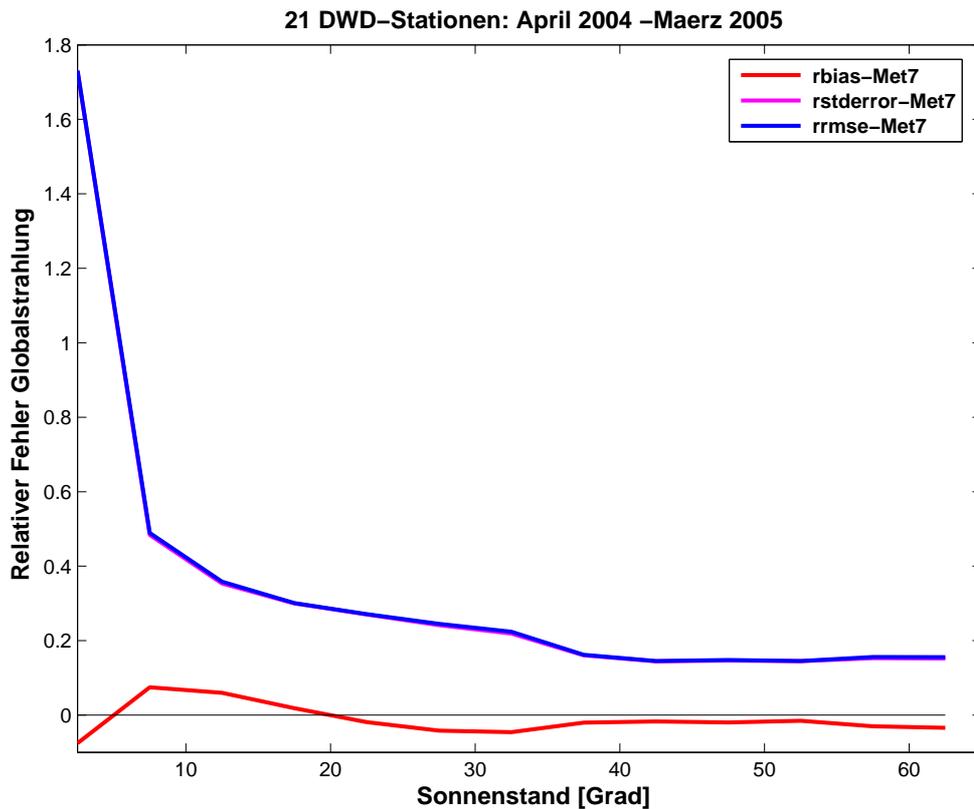


Abbildung 14: Sonnenstandsabhängigkeit der relativen Fehler beim Vergleich mit dem Heliosat-Verfahren berechneter Globalstrahlungsstundenmittelwerte mit am Boden gemessenen. Es wurden die Daten von 21 Bodenstationen des DWD verwendet und das Heliosat-Verfahren mit Daten des Satelliten Meteosat-7 betrieben.

Abbildung 13 zeigt weiter, daß die Verfahrensqualität für Sonnenstände $h > 35^\circ$ ($\Theta_\odot < 55^\circ$) weitgehend konstant ist und einen kleinen negativen $rbias$ aufweist, während dieser für niedrigere Sonnenstände schwankt.

Um den Einfluß der Bewölkungssituation zu untersuchen, ist in Abbildung 15 eine monatsaufgelöste Darstellung der relativen Fehler wiedergegeben. Während die Globalstrahlung im Sommer mit konstant hoher Qualität bestimmt wird, steigen

die relativen Fehler im Winter stark an, da die Qualität der Heliosat-Verfahrens für niedrige Sonnenstände und wesentlich häufigere Bewölkungssituationen niedriger ist. Zusätzlich lag im südlichen Teil Deutschlands im Januar bis März 2005 viel Schnee, so daß in diesen Monaten oft keine im Sinne des Heliosat-Verfahrens sinnvolle Bodenreflektivität ermittelt werden konnte. Dies führt zu einer deutlichen Unterschätzung der Globalstrahlung (negativer *rbias*). Der positive *rbias* in den Monaten Oktober bis Dezember 2004 bedarf jedoch einer anderen Erklärung.

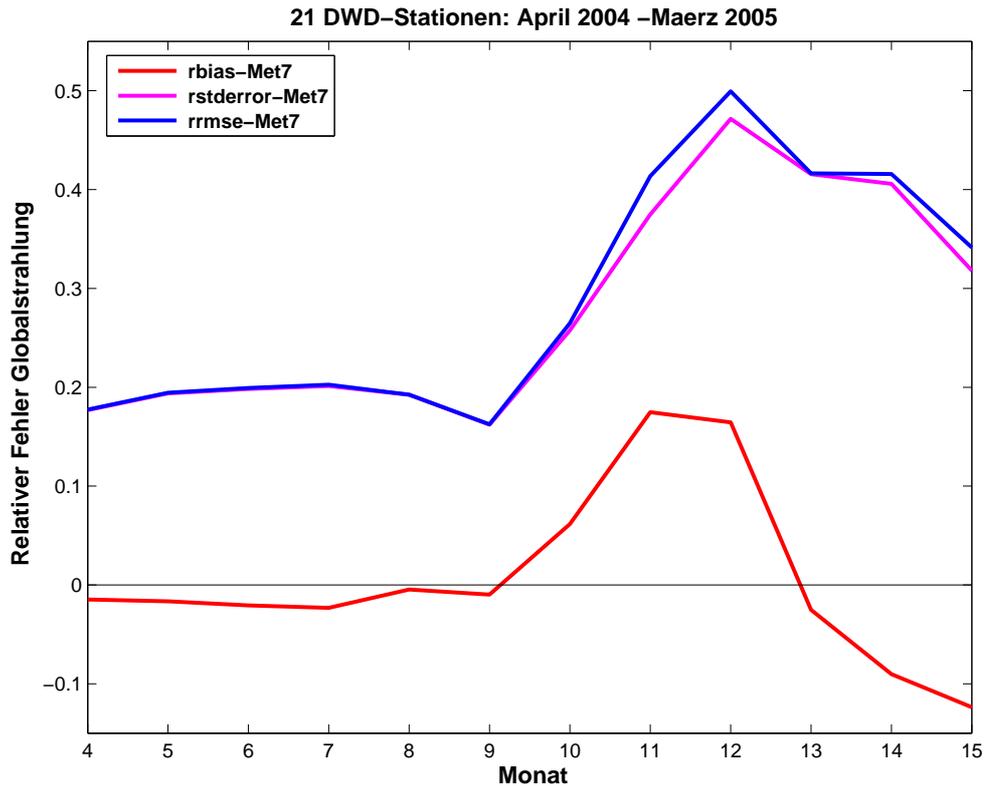


Abbildung 15: Relative Fehler beim Vergleich mit dem Heliosat-Verfahren berechneter Globalstrahlungsstundenmittelwerte mit bodengemessenen nach Monaten aufgelöst (2004: 4-12; 2005: 13-15). Es wurden die Daten von 21 Bodenstationen des DWD verwendet und das Heliosat-Verfahren mit Daten des Satelliten Meteosat-7 betrieben. Der Gültigkeitsbereich ist auf Sonnenzenithwinkel $\Theta_{\odot} < 85^{\circ}$ eingeschränkt.

Abschließend wird eine nach Stationen aufgelöste Darstellung gewählt, um Hinweise auf den Einfluß der Topographie oder auch das oben genannte Schneeproblem zu erhalten (Abbildung 16).

Die Streuung der Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Globalstrahlungswerten (*rstderror*) schwankt erheblich von Station zu Station, wobei die Stationen 1, 10 und 12 besonders niedrige Werte aufweisen. Es handelt sich um Küsten- oder Inselstandorte, so daß die hohe Qualität mit der für diese Stand-

orte gut passenden Atmosphärenkorrektur erklärt werden kann. Einige Stationen weisen besonders schlechte Qualitätswerte auf (4, 9, 15, 19, 21). Hier handelt es sich bis auf Station 15 - Schleswig - um solche in bergigem Gelände und/oder durch Schnee im Winter gekennzeichnete Standorte.

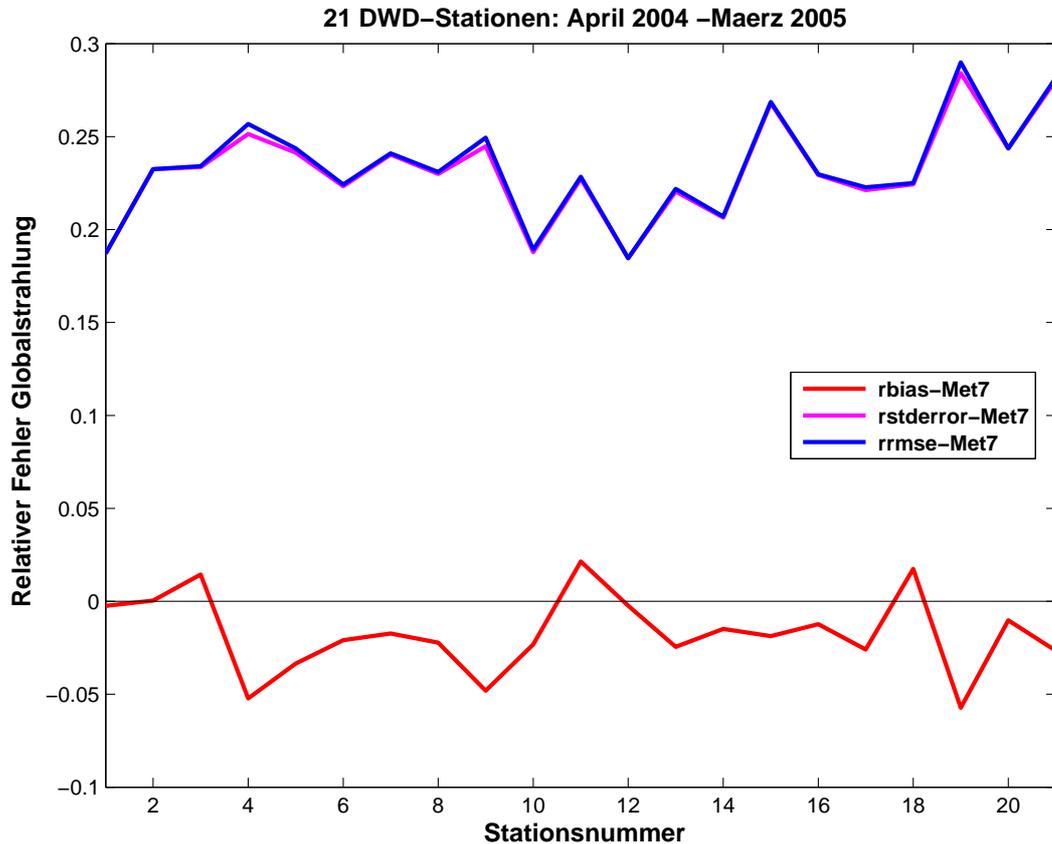


Abbildung 16: Relative Fehler beim Vergleich mit dem Heliosat-Verfahren berechneter Globalstrahlungsstundenmittelwerte mit bodengemessenen aufgelöst nach Stationen. Es wurden die Daten von 21 Bodenstationen des DWD verwendet und das Heliosat-Verfahren mit Daten des Satelliten Meteosat-7 betrieben. Der Gültigkeitsbereich ist auf Sonnenzenithwinkel $\Theta_{\odot} < 85^{\circ}$ eingeschränkt.

In Tabelle 2 sind die relativen Fehler über alle 21 Stationen und Zeiträume gemittelt zusammengefaßt, und zwar sowohl für die Stundenmittelwerte der Globalstrahlung als auch für die abgeleiteten Tagessummen.

Dem die Streuung der berechneten Globalstrahlungsstundenmittelwerte um die am Erdboden gemessenen zusammenfassenden *rstderror* ist deutlich die Steigerung der Verfahrensqualität mit Einschränkung des Gültigkeitsbereichs auf $h > 5^{\circ}$ zu entnehmen. Diese Einschränkung spielt dagegen für die Qualität der abgeleiteten Tagessummen keine Rolle.

| Θ_{\odot}^{max} | Stundenwerte | | | Tagessummen | | |
|------------------------|--------------|------------------|--------------|--------------|------------------|--------------|
| | <i>rbias</i> | <i>rstderror</i> | <i>rrmse</i> | <i>rbias</i> | <i>rstderror</i> | <i>rrmse</i> |
| 90 | -1,25 % | 22,88 % | 22,92 % | -1,25 % | 11,85 % | 11,92 % |
| 85 | -1,44 % | 21,59 % | 21,63 % | -1,44 % | 11,84 % | 11,93 % |

Tabelle 2: Relative Fehler der Stundenmittelwerte und Tagessummen beim Vergleich mit dem Heliosat-Verfahren berechneter Globalstrahlungswerte (Meteosat-7) mit bodengemessenen an 21 Standorten in Deutschland (DWD), ohne und mit Einschränkung des Gültigkeitsbereichs des Sonnenzenithwinkel $\Theta_{\odot} < 85^{\circ}$.

6 Zukünftige Möglichkeiten

Zu den möglichen Verbesserungen des in diesem Abschnitt beschriebenen Heliosat-Verfahrens gehört zunächst die Behebung der gefundenen Mängel. Dazu gehört eine genauere Feststellung der Ursachen für die “dunklen Flecken” in den Bodenreflektivitätsbildern, ein anderer Umgang mit Wolkenresten in den iterierten Bodenreflektivitäten und eine andere Behandlung der Bodenreflektion. Letzteres läuft auf ein neues Verfahren hinaus, das die Anisotropie der Reflektion vom Erdboden zusammenfaßt und die Streuung der reflektierten Strahlung in Abhängigkeit von den Bestandteilen der Atmosphäre berücksichtigt. Eine entsprechende Korrektur müßte mit Strahlungstransportsimulationen ermittelt werden und unterläge damit den Schwierigkeiten bei der Übertragung von idealen, punktuellen Beschreibungen in der Simulation auf reale, gebietsweise gemittelte Verhältnisse. Einen Schritt in diese Richtung stellte aber die Erweiterung der Atmosphärenkorrektur dar. Wie Abbildung 11 zu entnehmen war, kann eine Rayleigh-Struktur nicht alle Variationen des atmosphärischen Rückstreuensignals beschreiben, wenn Aerosole in ihr enthalten sind. Entsprechend könnte versucht werden, mit einem Quadrupolterm $a * \cos^4(\Psi)$ zusätzlich Effekte durch Mie-Streuung und Mehrfachstreuung zu beschreiben. Mit einem Quadrupolterm könnte auch versucht werden, den in Kapitel 2.3 beschriebenen Effekt anisotroper Bodenreflektion bei der Normierung zu berücksichtigen.

Eine weitere Möglichkeit zur Verbesserung besteht darin, die Höhe von Wolken zu berücksichtigen, da das durch eine Wolke verdunkelte Pixel nicht jenes aus Sicht des Satelliten unter dieser Wolke gelegene sein muß. Diese schon von C. Costanzo vorgeschlagene Verbesserung [15], ist von S. Petrak und A. Hammer

inzwischen getestet worden und führt zu einer wesentlich geringeren Streuung der Globalstrahlungswerte [26].

Das Heliosat-Verfahren kann nicht mit stark reflektierenden Böden umgehen, was in dem untersuchten Gebiet vor allem für Schnee gilt. Da die Reflektivität von Schnee im breitbandigen Kanal von Meteosat-7 im Bereich der Wolken liegt, müssen zu seiner Detektion andere Spektralkanäle (IR) herangezogen werden. Für diesen Fall muß allerdings eine neue spezielle Parametrisierung die Globalstrahlungsermittlung entwickelt werden. Dies ist nach Angaben von S. Heinicke möglich [27], führt auch zu Verbesserungen, erweist sich jedoch bezüglich der Eindeutigkeit der Detektion als fehleranfällig.

Weiterhin ist es möglich, die maximale Wolkenreflektivität ρ_c^{max} in Abhängigkeit von den drei die Geometrie bestimmenden Winkeln $\Theta_\odot, \Phi_S, \Psi$ aus den Häufigkeitsverteilung der Reflektivität zu bestimmen. Eine solches Verfahren ist von E. Lorenz entwickelt worden und führt bei einem Vergleich der berechneten Globalstrahlungswerte mit gemessenen bei völlig bewölktem Himmel zu einer Verbesserung der Verfahrensqualität, insbesondere für niedrige Sonnenstände [28]. Schließlich führen durchbrochene Bewölkungssituationen bei niedrigen Werten des *Clearsky Index* k^* zu einer Unterschätzung der Einstrahlung in Abhängigkeit von k^* und der mit den umgebenden Pixeln festgestellten Variabilität der Bewölkungssituation. Dieser Effekt läßt sich ebenfalls geometrieabhängig kompensieren und ermöglicht ebenfalls eine Erhöhung der Verfahrensqualität [28].

Teil III

Das Heliosat-Verfahren angewendet auf Meteosat-8

Am 28. August 2002 wurde der Satellit Meteosat-8, der einer neuen Generation meteorologischer Satelliten (*Meteosat Second Generation* (MSG)) angehört, in einen geostationären Orbit transportiert. Seine Daten wurden am 29. Februar 2004 verfügbar und konnten in Oldenburg ab dem 16. März 2004 empfangen und gespeichert werden [29].

An Bord von Meteosat-8 befindet sich das Meßinstrument SEVIRI (*Spinning Enhanced Visual and Infrared Imager*), welches in insgesamt 12 spektralen Kanälen alle 15 Minuten den Globus abtastet. Unter diesen 12 Kanälen sind 3 im sichtbaren Bereich des elektromagnetischen Spektrums, ein breitbandiger mit einer räumlichen Auflösung von $1 * 1 \text{ km}^2$ an der Erdoberfläche direkt unter dem Satelliten (HRV-Kanal), und zwei schmalbandige um 600 nm (VIS006) und 800 nm (VIS008), die wie alle weiteren Kanäle eine niedrigere räumliche Auflösung von $3 * 3 \text{ km}^2$ aufweisen. Die radiometrische Auflösung von SEVIRI ist wesentlich größer als bei Meteosat-7. Der Wertebereich umfaßt 1024 Grauwerte (2 Byte) im Gegensatz zu 256 Grauwerten (1 Byte) bei Meteosat-7.

Die geographische Position von Meteosat-8 liegt bei 0° nördlicher Breite (Äquator) und $3,4^\circ$ westlicher Länge und der Beobachtungsbereich umfaßt Europa, Afrika, im Westen Teile Südamerikas und im Osten Rußland bis zum Ural. Der Satellit übermittelt die räumlich niedrig auflösenden Daten (11 Kanäle) für das gesamte Gebiet, während die räumlich hoch auflösenden des HRV-Kanals im wesentlichen auf Afrika und Europa eingeschränkt sind.

In dieser Arbeit wird von den 3 Kanälen im visuellen Teil des elektromagnetischen Spektrums, die für die Verarbeitung mit dem Heliosat-Verfahren in Frage kommen (keine Emission), ausschließlich der spektral breitbandige HRV-Kanal verwendet, da eine höhere räumliche Auflösung Details auflösen kann, die Verfahrensverbesserungen erlauben. Zu diesen zählen insbesondere genauere Informationen über Topographie, Bodeneigenschaften und Wolkenstrukturen. Die radiometrischen, räumlichen und zeitlichen Auflösungsverbesserungen von Meteosat-8 gegenüber Meteosat-7 erlauben gegebenenfalls auch die Behebung von bisher aufgetretenen Schwierigkeiten zum Beispiel durch Wolkenreste und -ränder (siehe Kapitel 1) oder geometrische Details der Bodenreflektion (siehe

Kapitel 2). Sie können aber auch zu zusätzlichen Schwierigkeiten führen, wenn bisher gemittelte Details aufgelöst aber im Heliosat-Verfahren nicht geeignet behandelt werden können.

Die Ermittlung des Radiometeroffsets C_R und einer für Meteosat-8 spezifischen Atmosphärenkorrektur C_{Atmo} , sowie die Optimierung der Verfahrensparameter σ_g und ρ_c^{max} stellen den wesentlichsten Teil der Anpassung des Heliosat-Verfahrens an die HRV-Daten dar. Die nötigen Optimierungen müssen durch Vergleich berechneter und am Boden gemessener Globalstrahlungsdaten durchgeführt werden. Dazu wird wieder das Meßnetz des Deutschen Wetterdienstes (DWD) herangezogen (siehe Tabelle 1).

7 Vorbereitungen

Die von Meteosat-8 empfangenen HRV-Daten sind komprimiert und in 24 Segmente zerlegt (HRIT-Format), die nach dem Empfang dekomprimiert und zusammengefügt werden müssen [30]. Die dazu verwendete Software erzeugt ein neues Format (VCS/XPIF), welches den generierten Bildern einen Informationsbereich (Header) voranstellt, der alle für die Verarbeitung wichtigen Informationen enthält. Diese Bildinformationen über Aufnahmezeitpunkt, Größe, Auflösung und räumliche Lage können analog zu dem beschriebenen Verfahren für Meteosat-7 verarbeitet werden (siehe Anhang B.1.2), erfordern jedoch die Umstellung auf 2 Byte Speichergröße pro Grauwert, entsprechend dem erweiterten Grauwertbereich von Meteosat-8. Außerdem muß die doppelte Aufnahmefrequenz (alle 15 Minuten) berücksichtigt werden und die Identifikationsroutine, die die Lage von Pixeln (Zeile, Spalte) mit der geographischen Länge und Breite eines Ortes auf der Erde verknüpft (Geolokation), muß entsprechend modifiziert werden (siehe Anhang B.1.2).

Die großen Datenmengen, die die vollständige Speicherung aller HRV-Daten darstellte (124 MB pro Slot; 11,9 GB pro Tag), schließen eine komplette Speicherung in Oldenburg aus. Deshalb werden nur bestimmte Ausschnitte gespeichert, die Europa, einschließlich Nordafrika, die Kanarischen Inseln, den Süden Afrikas und für kurze Zeit auch die Äquatorregion Westafrikas umfassen (siehe Anhang A.1). Außerdem werden die nächtlichen Aufnahmen aus der Datenbasis extrahiert. Die Rechengeschwindigkeit bei der Prozessierung der Daten erwies sich als so niedrig, daß zusätzlich kleinere Ausschnitte der HRV-Daten gespeichert werden, unter anderem einen für Deutschland und für jede Kanarische Insel einen.

8 Normierung und Atmosphärenkorrektur

Wie in Kapitel 1 beschrieben, muß für die Normierung von Grauwerten im Heliosat-Verfahren zunächst der Radiometeroffset des Meßgeräts am Satelliten festgestellt werden, und zwar mit Hilfe von Bildern zu Zeiten, an denen die Sonne nicht den von Meteosat-8 sichtbaren Teil der Erdoberfläche beleuchtet. Auf diese Weise ergibt sich sowohl für den HRV-Kanal von Meteosat-8, als auch für die beiden anderen visuellen Kanäle (VIS006, VIS008) ein Radiometeroffset von $C_R = 51$. Damit ist es möglich, die am Satelliten gemessenen Grauwerte zu normieren und somit Reflektivitäten ρ gemäß (1) zu bestimmen, die zeitlich und räumlich vergleichbar sind.

Außerdem ist es analog zu dem Verfahren für Meteosat-7 möglich, eine Atmosphärenkorrektur $C_{Atmo}(\Theta_\odot, \Phi_S, \Psi)$ abzuleiten, welche das Rückstreusignal der Atmosphäre geometrieabhängig parametrisiert. Anders als bei Meteosat-7 sollen jedoch bereits normierte Grauwerte genutzt werden, um die Reflektivität der Atmosphäre $\rho_{Atmo}(\Theta_\odot, \Phi_S, \Psi)$ zu ermitteln. Dazu werden für Nordeuropa, Südeuropa, die Kanarischen Inseln, die Äquatorregion und den Süden Afrikas jeweils eine erhebliche Zahl Meerespixel (um 300) festgelegt, mit deren Hilfe das atmosphärische Rückstreusignal über dem Meer bestimmt werden soll. Damit die Annahme nicht vorhandener Meeresreflektion erfüllt ist, sind die ausgewählten Punkte weit genug von der Küste entfernt, um eine ausreichende Wassertiefe zu gewährleisten. Schließlich werden für den Zeitraum eines Jahres (1. April 2004 bis 31. März 2005) bei allen ausgewählten Punkten jene normierten Reflektivitäten extrahiert, die über den Wert $\rho = 100$ hinausgehen. Auf diese Weise sollen Reflektionssignale unterdrückt werden, die auf Reflektionen an Wolken zurückgehen. Für die verbliebenen normierten Reflektivitäten gilt dann analog zu (1) bei nicht vorhandener Meeresreflektion:

$$\rho = \frac{C - C_R}{\epsilon_t \cos(\Theta_\odot)} - \rho_{Atmo} = 0 \quad (15)$$

$$\Leftrightarrow \frac{C - C_R}{\epsilon_t \cos(\Theta_\odot)} = \rho_{Atmo}(\Theta_\odot, \Phi_S, \Psi) \quad (16)$$

Für die Parametrisierung der Abhängigkeiten vom Satellitenzenithwinkel Φ_S , vom Sonnenzenithwinkel Θ_\odot und vom Sonnensatellitenwinkel Ψ wird ein Produktansatz gewählt, und zwar einmal wie bei dem in Abschnitt II beschriebenen Verfahren für Meteosat-7 Daten mit einer Rayleigh-Struktur ρ_{Atmo}^I , bei der die Abhängigkeit vom Sonnensatellitenwinkel vorgegeben ist, und einmal bei Parametrisierung aller drei Winkelabhängigkeiten ρ_{Atmo}^{II} :

$$\rho_{Atmo}^I = (1 + \cos^2(\Psi))f_1(\Phi_S)f_2(\Theta_\odot) \quad (17)$$

$$\rho_{Atmo}^{II} = f_1(\Phi_S)f_2(\Theta_\odot)f_3(\Psi) \quad (18)$$

Für ρ_{Atmo}^I wird zunächst die Abhängigkeit des normierten Rückstreusignals der Atmosphäre vom Satellitenzenithwinkel parametrisiert (Abbildung 17). Die Signale zeigen für alle Gebiete bis auf die Äquatorregion eine ansteigende Tendenz mit dem Satellitenzenithwinkel und können gut mit einer $a/\cos(\Phi_S)^b$ -Funktion beschrieben werden. Mit Annäherung an den Äquator werden die Reflektivitäten jedoch im Mittel wieder größer. Dies hängt mit möglichen Totalreflektionen an der Meeresoberfläche zusammen [31], die bei dieser Parametrisierung nicht explizit berücksichtigt werden. Deshalb wird die Äquatorregion im weiteren nicht zur Parametrisierung herangezogen.

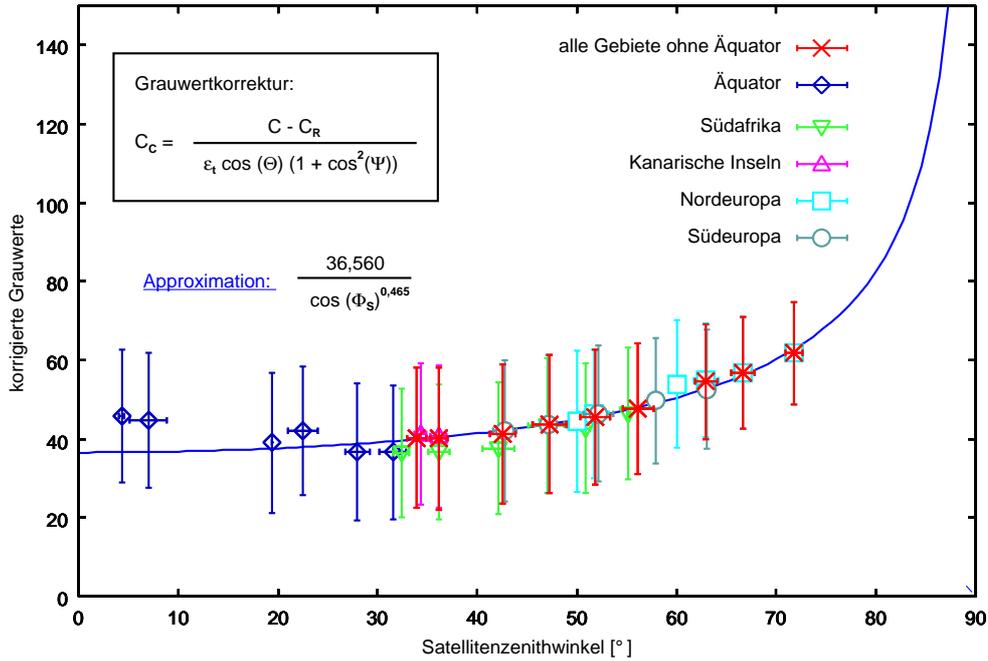


Abbildung 17: Parametrisierung des atmosphärischen Rückstreusignals in verschiedenen Gebieten in Abhängigkeit vom Satellitenzenithwinkel, wenn eine Rayleigh-Struktur vorgegeben wird (ρ_{Atmo}^I).

Die archivierten Meeresgrauwerte werden im nächsten Schritt mit der gefundenen Abhängigkeit vom Satellitenzenithwinkel korrigiert. Nach dieser Korrektur unterscheiden sich die Gebiete (in Abbildung 18 nicht wiedergegeben) kaum noch bezüglich der Abhängigkeit der Reflektivitäten vom Sonnenzenithwinkel, die als nächstes parametrisiert wird. Lediglich zwischen 40° und 70° wird das Rückstreu-signal geringfügig stärker je nördlicher das untersuchte Gebiet liegt. Zur Parametrisierung erweist sich ähnlich wie bei A. Hammer [9] ein Polynom 2. Ordnung in $\cos(\Theta_\odot)$ als besonders geeignet, lediglich für sehr große Winkel $\Theta_\odot > 80^\circ$ gibt es nennenswerte Abweichungen.

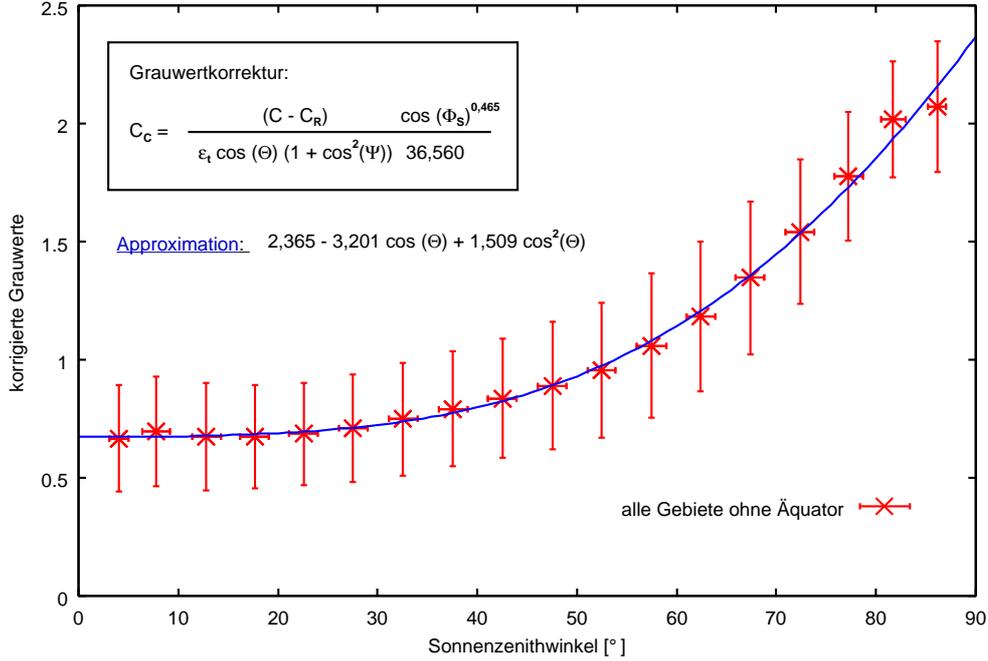


Abbildung 18: Parametrisierung des atmosphärischen Rückstreusignals in Abhängigkeit vom Sonnenzenithwinkel, wenn eine Rayleigh-Struktur vorgegeben wird (ρ_{Atmo}^I).

In analoger Weise wird zusätzlich eine zweite Atmosphärenkorrektur ρ_{Atmo}^{II} abgeleitet, für die Schritt für Schritt alle drei Winkelabhängigkeiten parametrisiert werden. Auf diese Weise ergeben sich folgende Funktionskombinationen und Koeffizienten (Tabelle 3) für die beiden Atmosphärenkorrekturen:

$$\rho_{Atmo}^I = \frac{(1 + \cos^2(\Psi)) * (a + b * \cos(\Theta_{\odot}) + c * \cos^2(\Theta_{\odot}))}{\cos(\Phi_S)^d} \quad (19)$$

$$\rho_{Atmo}^{II} = \frac{a + b * \cos(\Psi) + c * \cos^2(\Psi)}{\cos(\Phi_S)^d * \cos(\Theta_{\odot})^e} \quad (20)$$

| | a | b | c | d | e |
|--------------------|--------|---------|--------|-------|-------|
| ρ_{Atmo}^I | 86,475 | -117,04 | 55,152 | 0,465 | |
| ρ_{Atmo}^{II} | 42,871 | -11,189 | 16,095 | 0,433 | 0,341 |

Table 3: Koeffizienten der beiden entwickelten Atmosphärenkorrekturen ρ_{Atmo}^I und ρ_{Atmo}^{II} für den HRV-Kanal von Meteosat-8 gemäß Gleichung 19 und 20.

Welche Qualität die abgeleiteten Atmosphärenkorrekturen haben und welches gegebenenfalls die bessere ist, läßt sich erst nach einer Validierung mit Bodendaten beantworten (Kapitel 12).

9 Geolokation und Kolokation

Bevor die Verfahrensparameter σ_g und ρ_c^{max} (siehe Kapitel 2 + 3) ermittelt werden können, muß geprüft werden, ob die aus den Bildinformationen abgeleitete geographische Lage der Pixel mit der wirklichen übereinstimmt (Geolokation). Die Optimierung der Parameter findet nämlich im Wege der Fehlerminimierung beim Vergleich mit Bodendaten statt und für diesen Vergleich muß das durch ein Pixel festgelegte Gebiet, in dem eine Bodenstation liegt, so gut wie möglich bekannt sein. Außerdem soll geprüft werden, ob die Geolokation der Bilder in der zeitlichen Abfolge erhalten bleibt (Kolokation).

9.1 Geolokation

Die Prüfung der korrekten geographischen Lage der Pixel des hochauflösenden Kanals von Meteosat-8 findet mit Hilfe der Geoinformationssoftware *IDRISI Kilimanjaro* statt [32], und zwar durch einen Vergleich der Küstenlinien, wie sie auf den Bodenreflektivitätsbildern zu sehen sind, mit genau vermessenen. Für Europa werden die *Europe shape files (ArcGIS)* der Firma ESRI [33] verwendet, für die Kanarischen Inseln stellte A.O. Gallego vom *Institutio Tecnologico de Canarias (ITC)* die entsprechenden Daten bereit.

Um Bodenreflektivitätsbilder möglichst hoher Qualität zu bekommen, werden sie mit dem Heliosat-Verfahren im Juni 2004 und für den 12 Uhr Slot berechnet, da in diesen Bildern wegen der besonders hohen Einstrahlung der Kontrast besonders groß ist. Da die Parameter σ_g und ρ_c^{max} noch nicht optimiert sind, müssen sie vorläufig anders festgelegt werden.

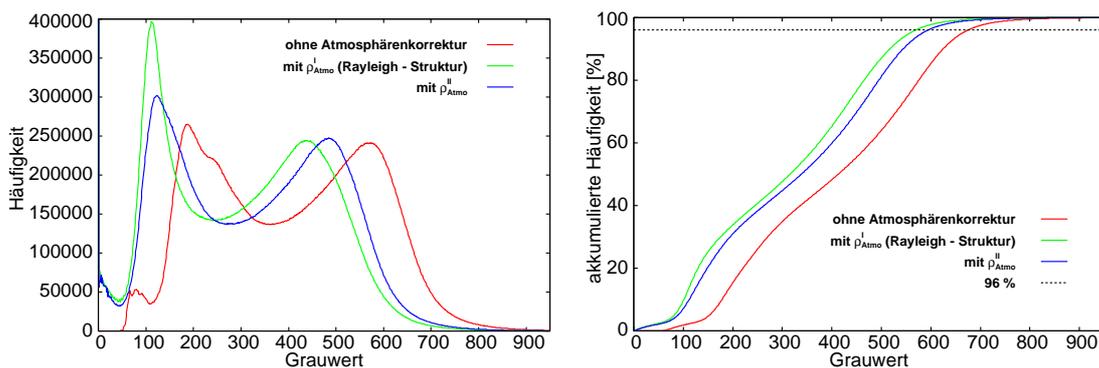


Abbildung 19: Häufigkeitsverteilungen der normierten Reflektivitäten (links) und akkumulierte Häufigkeiten (rechts) für den Deutschlandausschnitt und ein ganzes Jahr (1.4.2004 - 31.3.2005) mit und ohne Verwendung der gefundenen Atmosphärenkorrekturen ρ_{Atmo}^I und ρ_{Atmo}^{II} .

Für σ_g wird ein dem optimalen Wert bei Meteosat-7 entsprechender Wert von

$\sigma_g = 40$ genommen. ρ_c^{max} kann mit Hilfe des schon bei Meteosat-7 verwendeten 96% Perzentil-Kriteriums in den akkumulierten Häufigkeitsverteilungen bestimmt werden (Abbildung 19 (rechts)). Wegen der späteren Validierung mit dem Meßnetz des DWD wird für die Bestimmung von ρ_c^{max} nur der Deutschlandausschnitt herangezogen. Die Häufigkeitsverteilungen in Abbildung 19 (links) zeigen außerdem die Wirkung der Atmosphärenkorrekturen, nämlich die Stauchung des Wertebereichs und die Harmonisierung des Bodenreflektivitätspeaks.

Das mit den so gewonnenen Parametern $C_R = 51, \sigma_g = 40, \rho_c^{max} = 675$ (ohne Atmosphärenkorrektur) gewonnene Bodenreflektivitätsbild vom Juni 2004 im 12 Uhr Slot muß in geographische Längen und Breiten umgerechnet werden, und zwar mit Hilfe der genannten Bildinformationen (Header) zu den Bildern von Meteosat-8. Das Verhältnis des Öffnungswinkels des Meßgeräts am Satelliten zur Pixelzahl des gesamten Bildes wird von der EUMETSAT mit $17,832^\circ / 11136$ Pixel für den HRV-Kanal von Meteosat-8 angegeben [34]. Zusammen mit den Bildinformationen über Zeilen- und Spaltenoffset, sowie der Auflösung kann so jedem Pixel eines HRV-Ausschnitts eine geographische Länge und Breite auf der Erde durch Projektion zugeordnet werden (siehe auch Anhang B.1.2). Nach Einladen dieser Daten kann dann innerhalb von *IDRISI Kilimanjaro* eine Konturkarte auf das Bodenreflektivitätsbild gelegt werden und die Übereinstimmung der Küstenlinien geprüft werden. Dies wird für die Kanarischen Inseln, Westirland, Norwegen, Portugal, die Balearen, die Umgebung der Ostseeinsel Fehmarn und einige Inseln Griechenlands durchgeführt.

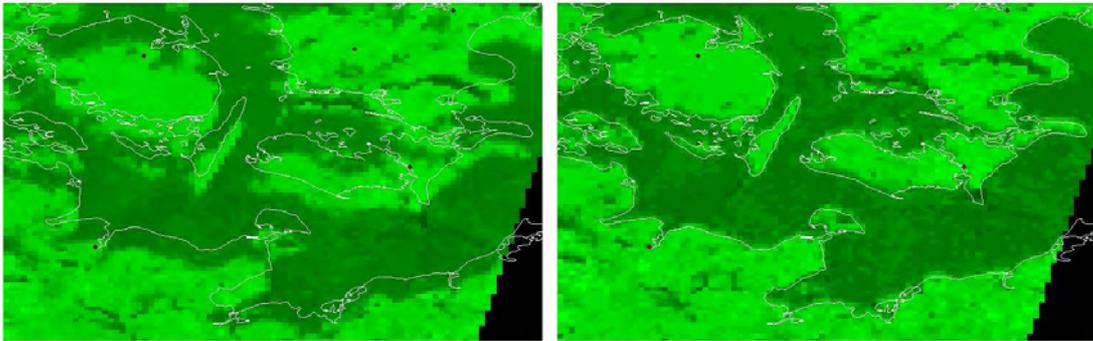


Abbildung 20: Das Gebiet um die Ostseeinsel Fehmarn ohne (links) und mit (rechts) Korrektur der Zeilen- und Spaltenoffsets.

Es zeigt sich, daß die beiden verglichenen Karten gegeneinander verschoben sind, und zwar für alle untersuchten Gebiete (siehe Abbildung 20 (links)). Dies läßt sich jedoch nicht mit einer einfachen Verschiebung der Satellitenbilder kompensieren. Vielmehr ist eine nachträgliche Korrektur der Zeilen- und Spaltenoffsets nötig, um großflächig die festgestellten Verzerrungen zu kompensieren und eine Übereinstimmung der Küstenlinien herzustellen (siehe Abbildung 20 (rechts)). Auch

auf diese Weise läßt sich jedoch keine Korrektur finden, die für alle Gebiete zum gewünschten Ergebnis führt, Griechenland und die Kanarischen Inseln bedürfen eigener Korrekturen (siehe auch Anhang A.2).

Bei den in Tabelle 4 zusammengefaßten Werten für zusätzliche Zeilen- und Spaltenoffsets ist außerdem berücksichtigt, daß die EUMETSAT die mit den HRV-Daten gelieferten Bildinformationen ab dem 2. September 2004 in der Weise modifiziert hat, daß der Zeilenoffset um 2 Zähler erniedrigt wurde, so daß die zusätzlichen Zeilenoffsets jeweils um 2 erhöht werden mußten.

| Gebiet | Zeilenoffset | Spaltenoffset |
|--------------------------|--------------|---------------|
| Griechenland | +6 | -1 |
| Nordostdeutschland | +6 | +1 |
| Norwegen | +6 | +1 |
| Balearen | +6 | +1 |
| Portugal | +6 | +1 |
| Westirland | +6 | +1 |
| Kanarische Inseln (Ost) | +4,5 | +2 |
| Kanarische Inseln (West) | +4,5 | +3 |

Tabelle 4: Nötige zusätzliche Zeilen- und Spaltenoffsets für verschiedene Gebiete, um eine korrekte Geolokation der HRV-Daten von Meteosat-8 zu erreichen.

Untersuchungen zu einem wesentlich späteren Zeitpunkt haben inzwischen gezeigt, daß die festgestellten und korrigierten Verzerrungen ein Problem der Satellitendaten im VCS/XPIF-Format sind und damit eines der benutzten Software.

9.2 Kolokation

Bei der optischen Prüfung der räumlichen Lage der Kanarischen Inseln in der zeitlichen Abfolge von Bildern einzelner Tage wurde mehrfach ein Sprung von etwa einem Pixel zwischen 8:45 und 9:00 Uhr beobachtet. Dies machte es erforderlich, die Kolokation zu prüfen, das heißt die Identität der räumlichen Lage der von Meteosat-8 gelieferten HRV-Bilder zu verschiedenen Zeiten.

Diese Prüfung wird durch Vergleich eines beliebigen Bildes mit einem Referenzbild erreicht, dessen räumliche Lage genau bekannt ist. Entsprechend werden

Differenzbilder zwischen einem zu prüfenden Bild - hier Bodenreflektivitätsbilder verschiedener Slots und Monate - und dem in Kapitel 9.1 verwendeten und geprüften Bodenreflektivitätsbild vom 12 Uhr Slot im Juni 2004 gebildet und die Küstenlinien untersucht. Da es sich um monatsgemittelte Bodenreflektivitäten handelt, müssen die Ergebnisse als systematische Verschiebungen interpretiert werden.

Zwar sind die Helligkeiten der Bodenreflektivität zwischen den verglichenen Bildern verschieden, jedoch sind die Unterschiede nicht so groß wie die Helligkeitsveränderung zwischen Meer und Land. Ist die räumliche Lage beider Bilder nicht identisch, ist dies den Differenzbildern leicht anhand großer Helligkeiten der Küstenlinien im Verschiebungsbereich zu entnehmen. Der Vergleich wird optisch und nicht mathematisch exakt durchgeführt. Und zwar wird als Maß für eine Verschiebung der Anteil der hellen Pixel im Verschiebungsbereich an einer nicht unterbrochenen Linie gewählt, die einer Verschiebung um ein Pixel entspräche. Für Nord/Süd-Verschiebungen wird die Südküste Spaniens, für Ost/West-Verschiebungen die Westküste Portugals gewählt.

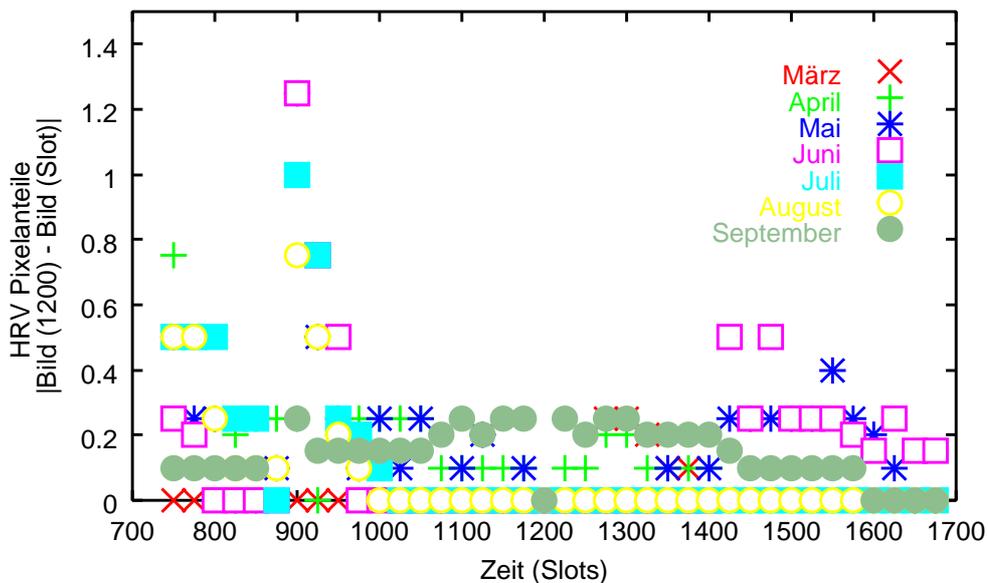


Abbildung 21: Zeitliche Verschiebungen der räumlichen Lage (Nord/Süd) von Bodenreflektivitätsbildern verschiedener Slots und Monate im Vergleich zum 12 Uhr Slot im Juni 2004.

In Abbildung 21 sind die Ergebnisse für Nord/Süd-Verschiebungen zusammengefaßt. In erster Linie bestätigt die Untersuchung die Stabilität der räumlichen Lage der von Meteosat-8 gelieferten HRV-Bilder, sind doch die weit überwiegende Zahl der beobachteten Verschiebungen in Nord/Südrichtung kleiner als 0,3 Pixel. Die Verschiebungen in Ost/Westrichtung sind von ähnlicher Größe.

Werden die Slots in der Nähe von Sonnenauf- und -untergang wegen der schwachen Beleuchtung vernachlässigt, bleibt nur der schon genannte Sprung zwischen

8:45 und 9:00 Uhr in Nord/Südrichtung, der hier bis zu 1,3 Pixel umfaßt. Dieser ist außerdem auf die Monate Juni, Juli und August 2004 beschränkt. Da Satelliteneigenbewegungen als mögliche Ursache vermutet werden, könnte es sich um Steuerimpulse der ESA handeln.

Die beobachteten Verschiebungen werden im Gegensatz zu größeren, ausnahmsweise auftretende Verschiebungen (siehe Datenqualität, Anhang A.1) nicht per Hand zurückgeschoben. Statt dessen wird das schon bei Daten des Satelliten Meteosat-7 erfolgreich eingesetzte automatische Rückverschiebungsverfahren verwendet, um nötige Verschiebungen mittels einer Minimierung des *rmse* festzustellen und vorzunehmen. Dieses Verfahren ist jedoch bei den HRV-Daten von Meteosat-8 nicht erfolgreich. Deshalb soll in Zukunft ein anderes Verfahren eingesetzt werden, daß für spezielle Landmarken die Kreuzkorrelation als Maß verwendet und laut L. Wald inzwischen breite Anwendung findet [35]. Da die beobachteten Verschiebungen 1,3 Pixel nicht überschreiten, sollte dieses normalerweise auf Verschiebungen von maximal 3 Pixeln beschränkte Verfahren gut funktionieren.

10 Optimierung der Parameter des Heliosat-Verfahrens

Zu optimieren sind die Halbwertsbreite σ_g des Bodenreflektivitätspeaks in der Häufigkeitsverteilung der Grauwertfolge eines Pixels pro Monat und Slot und die maximale Wolkenreflektivität ρ_c^{\max} aller Bilder eines Untersuchungszeitraums. Modifizierte Verfahrensvarianten können außerdem weitere Verfahrensparameter enthalten, die zusätzlich zu optimieren sind.

10.1 Halbwertsbreite σ_g und maximale Wolkenreflektivität ρ_c^{\max}

Zur Bestimmung des am besten geeigneten Parameters σ_g bei der Prozessierung von HRV-Daten von Meteosat-8 soll wieder das Meßnetz des DWD verwendet werden. Durch Testläufe mit verschiedenen Werten von σ_g soll jener Wert ermittelt werden, der zu den geringsten Fehlern führt. Um Schwierigkeiten, die auf Schneereflektionen zurückgehen, zu umgehen, wird die Optimierung nur mit Daten für den Zeitraum April bis Dezember 2004 durchgeführt. Außerdem sollen nur solche Zeitpunkte zum Vergleich zwischen berechneten Globalstrahlungen und am Boden gemessenen herangezogen werden, zu denen die Bodendaten für einen unbewölkten Himmel sprechen, nämlich *Clearsky Indizes* $k^* > 0,9$. Zusätzlich soll die Variabilität $var < 0,05$ liegen. Dabei handelt es sich um ein Maß für Gleichförmigkeit hinsichtlich der Bewölkungssituation zwischen einem untersuchten Pixel und seiner Umgebung [25]. Beide Einschränkungen sollen zu den

Vergleichszeitpunkten großräumig wolkenlosen Himmel garantieren. Dabei wird für den noch nicht optimierten Verfahrensparameter ρ_c^{max} der in Kapitel 9.1 mit dem 96. Perzentil in den Häufigkeitsverteilungen der Grauwerte des Deutschlandausschnitts ermittelte Wert von $\rho_c^{max} = 675$ verwendet.

Das Heliosat-Verfahren liefert dann alle 15 Minuten Globalstrahlungswerte, aus denen ein Stundenmittel gebildet wird. Es werden wie bei der Prozessierung von Meteosat-7 Daten wieder die Linke-Trübungswerte von D. Dumortier verwendet und um den Wert 0,5 reduziert (siehe Kapitel 5). Auch konnte innerhalb des Heliosat-3 Projekts von K.F. Dagestad gezeigt werden, daß ein räumliches Mittel über 3 Pixel in Nord-Südrichtung und über 5 Pixel in Ost-Westrichtung die besten Ergebnisse liefert [24]. Dies sind zwar die gleichen Pixelzahlen wie bei Meteosat-7, entsprechen aber wegen der höheren räumlichen Auflösung von Meteosat-8 einem wesentlich kleineren Gebiet.

Als Kriterium für den geringsten Fehler wird die Minimierung des *rbias* genommen, da systematische Verschiebungen der Bodenreflektivitätshelligkeit zu einem entsprechenden *rbias* führen und dieser zur Streuung (*rstdeerror*) beiträgt. Auf diese Weise ergibt sich durch Vergleich mit den Meßdaten des DWD (Tabelle 1) für den Zeitraum April bis Dezember 2004 ein optimaler Wert von $\sigma_g = 25$ (Abbildung 22 (links)).

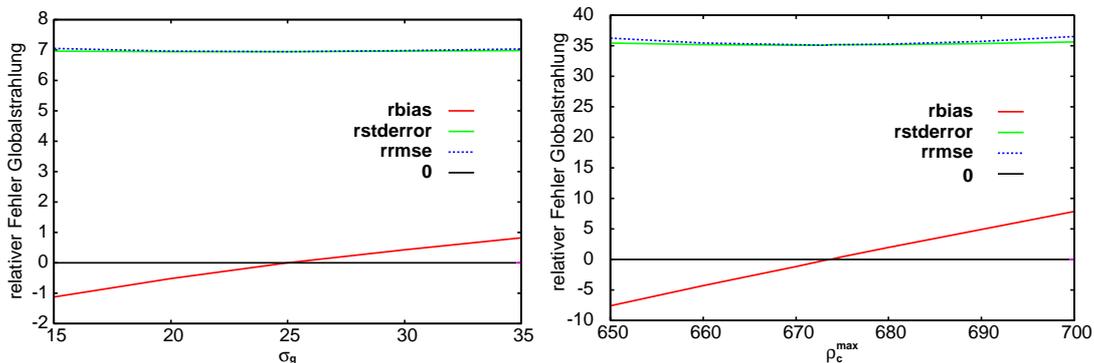


Abbildung 22: Abhängigkeit der relativen Fehler bei der Berechnung der Globalstrahlung im *Clearsky*-Fall ($var < 0,05; k^* > 0,9$) vom Bodenreflektivitätsparameter σ_g (links) und im *Cloudysky*-Fall ($0,2 < k^* < 0,5$) von der maximalen Wolkenreflektivität ρ_c^{max} (rechts). Zur Bestimmung der relativen Fehler wurden jeweils die 21 Meßstationen des DWD verwendet.

Bei der Optimierung der maximalen Wolkenreflektivität ρ_c^{max} wird analog vorgefahren wie bei der Optimierung von σ_g . Anders als dort sollen jetzt jedoch keine wolkenlosen Fälle untersucht werden, sondern nur bewölkte. Deshalb werden nur jene Zeitpunkte herangezogen, zu denen der *Clearsky Index* am Untersuchungsort für eine bewölkte Situation spricht ($0,2 < k^* < 0,5$). Für die so eingeschränkte Datenmenge werden wieder durch einen Vergleich der berechneten Globalstrahlungen mit am Boden gemessenen die relativen Fehler bestimmt und der *rbias* minimiert. Dies muß für jedes zu testende Verfahren durchgeführt werden. Mit

dem gerade ermittelten Wert von $\sigma_g = 25$ ergibt sich ein optimales $\rho_c^{\max} = 674$ (Abbildung 22 (rechts)). Dieses Ergebnis bestätigt rückwirkend, daß die Verwendung des 96. Perzentils in den akkumulierten Häufigkeitsverteilungen der normierten Rohbilder ein geeignetes Verfahren zur Bestimmung von ρ_c^{\max} darstellt, da dieses mit $\rho_c^{\max} = 675$ nahezu denselben Wert lieferte.

Unabhängig von dem zu optimierenden Parameter muß beim Vergleich verschiedener Werte von σ_g bzw. ρ_c^{\max} darauf geachtet werden, daß die Zahl der Stützstellen für die verglichenen Verfahrensvarianten identisch ist. Diese ist durch die Variante gegeben, die die geringste Zahl von Zeitpunkten aufweist, zu denen das jeweilige Bewölkungskriterium erfüllt ist. Dies waren bei den oben beschriebenen Optimierungen jeweils die niedrigsten Werte von σ_g bzw. ρ_c^{\max} , die zum Vergleich herangezogen wurden.

Nachdem nun eine optimale Variante des Heliosat-Verfahrens zur Ermittlung der Bodenreflektivitäten bei Verwendung der HRV-Daten von Meteosat-8 ermittelt ist, soll die Qualität der berechneten Bilder optisch geprüft werden. Dabei zeigt sich, daß das in Kapitel 2.2 beschriebene Problem **weißer Flecken** wesentlich seltener auftritt als bei Meteosat-7. Es handelt sich entweder um verbleibende Wolkenreflektionen bei der Iteration der Bodenreflektivität oder um entsprechend hohe Grauwerte, die bei sehr niedrigen Sonnenständen bei der Normierung errechnet werden. Der optimierte Wert von σ_g ist mit 25 deutlich niedriger als der umgerechnete Wert von Meteosat-7 von 40. Dies wird auf nicht identische Wertebereiche und die wesentlich höhere radiometrische Auflösung von Meteosat-8 (HRV) zurückgeführt. Die Bodenreflektivitätsspitze ist dann im Mittel wesentlich schmaler und es verbleiben seltener Wolkenreflektionssignale in den berechneten Bodenreflektivitäten.

Bei niedrigen Sonnenständen löst die höhere radiometrische Auflösung das Problem der Wolkenränder weitgehend, da diese durch den ganzzahligen Charakter der Pixelgrauwerte und anschließende Normierung mit sehr großen Sonnenzenithwinkeln bedingt war (siehe auch Abbildung 3). Die Kosinuskorrektur verschiebt dann nebeneinanderliegende Grauwerte extrem und auseinander, konnte also wegen der begrenzten radiometrischen Auflösung nicht zwischen Boden und Wolke unterscheiden. Dies bleibt als Problem zwar bei Meteosat-8 (HRV) erhalten, die dadurch bedingten Ränder sind jedoch viel schmaler und treten bei noch niedrigeren Sonnenständen auf.

Ganz im Gegensatz dazu zeigt sich in den berechneten Bodenreflektivitätsbildern ein viel häufigeres Auftreten von **schwarzen Flecken** als bei Meteosat-7 (Abbildung 23). Eine Überprüfung mit der zugrundeliegenden Bildfolge ergibt, daß es sich zum überwiegenden Teil um Wolkenschatten, zum Teil auch um Bergschatten handelt. Dies ist eine Folge der höheren räumlichen Auflösung der HRV-Daten von Meteosat-8. Für nicht zu niedrige Sonnenstände liegt die lineare Ausdehnung der Schatten offenbar im Bereich von 1 - 2 km und nicht von 3 - 5 km.

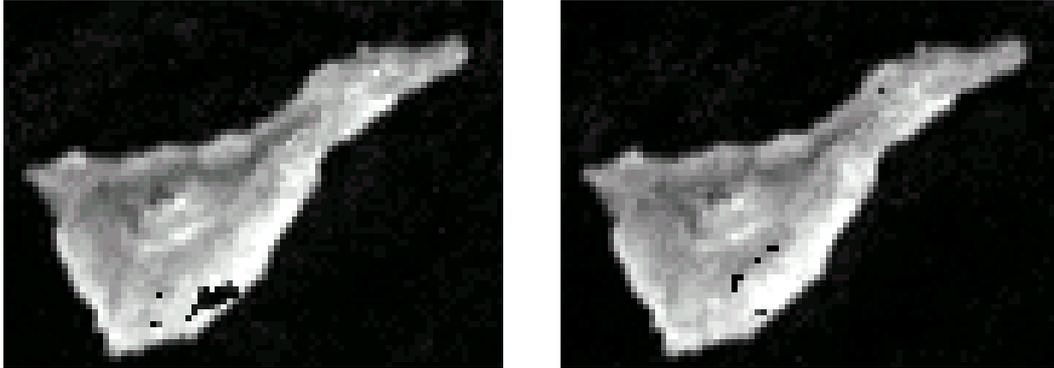


Abbildung 23: Beispiele für Wolkenschattengrauwerte als iterierte Bodenreflektivitäten auf Teneriffa im Dezember 2004 im 11:15 (links) und 11:30 Uhr Slot (rechts).

Testrechnungen für Nord- und Südafrika, und die Kanarischen Inseln ergeben, daß Wolkenschatten dort noch häufiger und deutlicher erkennbar auftreten. Dies hängt offenbar mit der steigenden räumlichen Auflösung mit fallendem Breitengrad zusammen. Der durch die größere Einstrahlung bedingte höhere Kontrast hebt die **schwarzen Flecken** zusätzlich hervor.

Die Iteration eines Wolkenschattengrauwerts als Bodenreflektivität eines Monats in einem bestimmten Slot ist Folge des Versagens des Iterationsalgorithmus wie in Kapitel 2.2 beschrieben (siehe Abbildung 7 (rechts)). Dieses Versagen stellt ein erhebliches Problem dar, da ein bewölkter Fall hier vom Heliosat-Verfahren als wolkenloser Fall mit extrem niedriger Bodenreflektivität (wie Wasser) behandelt wird. Entsprechend soll im folgenden versucht werden, den Iterationsalgorithmus für die Bodenreflektivität so zu modifizieren, daß Wolkenschattengrauwerte detektiert und dann auch anders behandelt werden können.

10.2 Schattenwurfdetektion

Generell ließen sich Wolkenschattengrauwerte mit Hilfe vorgegebener Grauwerte identifizieren, da die Helligkeit im Bereich von Wasserreflektionen liegt. Dies stellte jedoch eine zusätzliche Annahme dar, die erst für alle Beleuchtungsgeometrien und Wolkentypen geprüft werden müßte und im Zweifel nicht allen auftretenden Situationen gerecht würde. Deshalb wird nach einem Detektionsverfahren gesucht, das ohne zusätzliche Annahmen auskommt und jeder Situation angepaßt funktioniert.

Die Lösungsidee besteht nun darin, die Schrittweite innerhalb des Iterationsalgorithmus zur Ermittlung der Bodenreflektivität zu verwenden. Wie in Abbildung 24 (links) dargestellt, nimmt die Schrittweite von Iterationsschritt zu Iterationsschritt monoton ab, wenn eine reguläre Häufigkeitsverteilung der Grauwerte eines Pixels und Monatslots angenommen wird.

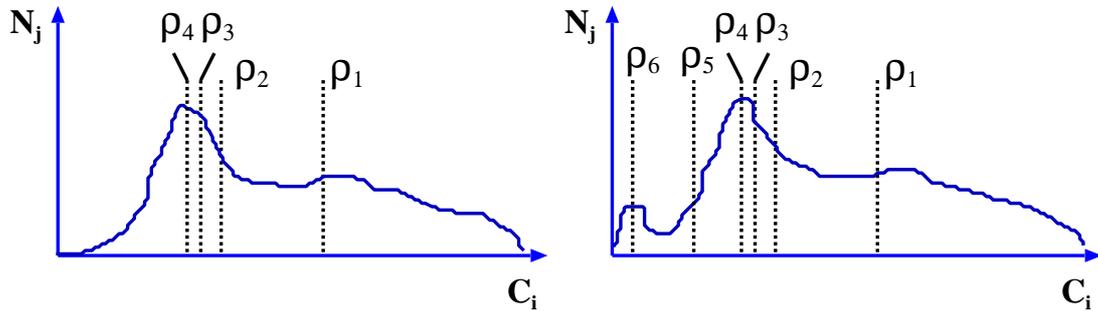


Abbildung 24: Schematische Darstellung der Häufigkeitsverteilungen der Grauwertfolge eines Pixels und Monatslots mit schrittweise iterierter Bodenreflektivität ρ_i . Eine Verteilung enthält Schattengrauwerte (rechts), die andere nicht (links).

Enthält die Häufigkeitsverteilung dagegen einen Schattengrauwert (Abbildung 24 (rechts)) steigt die Schrittweite jenseits des Bodenreflektionspeaks wieder an. Um die Sensitivität des neu entwickelten Verfahrens steuern zu können, wird eine kritische Schrittweite d_{Schatten} eingeführt, die der Vergrößerung zwischen den Iterationsschritten i und $i + 1$ entspricht. Das Schattendetektionskriterium ist dann durch $\rho^{i+1} + d_{\text{Schatten}} > \rho^i$ gegeben. Der neue Parameter d_{Schatten} muß zusätzlich durch den Vergleich mit Bodendaten optimiert werden.

Wird ein Grauwert als Schatten identifiziert, wird er aus der Grauwertfolge extrahiert und die mittlere Bodenreflektivität neu iteriert.

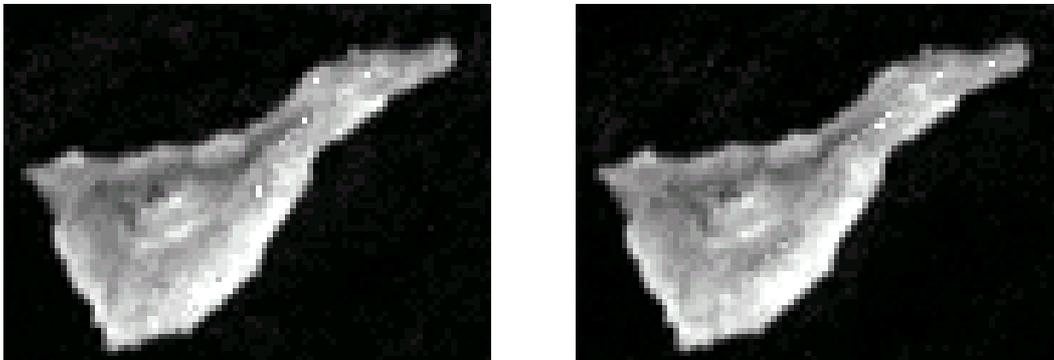


Abbildung 25: Beispiele für korrigierte Wolkenschattengrauwerte als iterierte Bodenreflektivitäten auf Teneriffa im Dezember 2004 im 11:15 (links) und 11:30 Uhr Slot (rechts). Vergleiche auch mit Abbildung 24. (Verfahrensparameter: $d_{\text{Schatten}} = 5$)

In Abbildung 25 sind die mit dem modifizierten Iterationsalgorithmus ermittelten Bodenreflektivitätsbilder wiedergegeben, die als Beispiel für das Auftreten von Schattenwurf gewählt wurden (siehe Abbildung 23). Der optische Vergleich bestätigt, daß das neue Verfahren gut funktioniert und alle Schatten detektiert, extrahiert und eine sinnvolle neue Bodenreflektivität iteriert wird.

Der nach der Extraktion eines Schattengrauwerts neu iterierte Bodenreflekti-

vitätswert richtet sich nach dem Aussehen der verbleibenden Häufigkeitsverteilung. Im regulären Fall wird ein höherer Wert berechnet, es sei denn, es wird erneut ein Schatten detektiert. Möglich ist jedoch auch, daß die verbleibenden Grauwertfolge nur noch Wolkenreflektionswerte enthält und dann eine zu hohe Bodenreflektivität berechnet wird. So mögen die in Abbildung 25 sichtbaren, sehr hohen Pixelgrauwerte zustandekommen. Wie groß dieses Problem ist, wird sich jedoch erst nach der mathematischen Optimierung des Parameters d_{Schatten} feststellen lassen.

11 Vom *Cloud Index* zur Globalstrahlung

Nachdem die gemittelte Bodenreflektivität ρ_g mit Hilfe des optimierten Iterationsparameters σ_g für jedes Pixel bestimmt werden kann und die maximale Wolkenreflektivität ρ_c^{max} für das Gebiet Deutschland ebenfalls optimiert ist, kann für jedes Pixel und zu jedem Zeitpunkt der Cloudindex n gemäß (3) bestimmt werden. Unter Verwendung der Parametrisierung von Fontoynt et al. (Gleichung (6)) liegt damit auch der *Clearsky Index* k^* fest und mit Hilfe des in Kapitel 4 beschriebenen *Clearsky*-Modells kann die Globalstrahlung berechnet werden.

Das einzig verbliebene Problem stellt die Frage dar, welcher *Clearsky Index* k_{Schatten}^* dem Schattengrauwert C_{Schatten} eines Schattenpixels zugeordnet wird, wenn der Schattendetektionsalgorithmus eingeschaltet wird. Es handelt sich um eine nötige Umrechnung der scheinbar “unbewölkten” auf die tatsächlich vorhandene “bewölkte” Situation. Für die scheinbar unbewölkte Situation gilt (siehe (1), (3) und (5)):

$$C_{\text{Schatten}} - C_0 = \rho_{\text{Schatten}} * I_{\text{Clearsky}} \quad (21)$$

$$\Leftrightarrow \rho_{\text{Schatten}} = \frac{C_{\text{Schatten}} - C_0}{I_{\text{Clearsky}}} \quad (22)$$

Für die tatsächliche, bewölkte Situation gilt:

$$C_{\text{Schatten}} - C_0 = \rho_g * k_{\text{Schatten}}^* * I_{\text{Clearsky}} \quad (23)$$

$$\Leftrightarrow C_{\text{Schatten}} = \rho_g * k_{\text{Schatten}}^* * I_{\text{Clearsky}} + C_0 \quad (24)$$

Einsetzen von (24) in (22) ergibt:

$$\rho_{\text{Schatten}} = \frac{\rho_g * k_{\text{Schatten}}^* * I_{\text{Clearsky}} + C_0 - C_0}{I_{\text{Clearsky}}} = \rho_g * k_{\text{Schatten}}^* \quad (25)$$

$$\Leftrightarrow k_{\text{Schatten}}^* = \frac{\rho_{\text{Schatten}}}{\rho_g} \quad (26)$$

An dieser Stelle kann bereits die Globalstrahlung am Erdboden berechnet werden, die nötige Zwischenspeicherung von *Cloud Indices* macht es jedoch erforderlich, k_{Schatten}^* einen geeigneten *Cloud Index* n_{Schatten} zuzuordnen. Für die Umrechnung wird die Umkehrabbildung zur Parametrisierung von Fontoynt et al. (Gleichung (6)) gebildet:

$$n_{\text{Schatten}} = \begin{cases} 1, 1 & \text{für } k_{\text{Schatten}}^* < 0,05 \\ \frac{3,6667 - \sqrt{13,4447 + 6,6668(k_{\text{Schatten}}^* - 2,0667)}}{3,3334} & \text{für } 0,05 \leq k_{\text{Schatten}}^* < 0,2 \\ 1 - k_{\text{Schatten}}^* & \text{für } 0,2 \leq k_{\text{Schatten}}^* < 1,2 \\ -0,2 & \text{für } k_{\text{Schatten}}^* \geq 1,2. \end{cases} \quad (27)$$

Auf diese Weise ist die Konstruktion eines geeigneten *Cloud Index* für Wolkenshatten konsistent mit dem Heliosat-Verfahren, dem verwendeten *Clearsky*-Modell und den verwendeten Parametrisierungen.

12 Ergebnisse für Meteosat-8 (HRV)

Die Ermittlung und Darstellung der Qualität des Heliosat-Verfahrens bei Verwendung der hochauflösenden Daten von Meteosat-8 soll analog zu derjenigen in Kapitel 5 für Meteosat-7 stattfinden. Auch werden die dortigen Ergebnisse zum Vergleich herangezogen, um die Bedeutung der höheren räumlichen, zeitlichen und radiometrischen Auflösung von Meteosat-8 einschätzen zu können.

Vor dem Hintergrund der so gewonnenen Ergebnisse sollen dann die in dieser Arbeit entwickelten Verfahrensverbesserungen, die Atmosphärenkorrektur und das Schattendetektionsverfahren, validiert und bewertet werden.

12.1 Meteosat-8 (HRV) im Vergleich zu Meteosat-7

Für die Validierung des Heliosat-Verfahrens mit den hochauflösenden Daten des Satelliten Meteosat-8 (HRV) werden die gleichen Rahmenbedingungen in Bezug auf den Validierungszeitraum, das Validierungsgebiet, räumliche und zeitliche Mittel und die verwendeten Trübungskarten gewählt, wie bei der Validierung von Meteosat-7 (Kapitel 5). Auf diese Weise ergeben sich die in Tabelle 5 zusammengefaßten relativen Fehler der berechneten Globalstrahlungswerte im Vergleich zu den mit dem DWD Netz (Tabelle 1) gemessenen.

| Satellit | σ_g^{opt} | $\rho_{c,opt}^{max}$ | Θ_{\odot}^{max} | Stundenwerte | | | Tagessummen | | |
|----------|------------------|----------------------|------------------------|--------------|-------------|---------|-------------|-------------|---------|
| | | | | $rbias$ | $rstderror$ | $rrmse$ | $rbias$ | $rstderror$ | $rrmse$ |
| Met-8 | 25 | 674 | 90 | -2,78 | 21,88 | 22,05 | -2,78 | 11,36 | 11,70 |
| Met-8 | 25 | 674 | 85 | -2,82 | 20,51 | 20,71 | -2,82 | 11,25 | 11,60 |
| Met-7 | 10 | 160 | 90 | -1,25 | 22,88 | 22,92 | -1,25 | 11,85 | 11,92 |
| Met-7 | 10 | 160 | 85 | -1,44 | 21,59 | 21,63 | -1,44 | 11,84 | 11,93 |

Tabelle 5: Relative Fehler (in Prozent) für Stundenwerte der Globalstrahlung und Tagessummen bei Anwendung des Heliosat-Verfahrens auf Daten der Satelliten Meteosat-7 und Meteosat-8 (HRV) im Vergleich zu gemessenen (DWD-Netz). Die Ergebnisse sind ohne ($\Theta_{\odot} < 90^{\circ}$) und mit ($\Theta_{\odot} < 85^{\circ}$) Einschränkung des Gültigkeitsbereichs wiedergegeben. Angegeben sind auch die optimalen Verfahrensparameter σ_g^{opt} und $\rho_{c,opt}^{max}$.

Als Kriterium für die Qualität eines Verfahrenstyps wird der die Streuung beschreibende $rstderror$ verwendet (siehe auch Anhang E.1), denn der $rbias$ wurde

bei der Optimierung der Verfahrensparameter minimiert und der übrig gebliebene $rbias$ kommt durch die bei der Optimierung nicht berücksichtigten Wintermonate Januar - März 2005 zustande. Die Verbesserung eines Verfahrenstyps gegenüber einem anderen soll hier und im folgenden als absoluter Wert $\Delta rstderror$ (bzw. als relative Verfahrensverbesserung $\Delta rstderror/rstderror$) angegeben werden. Verglichen mit den Ergebnissen für Meteosat-7 nimmt die Genauigkeit bei Verwendung der hochauflösenden Daten von Meteosat-8 (HRV) bei der Berechnung der Stundenwerte deutlich zu. Ohne Einschränkung der Gültigkeitsbereichs sind die mit Meteosat-8 (HRV) gewonnenen Ergebnisse um 1,0 % (Verfahrensverbesserung $> 4\%$) besser als mit Meteosat-7 gewonnene. Bei einer Einschränkung des Gültigkeitsbereichs auf Sonnenstände $h > 5^\circ$ sind sie sogar 1,1 % (bzw. $> 5\%$) besser. Bei den Tagessummen ist die Verbesserung etwas kleiner, da offenbar einige der mit Meteosat-8 (HRV) erreichten Verbesserungen auf Ursachen zurückgehen, die sich bei der Bildung der Tagessumme herausmitteln.

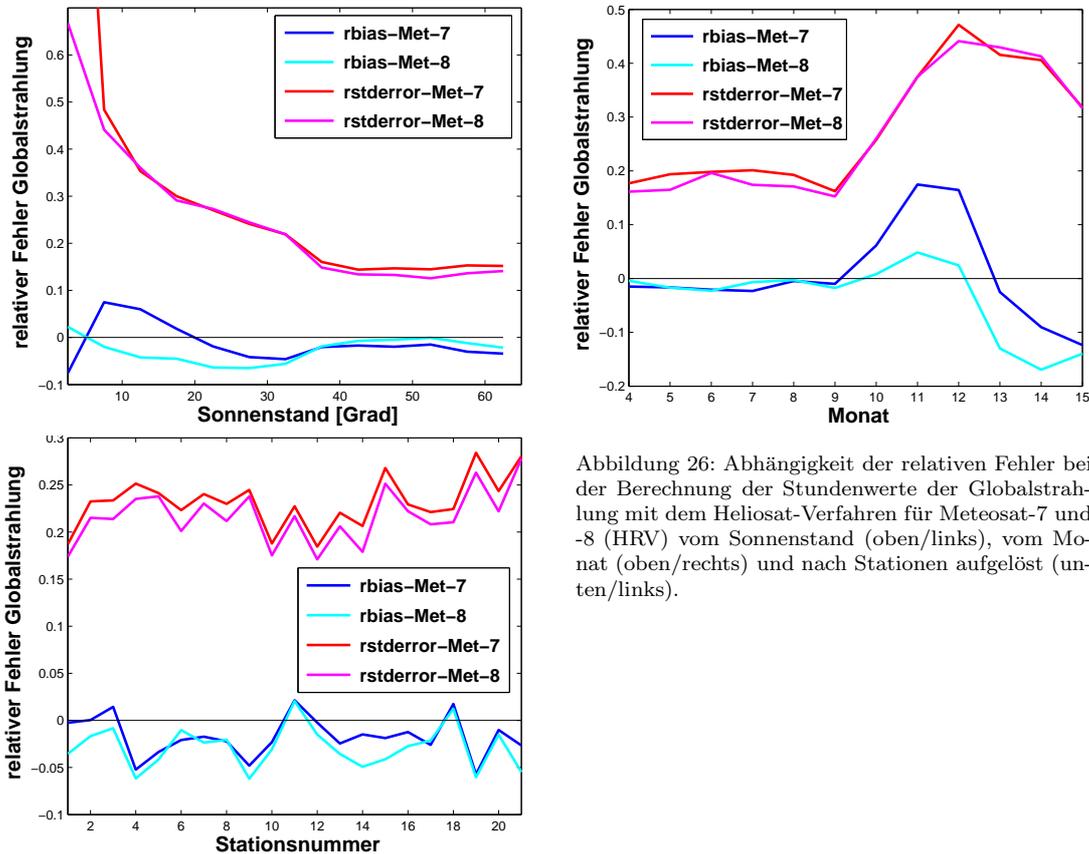


Abbildung 26: Abhängigkeit der relativen Fehler bei der Berechnung der Stundenwerte der Globalstrahlung mit dem Heliosat-Verfahren für Meteosat-7 und -8 (HRV) vom Sonnenstand (oben/links), vom Monat (oben/rechts) und nach Stationen aufgelöst (unten/links).

Wie im Fall von Meteosat-7 soll zunächst die Veränderung der relativen Fehler mit dem Sonnenstand $h = 90^\circ - \Theta_\odot$ untersucht werden (Abbildung 26 (oben/links)). Es bestätigt sich die schon festgestellte Qualitätsverbesserung hinsichtlich niedriger Sonnenstände ($h < 15^\circ$) durch die höhere radiometrische Auflösung von

Meteosat-8. Deshalb ist es in Zukunft nicht mehr nötig, die Bewertung der Verfahrensqualität unter Einschränkung des Gültigkeitsbereichs auf Sonnenstände $h > 5^\circ$ vorzunehmen. In dieser Arbeit sollen die Genauigkeiten dennoch zur Bewertung der entwickelten Verfahren immer für beide Winkelbereiche angegeben werden.

Während sich im mittleren Winkelbereich ($15^\circ < h < 35^\circ$) kaum Unterschiede zwischen den Genauigkeiten der beiden verglichenen Satelliten ergeben, erweist sich Meteosat-8 (HRV) auch für hohe Sonnenstände ($h > 35^\circ$) als überlegen.

Die durch die Optimierung der Verfahrensparameter herbeigeführte *rbias*-Minimierung verläuft für niedrige Sonnenstände verschieden. Während die Verwendung von Meteosat-8 (HRV) Daten zu einer systematischen Unterschätzung der Globalstrahlung führt und so durch die Hinzunahme der Wintermonate (Januar - März 2005) einen verbleibenden *rbias* aufweist, ändert sich dieser bei der Verwendung von Meteosat-7 Daten und der verbleibende *rbias* ist kleiner.

Die monatsaufgelöste Darstellung (Abbildung 26 (oben/rechts)) zeigt, daß die Verwendung von Meteosat-8 (HRV) Daten für alle Monate bessere Ergebnisse liefert als Meteosat-7. Lediglich im November, in dem der *rbias* bei Meteosat-7 sehr niedrig ist, erweist sich dieser als überlegen. Während Meteosat-8 im Winter durchgehend unterschätzt, wechselt das Vorzeichen bei Verwendung von Meteosat-7, und zwar gerade im November. Es handelt sich hier um die Behebung eines systematischen Fehlers, die auf die Verwendung einer Atmosphärenkorrektur bei der Prozessierung von Meteosat-7 Daten zurückgeht (siehe auch Kapitel 12.2).

Die stationsaufgelöste Darstellung (Abbildung 25 (unten/links)) zeigt, daß sich die erreichten Verbesserungen an jeder Station nachweisen lassen, auch wenn der Umfang variiert. Dieses am *rsterror* festgemachte Ergebnis ist insbesondere deshalb interessant, weil der *rbias* bei fast jeder Station vom Betrag her größer ist als bei Meteosat-7 und dieser zum Teil zur Streuung beiträgt. Ein Vergleich der hier dokumentierten Verfahrensqualität pro Station mit Tabelle 1 zeigt, daß die geographische Breite als Ursache für die beobachteten Unterschiede zwischen den Stationen nicht in Frage kommt.

Wie schon in Abbildung 16 zu sehen war, schwankt die Genauigkeit des Verfahrens unabhängig vom Satelliten stark von Station zu Station. Als mögliche Ursache kommt neben topographischen Einflüssen vor allem Schnee in Frage, der im Heliosat-Verfahren als Wolke behandelt wird. Dieser Effekt ist von S. Heinicke untersucht und mit Hilfe der im infraroten Spektralbereich liegenden Kanäle gelöst worden [27]. Die Anwendung des von ihr entwickelten Verfahrens auf Daten von Meteosat-8 hat gezeigt, daß insbesondere für die Stationen 4,5,9,15,19 und 21 eine Berücksichtigung von Schnee wesentlich bessere Ergebnisse liefert. Dies ist insbesondere für die Station in Schleswig (15) von Bedeutung, denn im Gegensatz zu den anderen durch Schneereflektionen beeinflusste Stationsmessungen kommt

dort eine bergige Umgebung nicht als andere mögliche Ursache in Frage. Eine Einschränkung des Validierungszeitraums auf die drei Wintermonate 2005 zeigt außerdem, daß die beobachteten relativen Fehler ohne Schneedetektion nahezu vollständig durch den *rbias* bedingt sind (siehe Anhang D.2), was ebenfalls für Schnee als Ursache spricht.

Zur Erklärung der schlechten Verfahrensqualität für die Station Zinnwald (21) kommt neben Schnee und Topographie auch der eingeschränkte Validierungszeitraum in Frage, denn für Zinnwald fehlen mehr als drei Monate gemessene Globalstrahlungsdaten (siehe Tabelle 1). In geringerem Umfang gilt dies auch für Freiburg (6) und Weihenstephan (19).

Abschließend soll untersucht werden, wie sich die Genauigkeit des Heliosat-Verfahrens mit der Bewölkungssituation, dargestellt durch den *Clearsky Index*, ändert (Abbildung 27 (links)). Zwar ist der *rbias* bei Meteosat-8 (HRV) wesentlich geringer als bei Meteosat-7, beide steigen jedoch für niedrige $k^* < 0,2$ sehr steil an. Dieser Bereich starker Bewölkung ($n > 0,8$) wird also sehr schlecht beschrieben. Das legt es nahe, zu prüfen, ob die Parametrisierung $k^*(n)$ nach Fontoynt et al. (Gleichung (6)) ebenfalls an den neuen Satelliten angepaßt werden muß. Eventuell wäre das schon bei Meteosat-7 nötig gewesen. Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilungen für beide Satelliten mit den am Erdboden gemessenen Daten (Abbildung 27 (rechts)) zeigt deutlich, daß die Häufigkeit von stark bewölkten Situationen wesentlich besser zu den gemessenen paßt, wenn Meteosat-8 (HRV) Daten verwendet werden.

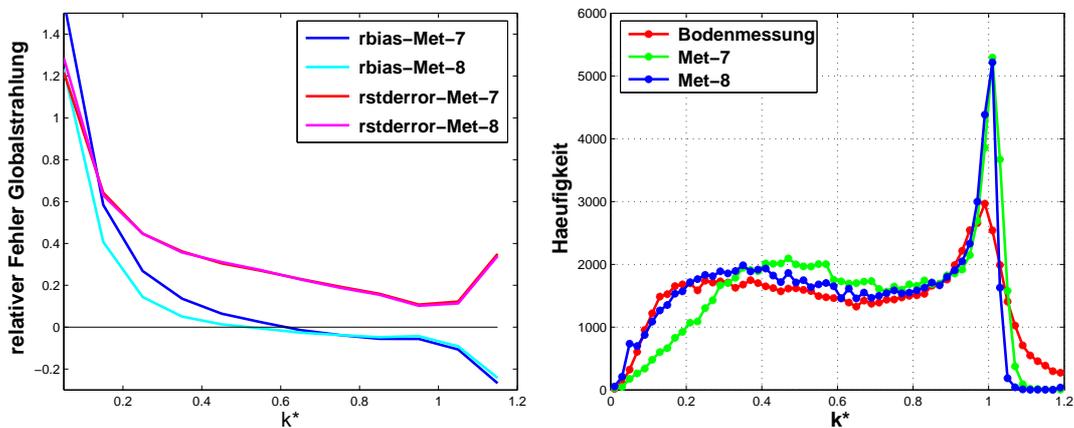


Abbildung 27: Abhängigkeit der relativen Fehler bei der Berechnung der Stundenwerte der Globalstrahlung mit dem Heliosat-Verfahren für Meteosat-7 und -8 (HRV) vom *Clearsky Index* k^* (links), sowie die zugehörigen Häufigkeitsverteilungen im Vergleich zu am Erdboden gemessenen (rechts).

Mit sinkendem Bewölkungsgrad nimmt die Genauigkeit des Heliosat-Verfahrens immer mehr zu, bis sie ein Minimum für den völlig klaren Himmel erreicht. Jenseits dieses Minimums nimmt die Qualität unabhängig vom Satelliten jedoch für

Clearysky Indices $k^* > 1,1$ wieder ab. Dies ist, wie ein Blick auf die Häufigkeitsverteilungen zeigt, dadurch bedingt, daß bei der Umrechnung der Bodendaten in zugehörige k^* ein erheblicher Teil zwischen 1,1 und 1,4 liegt, während die mit dem Heliosat-Verfahren berechneten nicht über 1,1 liegen. Dies kann eine Folge zu niedriger berechneter gemittelter Bodenreflektivitäten sein, wenn die Bodenmessungen und die aus ihnen abgeleiteten Bewölkungsverhältnisse als wahr angenommen werden. Entsprechend kommt als mögliche Lösung ein höherer Wert von σ_g in Frage, da ein breiterer Bodenreflektivitätspeak zu höheren mittleren Bodenreflektivitäten führt.

12.2 Atmosphärenkorrektur

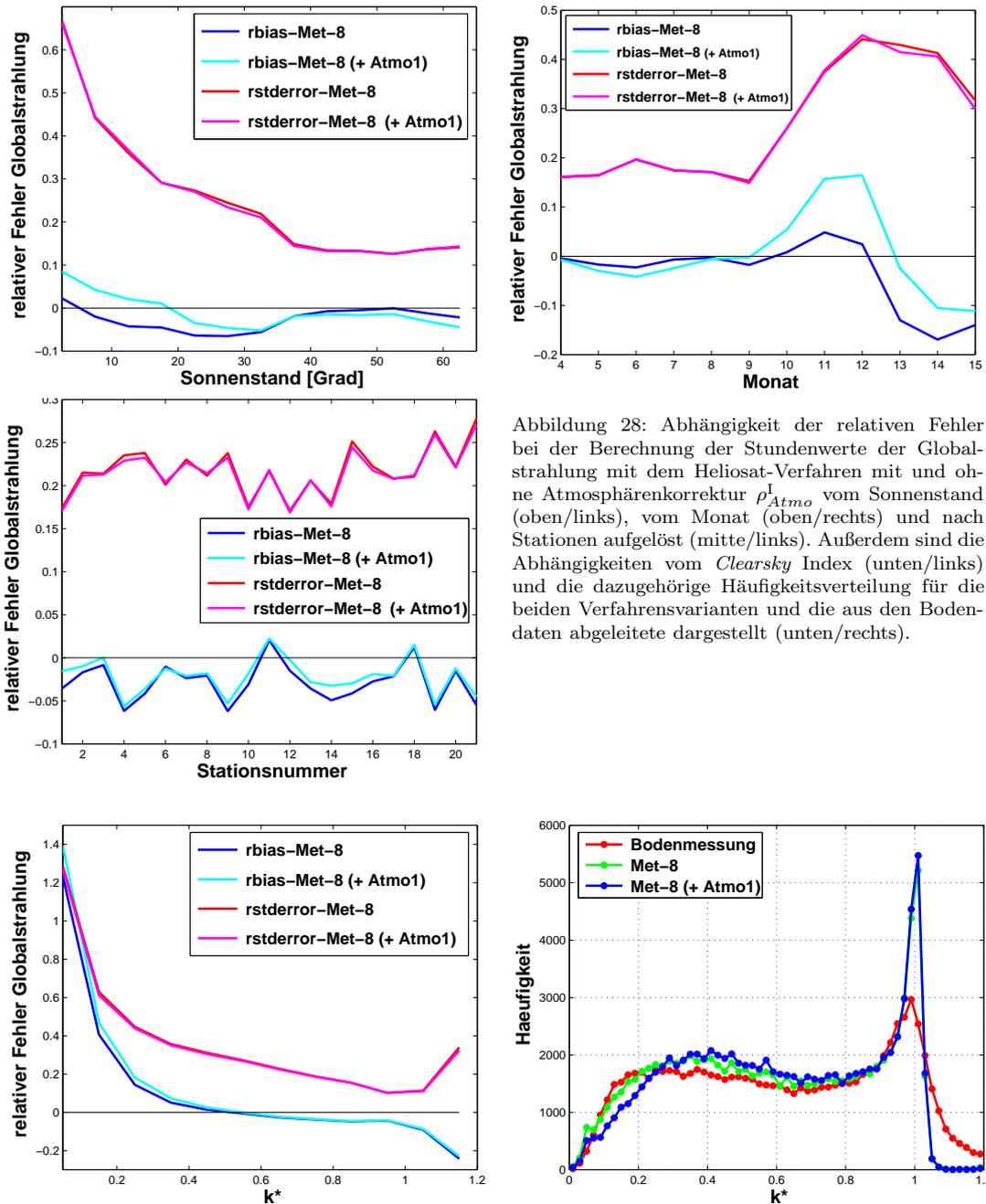
Für die Validierung der beiden abgeleiteten Atmosphärenkorrekturen werden die gleichen Rahmenbedingungen wie in Kapitel 12.1 gewählt. Dabei soll die Qualität des Heliosat-Verfahrens bei Verwendung von Meteosat-8 (HRV) Daten zur Berechnung der Globalstrahlungsstundenwerte mit und ohne Atmosphärenkorrektur verglichen werden, sowie die beiden Varianten dieser Atmosphärenkorrekturen untereinander (Tabelle 6).

| ρ_{Atmo}^x | σ_g^{opt} | $\rho_{c,opt}^{max}$ | Θ_{\odot}^{max} | Stundenwerte | | | Tagessummen | | |
|-----------------|------------------|----------------------|------------------------|--------------|-------------|---------|-------------|-------------|---------|
| | | | | $rbias$ | $rstderror$ | $rrmse$ | $rbias$ | $rstderror$ | $rrmse$ |
| - | 25 | 674 | 90 | -2,78 | 21,88 | 22,05 | -2,78 | 11,36 | 11,70 |
| - | 25 | 674 | 85 | -2,82 | 20,51 | 20,71 | -2,82 | 11,25 | 11,60 |
| I | 25 | 592 | 90 | -2,07 | 21,63 | 21,73 | -2,07 | 11,36 | 11,55 |
| I | 25 | 592 | 85 | -2,16 | 20,29 | 20,40 | -2,16 | 11,24 | 11,44 |
| II | 26 | 600 | 90 | -2,41 | 21,78 | 21,92 | -2,41 | 11,28 | 11,53 |
| II | 26 | 600 | 85 | -2,50 | 20,43 | 20,58 | -2,50 | 11,17 | 11,44 |

Tabelle 6: Relative Fehler (in Prozent) für Stundenwerte der Globalstrahlung und Tagessummen für verschiedene Heliosat-Verfahrenstypen und ihre jeweils optimierten Parameter angewendet auf Meteosat-8 (HRV) im Vergleich zu gemessenen (DWD-Netz). Die Ergebnisse sind ohne ($\Theta_{\odot} < 90^\circ$) und mit ($\Theta_{\odot} < 85^\circ$) Einschränkung des Gültigkeitsbereichs wiedergegeben. Angegeben sind auch die optimalen Verfahrensparameter σ_g^{opt} und $\rho_{c,opt}^{max}$.

Ganz allgemein zeigt sich, daß nach Optimierung der Verfahrensparameter die Verwendung einer Atmosphärenkorrektur, wie schon bei Meteosat-7, auch bei Meteosat-8 (HRV) zu Qualitätsverbesserungen führt. Außerdem erweist sich die

Annahme einer Rayleigh-Struktur bei ρ_{Atmo}^I mit $\Delta rstderror = 0,25\%$ (1,1%) als erfolgreicher als eine Parametrisierung aller auftretenden Winkel in ρ_{Atmo}^{II} mit $\Delta rstderror = 0,10\%$ (0,5%). Während sich allerdings mit ρ_{Atmo}^I keine Verbesserung in Bezug auf die Tagessummen ergibt, sind diese bei Verwendung von ρ_{Atmo}^{II} mit $\Delta rstderror = 0,08\%$ (0,7%) geringfügig genauer.



Die mit der Atmosphärenkorrektur mit Rayleigh-Struktur ρ_{Atmo}^I gefundenen Verbesserungen werden einerseits durch eine Reduzierung des verbliebenen *rbias* und

andererseits durch eine Reduzierung der Streuung für mittlere Sonnenstände von $25^\circ < h < 35^\circ$ erreicht (Abbildung 28 (oben/links)).

Die monatsaufgelöste Darstellung (Abbildung 28 (oben/rechts)) zeigt, daß die entwickelte Atmosphärenkorrektur mit Rayleigh-Struktur insbesondere den *rbias* für wolkenreiche Monate deutlich anhebt. Dieser nimmt dann einen sehr ähnlichen Verlauf wie jener, der sich für Meteosat-7 bei Verwendung einer Atmosphärenkorrektur ergibt (vergleiche Abbildung 26 (oben/rechts)). Die Unterschätzung in den Monaten Januar - März 2005 ist dabei durch das Auftreten von Schnee bedingt, der als Wolke interpretiert wird und so zu viel zu niedrigen Globalstrahlungen führt.

Die Überschätzung in den Monaten November und Dezember 2004 hängt dagegen damit zusammen, daß die Verwendung einer Atmosphärenkorrektur über Wolken überkorrigiert. Wegen der im Winter im Durchschnitt niedrigeren Sonnenstände, ergibt sich für diese Monate ein niedrigerer Wert von ρ_c^{max} als der hier für 9 Monate zusammen bestimmte Wert, so daß ρ_c^{max} im Winter zu groß ist. Dies hat zu kleine *Cloud Indices* zur Folge und damit zu große Globalstrahlungswerte.

Der stationsaufgelösten Darstellung (Abbildung 28 (mitte/links)) kann entnommen werden, daß sich der Verbesserung des *rbias* sehr ungleich auf die verschiedenen Stationen verteilt. Zusätzlich wird jedoch bei einigen Stationen (4,5,15) bei Verwendung der Atmosphärenkorrektur ρ_{Atmo}^I auch die Streuung (*rstdererror*) deutlich verringert.

Die Abhängigkeit der relativen Fehler von der durch den *Clearsky Index* dargestellten Bewölkungssituation (Abbildung 28 (unten/links)) zeigt weiterhin, daß bei Verwendung der Atmosphärenkorrektur der *rbias* für stark bewölkte Situationen sogar schlechter wird, während die Beschreibung für *Clearsky*-Fälle geringfügig besser wird. Um dies zu verstehen, muß man sich in Erinnerung rufen, daß die verwendeten Fehlermaße in Bezug auf die durchschnittlich gemessene Globalstrahlung der gesamten Zeitreihe eines Standorts bestimmt werden und daß dies, obwohl im Hinblick auf Anwenderinteressen sinnvoll, zu einer deutlich stärkeren Gewichtung von wolkenlosen Zuständen führt (siehe Anhang E.1).

Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der beiden Verfahrenstypen mit den am Boden gemessenen zeigt auch, daß die Verteilung, die mit Verwendung der Atmosphärenkorrektur erzeugt wird, die gemessene schlechter wiedergibt. Diese Wirkung der Atmosphärenkorrektur war bei Meteosat-7 ebenfalls zu beobachten. Tatsächlich werden extrem bewölkte Fälle zu weniger bewölkten verschoben. Das Problem mit zu niedrigen Einstrahlungen für sehr große *Clearsky Indices* $k^* > 1,1$ bzw. zu niedrige Bodenreflektivitäten löst die Atmosphärenkorrektur selbstverständlich nicht.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die für die Verarbeitung von Daten des Satelliten Meteosat-8 (HRV) neu entwickelte Atmosphärenkorrektur mit Rayleigh-Struktur etwa die gleiche Wirkung hat wie jene, die für Meteosat-7 entwickelt wurde. Sie verringert die Streuung, vor allem für mittlere Sonnenstände,

führt aber im wesentlichen zu einer höheren Genauigkeit in den für den Anwender wichtigen Situationen ohne Bewölkung.

12.3 Schattendetektionsverfahren

Für die Validierung des Schattendetektionsverfahrens werden wieder die Rahmenbedingungen wie in Kapitel 12.1 gewählt und die als “wahr” angenommenen Globalstrahlungsdaten der 21 Stationen des DWD verwendet. Für einige Werte des Schattenparameters d_{Schatten} werden die beiden Parameter des Heliosat-Verfahrens σ_g und ρ_c^{max} jeweils optimiert und die relativen Fehler für Stundenmittelwerte und Tagessummen zwischen April 2004 und März 2005 bestimmt (Tabelle 7).

| σ_g^{opt} | d_{Schatten} | $\rho_{c,\text{opt}}^{\text{max}}$ | $\Theta_{\odot}^{\text{max}}$ | Stundenwerte | | | Tagessummen | | |
|-------------------------|-----------------------|------------------------------------|-------------------------------|--------------|-------------|---------|-------------|-------------|---------|
| | | | | $rbias$ | $rstderror$ | $rrmse$ | $rbias$ | $rstderror$ | $rrmse$ |
| 25 | 0 | 674 | 90 | -2,78 | 21,88 | 22,05 | -2,78 | 11,36 | 11,70 |
| 25 | 0 | 674 | 85 | -2,82 | 20,51 | 20,71 | -2,82 | 11,25 | 11,60 |
| 27 | 5 | 670 | 90 | -2,40 | 21,82 | 21,95 | -2,40 | 11,21 | 11,47 |
| 27 | 5 | 670 | 85 | -2,46 | 20,46 | 20,61 | -2,46 | 11,10 | 11,37 |
| 28 | 10 | 670 | 90 | -2,48 | 21,81 | 21,95 | -2,48 | 11,22 | 11,49 |
| 28 | 10 | 670 | 85 | -2,54 | 20,46 | 20,61 | -2,54 | 11,12 | 11,40 |
| 27 | 20 | 672 | 90 | -2,58 | 21,82 | 21,97 | -2,58 | 11,27 | 11,56 |
| 27 | 20 | 672 | 85 | -2,63 | 20,46 | 20,63 | -2,63 | 11,16 | 11,47 |
| 26 | 30 | 672 | 90 | -2,78 | 21,84 | 22,01 | -2,78 | 11,31 | 11,64 |
| 26 | 30 | 672 | 85 | -2,82 | 20,48 | 20,67 | -2,82 | 11,20 | 11,55 |
| 26 | 40 | 672 | 90 | -2,81 | 21,85 | 22,03 | -2,81 | 11,32 | 11,66 |
| 26 | 40 | 672 | 85 | -2,85 | 20,49 | 20,69 | -2,85 | 11,21 | 11,57 |

Tabelle 7: Relative Fehler (in Prozent) für Stundenwerte der Globalstrahlung und Tagessummen für verschiedene Heliosat-Verfahrensvarianten bezüglich des Schattendetektionsparameters d_{Schatten} und ihre jeweils optimierten Parameter angewendet auf Meteosat-8 (HRV) im Vergleich zu gemessenen (DWD-Netz). Die Ergebnisse sind ohne ($\Theta_{\odot} < 90^\circ$) und mit ($\Theta_{\odot} < 85^\circ$) Einschränkung des Gültigkeitsbereichs wiedergegeben. Angegeben sind auch die optimalen Verfahrensparameter σ_g^{opt} und $\rho_{c,\text{opt}}^{\text{max}}$.

Das erste Ergebnis dieser Untersuchungen ist, daß die erwartete statistische Wirkung des Schattendetektionsverfahrens im Gegensatz zur optischen nicht eingetreten ist. Über die Ausfilterung von Schattengrauwerten war nämlich eine mögliche Reduktion der Halbwertsbreite des Bodenreflektivitätspeaks σ_g erhofft worden, die wiederum die Häufigkeit der iterierten Wolkenreste als Bodenreflektivitäten reduzieren sollte. Diese Hoffnung hat sich nicht bestätigt. Bei Verwendung des Schattendetektionsalgorithmus sind die optimalen Halbwertsbreiten σ_g^{opt} größer als ohne. Diejenige Variante, die mit $\Delta rstderror = 0,1\%$ (0,3%) zur größten Verfahrensverbesserung bei der Berechnung der Stundenmittelwerte führt, wird sogar mit dem größten Wert von $\sigma_g^{opt} = 28$ erzielt. Eine Besonderheit ergibt sich beim Vergleich der Genauigkeiten bei der Berechnung der Tagessummen, denn anders als bei den in Kapitel 12.1 und 12.2 verglichenen Verfahrenstypen, weisen diese bei Verwendung des Schattendetektionsalgorithmus Verbesserungen etwa gleichen Umfangs auf.

Zur Interpretation der in Tabelle 7 zusammengefaßten Ergebnisse soll im folgenden zwischen zwei grundsätzlich verschiedenen Wirkungen des Schattendetektionsverfahrens unterschieden werden. Legt man die Überlegungen zur Notwendigkeit eines Schattendetektionsalgorithmus und das in Abbildung 24 erklärte Konzept zu Grunde, stellen nur solche Verfahrenstypen, für die $d_{Schatten} > \sigma_g^{opt}$ gilt, eine Schattendetektion im Sinne der Verfahrensidee dar. Nur dann werden nämlich Grauwerte aus der Monatsfolge für einen Slot extrahiert, die tatsächlich außerhalb des Reflektivitätspeaks liegen. Für diesen Fall ergibt sich jedoch keine oder nur eine winzige Verfahrensverbesserung.

Die größten Verfahrensverbesserungen ergeben sich, wenn $d_{Schatten} = 10 < \sigma_g^{opt}$ ist, wenn also der untere Teil des Bodenreflektivitätspeaks abgeschitten wird. Dies ist jedoch nicht im eigentlichen Sinne eine Schattendetektion, sondern im Erfolgsfall die Korrektur eines systematischen Fehlers, der durch zu niedrige Bodenreflektivitäten bedingt ist. Diese beiden Verfahrenstypen sollen im weiteren näher untersucht werden.

Werden die bereits in den anderen Validierungskapiteln vorgenommenen Untersuchungen hinsichtlich der Sonnenstandsabhängigkeit oder der Abhängigkeit von der Bewölkungssituation vorgenommen, ergeben sich für die im Sinne des Schattendetektionskonzepts arbeitende Verfahrensvariante mit $d_{Schatten} = 40$ keine nennenswerten Unterschiede im Vergleich zum Heliosat-Verfahren ohne Schattendetektion. Entsprechende Abweichungen sind so klein, daß sie nicht für meteorologische oder statistische Interpretationen herangezogen werden sollen. Die Ursache für dieses Ergebnis könnte in den vorgenommenen Mittelungen bei der Berechnung der Globalstrahlung liegen. Eine entsprechende Untersuchung des Einflusses des räumlichen Mittelungsbereichs ($5 * 3$ Pixel) durch Abschaltung der Mittelung ergab jedoch keine substantielle Veränderung des Validierungsergebnisses. Des-

halb sollte in Zukunft auch der Einfluß der zeitlichen Mittelung - Stundenmittelwert aus 4 Slots - untersucht werden. Dies ist jedoch mit den dieser Validierung zugrundeliegenden Stundenwerten der gemessenen Globalstrahlung (DWD-Netz) nicht möglich.

Wird zum Vergleich mit dem Heliosat-Verfahren ohne Schattendetektion die Verfahrensvariante mit $d_{\text{Schatten}} = 10$ herangezogen, ergeben sich dagegen Unterschiede, die sich am leichtesten durch ihre Abhängigkeit vom Sonnenstand h und vom Monat darstellen lassen.

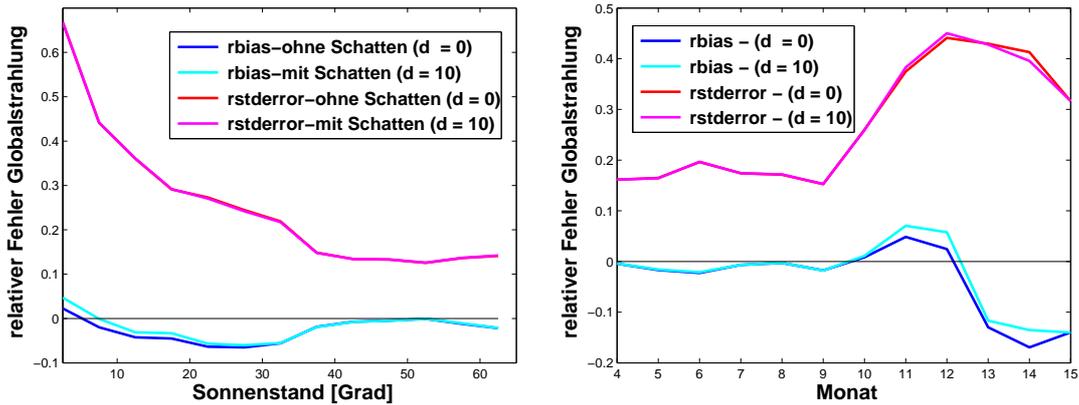


Abbildung 29: Abhängigkeit der relativen Fehler bei der Berechnung der Stundenwerte der Globalstrahlung mit dem Heliosat-Verfahren aus Meteosat-8 (HRV) Daten vom Sonnenstand h (links) und vom Monat (rechts).

Im wesentlichen wird durch die Wahl eines $d_{\text{Schatten}} = 10 < \sigma_g^{opt}$ die mittlere Bodenreflektivität für niedrige Sonnenstände positiv verschoben, was zu einer Reduzierung des $rbias$ führt (Abbildung 29 (links)). In der monatsaufgelösten Darstellung sieht man, daß sich dies vor allem in den Wintermonaten auswirkt und möglicherweise durch eine große Wolkenzahl (Schattenpixelzahl) noch verstärkt wird (Abbildung 29 (rechts)). Auffallend ist, daß die Verfahrensverbesserung bei der hier behandelten Verfahrensvariante durch ganz ähnliche $rbias$ -Verschiebungen erreicht wird, wie sie auch die Verwendung einer Atmosphärenkorrektur hervorruft (vergleiche Abbildung 28 (oben)). Tatsächlich kann das Abschneiden niedriger Bodenreflektivitätswerte durch den Schattendetektionsalgorithmus zu einem schmaleren und eindeutigeren Bodenreflektivitätsspeak führen (vergleiche Abbildung 19 (links (rot))) und damit zu einer ähnlichen Wirkung wie durch die Verwendung einer Atmosphärenkorrektur hervorgerufen wird (vergleiche Abbildung 19 (links (grün))).

Für den Fall der verfahrenverbessernden Variante des Schattendetektionsalgorithmus ($d_{\text{Schatten}} = 10$) soll abschließend die Häufigkeit untersucht werden, mit der ‘‘Schatten’’ im Tagesgang pro Monat detektiert werden, obwohl oder gerade weil inzwischen klar ist, daß es sich nicht ausschließlich um Schatten handelt.

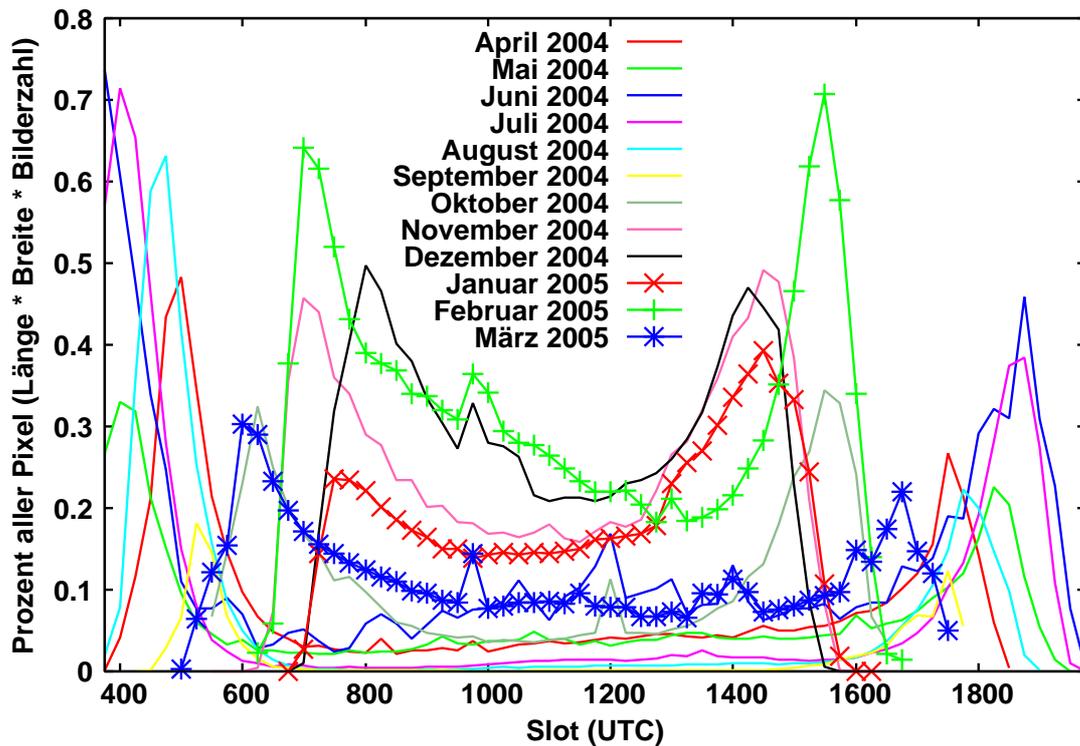


Abbildung 30: Veränderungen der Häufigkeit von detektierten Schatten mit dem Tagesgang und pro Monat.

Abbildung 30 zeigt deutlich, daß die Häufigkeit detektierter Schatten in allen Monaten des Untersuchungszeitraums morgens und abends deutlich zunimmt. Während sie in den Sommermonaten um Mittag sehr klein wird, werden insbesondere in den Wintermonaten November 2004 - Februar 2005 auch dann erhebliche Schattenhäufigkeiten festgestellt. Dieses Ergebnis bestätigt zwar, daß die Detektion von Schatten den erwarteten Verlauf mit der Tageszeit aufweist, daß jedoch die meteorologische Situation hinsichtlich der Bewölkung ebenfalls erheblichen Einfluß hat. Dies wird durch den unsymmetrischen Verlauf für die Monate Januar und Februar 2005 noch unterstrichen.

Zusammenfassend kann aus den obigen Validierungsergebnissen geschlossen werden, daß die Verwendung des in dieser Arbeit neu entwickelten Schattendetektionsalgorithmus ausschließlich zur Detektion von Schatten ($d_{\text{Schatten}} > \sigma_g$) in der hier diagnostizierten Form zwar konzeptionell funktioniert, aber statistisch nicht präzise genug arbeitet, um zu mathematisch nachweisbaren Verbesserungen zu führen. Eine zusätzliche Berücksichtigung der aktuellen Beleuchtungs- und Beobachtungsgeometrie scheint dafür nötig. So könnte eine geometrieabhängige Formulierung von σ_g zu einer geometrieabhängigen Formulierung von $d_{\text{Schatten}}(\sigma_g)$ führen, und sollte dann auch mathematisch nachweisbare Verbesserungen des Verfahrens erlauben.

12.4 Zusammenfassung

Die Verwendung von Meteosat-8 (HRV) Daten an Stelle von Meteosat-7 Daten innerhalb des Heliosat-Verfahrens zur Bestimmung der Stundenmittelwerte der Globalstrahlung auf die horizontale Fläche führt zu Verfahrensverbesserung über 4 %, die zum großen Teil auf die höhere radiometrische Auflösung von Meteosat-8 (HRV) zurückzuführen sind.

Die Verwendung einer Atmosphärenkorrektur ermöglicht eine weitere Verbesserung von über 1 %, wenn eine Rayleigh-Struktur gewählt wird. Eine Parametrisierung aller Winkel führt nur zu halb so großen Verbesserungen.

Das in dieser Arbeit neu entwickelte Schattendetektionsverfahren führt nicht zu mathematisch nachweisbaren Verfahrensverbesserungen, wenn das Verfahren ausschließlich auf die Detektion von Schatten begrenzt wird, obwohl eine optische Prüfung seine Funktionstüchtigkeit bestätigt. Mögliche Ursache für die beobachtete statistische Nichtnachweisbarkeit könnte die zeitliche Mittelung der berechneten Globalstrahlungswerte sein. Dies kann jedoch nur mit gemessenen Einstahlungsdaten entsprechender zeitlicher Auflösung überprüft werden kann.

Die Analyse der Häufigkeit von Schattendetektionen zeigt, daß diese die erwartete Variation mit dem Sonnenstand und damit der Tageszeit aufweisen, daß jedoch ihr absoluter Betrag mehr oder minder willkürlich ist. Der den Algorithmus steuernde Parameter d_{Schatten} müßte also hinsichtlich der aktuellen Beleuchtungsgeometrie und abhängig von der Halbwertsbreite σ_g des Bodenreflektivitätspeaks optimiert werden.

Geschieht dies nicht, wirkt sich eine Verkleinerung des Parameters d_{Schatten} als positive *rbias*-Verschiebung aus, insbesondere, wenn d_{Schatten} kleiner als σ_g wird. Die mittlere Bodenreflektivität wird dann größer und eine systematische Unterschätzung der Globalstrahlung kann ausgeglichen werden. Mit tatsächlich vorhandenen Schatten hat dieser Effekt jedoch nichts zu tun. Es handelt sich vielmehr um eine nachträgliche Reduzierung des *rbias*, unabhängig davon, wodurch dieser *rbias* verursacht wurde.

13 Weitere Verbesserungen und Ausblick

Die in Kapitel 12 zusammengefaßten Ergebnisse legen es nahe, das vorhandene Heliosat-Verfahren für die Verarbeitung von hochauflösenden Daten des Satelliten Meteosat-8 in dreierlei Hinsicht weiterzuentwickeln. Erstens variiert die Streuung der Bodenreflektionswerte und damit die Breite des Bodenreflektionspeaks so stark mit dem Sonnenstand, daß eine sonnenstandsabhängige Formulierung $\sigma_g(\Theta_\odot)$ sinnvoll erscheint (vergleiche Anhang D.1).

Eine entsprechende Behandlung erlaubt dann zweitens auch eine genauere Fest-

legung des Schattendetektionsparameters d_{Schatten} und verhindert mögliche Fehldetektionen. Eine Untersuchung der Wirkung des Schattenalgorithmus ohne zeitliche Mittelung erscheint ebenfalls sinnvoll, da diese einen direkten Zeitreihenvergleich bisher verhindert hat.

Drittens sollte eine andere Behandlung im Falle von Schnee gesucht werden, da in diesem Fall konstruktionsbedingt schneelose Bodenreflektionen in einem Monatsslot als Schatten detektiert werden können. Ein Verfahren zur Detektion von Schnee mit Hilfe der infraroten Kanäle von Meteosat-8 ist inzwischen von S. Heinicke entwickelt worden [27], so daß die Voraussetzungen für entsprechende Untersuchungen bereits geschaffen wurden.

In der Zwischenzeit sind zwei weitere Verfahrensmodifikationen entwickelt worden, die im folgenden besprochen, angewandt und mit den bisherigen verglichen werden sollen.

| Met- | ρ_{Atmo}^x | σ_g^{opt} | d_{Schatten} | $\rho_{c,\text{opt}}^{\text{max}}$ | Typ | $\Theta_{\odot}^{\text{max}}$ | Stundenwerte | | | Tagessummen | | |
|----------|------------------------|-------------------------|-----------------------|------------------------------------|-------|-------------------------------|-------------------|-----------------------|-------------------|-------------------|-----------------------|-------------------|
| | | | | | | | r_{bias} | r_{stderror} | r_{rmse} | r_{bias} | r_{stderror} | r_{rmse} |
| 8 | 0 | 25 | 0 | 674 | | 90 | -2,78 | 21,88 | 22,05 | -2,78 | 11,36 | 11,70 |
| 8 | 0 | 25 | 0 | 674 | | 85 | -2,82 | 20,51 | 20,71 | -2,82 | 11,25 | 11,60 |
| 8 | 0 | 25 | 0 | 674 | geo & | 90 | -0,67 | 20,44 | 20,46 | -0,67 | 11,17 | 11,19 |
| 8 | 0 | 25 | 0 | 674 | vario | 85 | -0,72 | 19,20 | 19,21 | -0,72 | 11,07 | 11,09 |
| 8 | 1 | 26 | 10 | 591 | | 90 | -1,73 | 21,60 | 21,67 | -1,73 | 11,28 | 11,41 |
| 8 | 1 | 26 | 10 | 591 | | 85 | -1,83 | 20,27 | 20,35 | -1,83 | 11,15 | 11,30 |
| 8 | 1 | 26 | 10 | 591 | vario | 90 | 0,40 | 20,82 | 20,82 | 0,40 | 10,77 | 10,78 |
| 8 | 1 | 26 | 10 | 591 | | 85 | 0,30 | 19,55 | 19,55 | 0,30 | 10,66 | 10,67 |
| 8 | 1 | 26 | 10 | 591 | geo | 90 | -1,43 | 20,57 | 20,63 | -1,43 | 11,02 | 11,11 |
| 8 | 1 | 26 | 10 | 591 | | 85 | -1,52 | 19,30 | 19,36 | -1,52 | 10,90 | 11,01 |
| 8 | 1 | 26 | 10 | 591 | geo & | 90 | 0,33 | 19,91 | 19,92 | 0,33 | 10,55 | 10,56 |
| 8 | 1 | 26 | 10 | 591 | vario | 85 | 0,23 | 18,70 | 18,70 | 0,23 | 10,44 | 10,45 |
| 7 | 1 | 10 | 0 | 160 | | 90 | -1,25 | 22,88 | 22,92 | -1,25 | 11,85 | 11,92 |
| 7 | 1 | 10 | 0 | 160 | | 85 | -1,44 | 21,59 | 21,63 | -1,44 | 10,84 | 11,93 |
| 7 | 1 | 10 | 0 | 160 | vario | 90 | -1,74 | 21,69 | 21,76 | -1,74 | 10,60 | 10,75 |
| 7 | 1 | 10 | 0 | 160 | | 85 | -1,84 | 20,46 | 20,54 | -1,84 | 10,60 | 10,76 |

Tabelle 8: Relative Fehler (in Prozent) für Stundenwerte der Globalstrahlung und Tagessummen für die jeweils besten Varianten des Heliosat-Verfahrens angewendet auf Meteosat-8 (HRV) und im Vergleich zu denjenigen für Meteosat-7 beim Vergleich mit gemessenen (DWD-Netz). Die Ergebnisse sind ohne ($\Theta_{\odot} < 90^\circ$) und mit ($\Theta_{\odot} < 85^\circ$) Einschränkung des Gültigkeitsbereichs wiedergegeben. Angegeben sind auch der Schattendetektionsparameter d_{Schatten} und die optimalen Parameter für das Heliosat-Verfahren σ_g^{opt} und $\rho_{c,\text{opt}}^{\text{max}}$.

Bei den in Tabelle 8 zusätzlich bilanzierten Modifikationen handelt es sich zum einen um die Berücksichtigung der räumlichen Variabilität der Bewölkungssituation bei der Berechnung der Globalstrahlung gemäß E. Lorenz [28]. Zum anderen kann die Abhängigkeit der Abschattung des Bodens durch eine Wolke von den aktuellen geometrischen Verhältnissen berücksichtigt werden [15]. Dieses Verfahren ist von S. Petrak und A. Hammer an Meteosat-8 (HRV) Daten angepaßt worden. Die für diese Berechnungen nötige Wolkenhöhe wurde einer Veröffentlichung von P. Minnis et al. entnommen [36], welche statistische Untersuchungen zur Abhängigkeit der mittleren Wolkenoberkantenhöhe von der geographischen Breite und der Jahreszeit durchgeführt haben. In Zukunft sollte außerdem eine geometrische Korrektur dieses Typs mit dem Schattendetektionsalgorithmus kombiniert werden, um einerseits Fehldetektionen zu verhindern und andererseits beide Verfahren hinsichtlich des möglichen Auftretens von Schattenwurf zu nutzen.

Wird als Maß für die Qualität eines Verfahrenstyps wieder die reduzierte Streuung $\Delta rstderror$ (bzw. $\Delta rstderror/rstderror$) in Bezug auf die Stundenmittelwerte genommen, verbessert die Verwendung des Schattenwurfalgorithmus $d_{\text{Schatten}} = 10$ das Verfahren um 0,1 % (0,3 %). Die zusätzliche Verwendung einer Atmosphärenkorrektur mit Rayleigh-Struktur bringt immerhin eine Verbesserung von 0,3 % (0,9 %). Die zusätzliche Berücksichtigung der räumlichen Variabilität verbessert das Verfahren um 0,8 % (3,6 %). Wird statt der Variabilitätskorrektur (vario) die Wolkenhöhe geometrisch berücksichtigt (geo) verringert sich die Streuung um 1,0 % (4,7 %) und werden beide verwendet sinkt sie gar um 1,7 % (7,8 %) verglichen mit dem Verfahren ohne die beiden Verbesserungen.

Interessanterweise ist die Qualitätsverbesserung bei Verwendung der Atmosphärenkorrektur mit Rayleigh-Struktur und der Schattendetektion bei zusätzlicher Berücksichtigung der Wolkenhöhe und der Variabilität mit 0,5 % (2,3 %) größer als ohne (0,3 % (1,3 %)). Sie wirken also konstruktiv zusammen. Beim Vergleich des jeweils besten Verfahrens bei der Verarbeitung von Daten des Satelliten Meteosat-7 mit solchen von Meteosat-8 (HRV) ergibt sich eine Verringerung der Streuung um 1,8 % (8,2 %) bzw. bei Einschränkung des Gültigkeitsbereichs auf Sonnenstände $h > 5^\circ$ von 1,8 % (8,7 %).

Während dies insgesamt eine deutliche Verbesserung der Qualität darstellt, ergeben sich für die Tagessummen wesentlich geringere Unterschiede, denn dann ist selbst das beste Verfahren für die hochauflösenden Daten von Meteosat-8 um weniger als 0,1 % (0,5 %) bzw. bei Einschränkung des Sonnenstands nur um 0,2 % (1,5 %) besser als dasjenige bei Meteosat-7.

Eine Überprüfung des Mittelungsbereichs ergibt, daß selbst bei Verwendung des besten Verfahrens eine Mittelung über $5 * 3$ Pixel die besten Ergebnisse liefert, sei es weil die Verfahrensparameter für diesen Mittelungsbereich optimiert wur-

den, sei es weil selbst die geometrische Berücksichtigung der Wolkenhöhe keine Einschränkung des Mittelungsbereichs erlaubt.

Einen weiteren Verbesserungsschritt stellt die Verwendung von "lokalen" maximalen Wolkenreflektivitäten ρ_c^{\max} (Gebiet, Monat) dar, sprich solche, die an ein Untersuchungsgebiet und einen geeigneten Zeitraum angepaßt wurden [28].

Eine analoge, lokale Ableitung der Atmosphärenkorrektur ρ_{Atmo}^I für einige Teilgebiete führte jedoch zu keinen nennenswerten Verbesserungen, genausowenig wie eine Einschränkung des zur Parametrisierung herangezogenen Winkelbereichs auf für die Anwendung interessante Sonnenstände. Eine monatspezifische Parametrisierung von ρ_{Atmo}^I steht noch aus.

Weiterhin sei darauf hingewiesen, daß die Verwendung einer Atmosphärenkorrektur über Wolken eine Unterschätzung der Einstrahlung darstellt, denn die Atmosphäre über einer Wolke ist optisch dünner und streut entsprechend weniger zurück, zumal die Streukörperdichte in Richtung Erdboden stark zunimmt. Auch diesen Effekt könnte man bei zukünftigen Entwicklungen berücksichtigen.

Schließlich sollte nach Beendigung der Validierung aller alten und neuen Verfahrenstypen geprüft werden, wie sich die Qualität der besten Varianten bei einer Übertragung auf das sich an das hier verwendete Validierungsjahr anschließende Jahr (April 2005 - März 2006) im Vergleich zu für dieses Jahr optimierten Varianten verhält. Die dadurch bestimmte Übertragbarkeit der Ergebnisse auf andere Zeiträume stellt nämlich eine bisher stets angenommene Eigenschaft dar, die noch zu prüfen ist.

Da einige Verfahrensparameter des Heliosat-Verfahrens nur für den Deutschlandausschnitt optimiert wurden, ist auch die räumliche Übertragbarkeit der Ergebnisse zu prüfen, wenn eine allgemeine Anwendbarkeit des Verfahrens angestrebt wird.

Teil IV

Parametrisierter Strahlungstransport: Das Heliosat-3 Projekt

Die grundlegende Idee des von der europäischen Gemeinschaft finanzierten Forschungsprojekts *Heliosat-3* [37] ist neben der Verwendung von Daten des neuen, geostationären Satelliten *Meteosat-8* die Entwicklung neuer Verfahren zur Bestimmung der Einstrahlungsverhältnisse am Erdboden. Im Gegensatz zum bisher verwendeten *Heliosat*-Verfahren sollen dabei zusätzliche Informationen über die Zusammensetzung und den Zustand der Atmosphäre verwendet werden.

Wegen der großen Bedeutung der Wolken für die Einstrahlungsverhältnisse, werden zunächst drei Atmosphärenzustände unterschieden, die zusammen alle auftretenden Bewölkungssituationen umfassen; wolkenlose *Clearsky* Fälle, völlig bewölkte *Total Overcast* Fälle und Situationen mit durchbrochener Bewölkung, sogenannte *Broken Cloud* Fälle. Die weitere Vorgehensweise besteht darin, genaue, für den operationellen Betrieb aber zu langsame Strahlungstransportprogramme zu verwenden, um Sensitivitätsstudien bezüglich des Einflusses aller physikalischen Eigenschaften zu treiben, die den Strahlungstransport beeinflussen. In einem zweiten Schritt wird dann versucht, den Strahlungstransport in Abhängigkeit von den ermittelten, wichtigsten physikalischen Eigenschaften zu parametrisieren, und zwar für alle drei genannten Bewölkungsfälle.

Ist es gelungen, Parametrisierungen ausreichender Qualität zu entwickeln, können diese unter Verwendung von Informationen über die Atmosphäre der Erde mit bodengemessenen Einstrahlungsdaten validiert werden. Zunächst werden diese Informationen Klimatologien entnommen, die zeitlich und räumlich gemittelte Werte enthalten. Das eigentliche Ziel der Forschung und damit des *Heliosat-3* Projekts ist jedoch die Verwendung von "aktuellen" Daten, seien sie nun von *Meteosat-8* gemessen oder aus den Daten anderer Satelliten abgeleitet.

14 Der wolkenfreie Himmel: Das SOLIS-Verfahren

Die Parametrisierung des Strahlungstransports durch die wolkenlose Atmosphäre wurde unter Verwendung der Strahlungstransportbibliothek *libRadtran* [38] von R.W. Müller et al. [6] entwickelt. *libRadtran* stellt eine Sammlung von Lösungsalgorithmen dar, die sich durch die Art der mathematischen Behandlung des Strahlungstransportproblems und die Zahl der berücksichtigten Effekte unterscheiden. Alle Verfahren behandeln das Problem eindimensional und ermöglichen die Festle-

gung der wichtigsten Atmosphärenbestandteile und entsprechender Höhenprofile. Dies gilt insbesondere für den Ozon-, den Wasserdampf- und den Aerosolgehalt der Atmosphäre, wobei eine erhebliche Zahl von Aerosoltypen und deren Kombinationen möglich ist. Die Bodenreflektion kann von Hand oder durch Verwendung vorgefertigter Modelle festgelegt werden.

Für die Behandlung der Abhängigkeit der verschiedenen Wechselwirkungsmechanismen (Absorption, Streuung, Reflektion, Emission) von der Wellenlänge können in *libRadtran* verschiedene Verfahren verwendet werden. Für die folgenden Parametrisierung wurde ein von Kato et al. [39] entwickeltes Verfahren verwendet, das das elektromagnetische Spektrum zu Bändern zusammenfaßt und wesentlich schneller als eine Wellenlänge-für-Wellenlänge Abtastung ist, was ebenfalls mit *libRadtran* möglich ist.

Von den bereitgestellten Lösungsalgorithmen wird das gut validierte DISORT verwendet [40]. Es handelt sich um ein *Discrete Ordinate* Verfahren, welches von der Tatsache Gebrauch macht, daß bei einer planparallelen Beschreibung der Atmosphäre das Strahlungsfeld nur noch von der betrachteten Höhe abhängt und entsprechend eine eindimensionale Behandlung möglich ist. Entsprechend stellen dreidimensionale Effekte wie die Reflektion an Wolken die Grenze dieser Verfahren dar. Bei einer Beschreibung der Atmosphäre mit einer ausreichenden Zahl von Schichten und des Strahlungstransports mit einer ausreichenden Zahl von Richtungen, um die Phasenfunktionen bei Streuprozessen richtig wiederzugeben, sind die mit DISORT erzielten Ergebnisse von hoher Qualität.

14.1 Strahlungstransportparametrisierung mit SOLIS

Bei dem neu entwickelten *Clearsky*-Verfahren **SOLIS** werden genaue und gut validierte Strahlungstransportmodelle der Bibliothek *libRadtran* verwendet, um für alle denkbaren Zusammensetzungen und Zustände der Atmosphäre und alle Bodenreflektionstypen möglichst exakte Informationen über die Einstrahlungsverhältnisse am Erdboden zu berechnen. Die Besonderheit des Verfahrens besteht in der integrierten Nutzung von *libRadtran*, insbesondere auch im operationellen Betrieb. Um dennoch eine ausreichende Verfahrensschnelligkeit zu gewährleisten, ist es im weiteren erforderlich, die Häufigkeit der nötigen *libRadtran* Berechnungen innerhalb des **SOLIS**-Verfahrens so weit wie möglich zu reduzieren.

Der erste Schritt auf diesem Wege besteht in der Verwendung von Wellenlängenbändern nach dem *correlated-k* Verfahren von Kato et al. [39]. Dieses Verfahren nutzt die Eigenschaft von Absorptionskoeffizienten, sich nach einer Fouriertransformation im Wellenzahl- oder auch k -Raum zu Gruppen zusammenfassen zu lassen. Diese Gruppen bilden dann Wellenzahlbereiche, die bezüglich des Strahlungstransports gleich behandelt werden können. Diese Zusammenfassung ermöglicht nach einer Rücktransformation im λ -Raum die Berechnungen vom ultravioletten Bereich (240 nm) bis zum nahen infraroten Bereich (4605 nm) des elektromagnetischen Spektrums mit nur 32 Bändern.

In einem zweiten Schritt zur Beschleunigung des Verfahrens soll die Abhängigkeit der Einstrahlungsverhältnisse am Erdboden von der Beleuchtungsgeometrie durch eine parametrische Beschreibung mit nur zwei Stützstellen, nämlich Sonnenzenithwinkel Θ_{\odot} von 0° und 60° , gelingen.

Diese beiden Ziele werden beim SOLIS-Verfahren durch Modifikation der bekannten Lambert-Beer Gleichung für die Direktstrahlung erreicht. Diese lautet:

$$I_{\text{dir}}^{LB}(\Theta_{\odot}) = I_0 * \exp\left(\frac{-\tau}{\cos \Theta_{\odot}}\right) * \cos(\Theta_{\odot}), \quad (28)$$

wobei sich die Direktstrahlung I_{dir}^{LB} aus der Schwächung der extraterrestrischen Strahlung I_0 mit der optischen Dicke der durchstrahlten Atmosphärenschicht τ und in Abhängigkeit von der Beleuchtungsgeometrie ergibt.

Die Modifikation der Lambert-Beer Gleichung im SOLIS-Verfahren besteht in der Einführung zweier Parameter τ_0 und a , die die Erweiterung der nur monochromatisch gültigen Lambert-Beer Gleichung auf spektrale Bänder ermöglichen:

$$I_{\text{dir}}^{MLB}(\Theta_{\odot}) = I_0 * \exp\left(\frac{-\tau_0}{\cos^a \Theta_{\odot}}\right) * \cos(\Theta_{\odot}); \quad \tau_0 = -\ln\left(\frac{I(\Theta_{\odot} = 0^{\circ})}{I_0}\right). \quad (29)$$

Die beiden Parameter werden mit nur zwei *libRadtran* Berechnungen festgelegt. Die spezielle optische Dicke τ_0 kann mit der unmodifizierten Lambert-Beer Gleichung bei senkrechter Einstrahlung ($\Theta_{\odot} = 0^{\circ}$) bestimmt werden. Der Parameter a wird dann mit einer zweiten *libRadtran* Berechnung für $\Theta_{\odot} = 60^{\circ}$ festgelegt. Auf diese Weise gelingt es, mit nur zwei *libRadtran* Berechnungen die modifizierte Lambert-Beer Gleichung (MLB) festzulegen. Diese ermöglichen dann die Berechnung der Direktstrahlung für alle Beleuchtungsgeometrien und Atmosphärenverhältnisse. Der Vergleich mit Bodenmeßdaten liefert bereits sehr gute Resultate [6].

Für die allgemeine Verwendbarkeit der modifizierten Lambert-Beer Gleichung ist eine Verallgemeinerung auf alle Strahlungskomponenten nötig. Bei der Anwendung der modifizierten Lambert-Beer Gleichung auf die Globalstrahlung zeigt sich, daß dies möglich ist, daß jedoch insbesondere für hohe Aerosolkonzentrationen ein weiterer Korrekturfaktor b eingeführt werden muß:

$$I_{\text{glo}}^{MLB}(\Theta_{\odot}) = I_0 * b * \exp\left(\frac{-\tau_0}{\cos^a \Theta_{\odot}}\right) * \cos(\Theta_{\odot}); \quad b = 1 + I_0 * \left(\frac{I_{\text{diff}}^{Lib}}{I_{\text{dir}}^{Lib} * I_{\text{glo}}^{Lib}}\right). \quad (30)$$

Der Faktor b setzt sich erfreulicherweise nur aus solchen Größen zusammen, die schon aus den beiden *libRadtran* Läufen bekannt sind. Für den Fall verschwindender Diffusstrahlung I_{diff}^{Lib} gilt $b = 1$ und (30) geht definitionsgemäß in (29) über. Entsprechend kann sie sowohl für Global- als auch für Direktstrahlungsberechnungen verwendet werden.

Schließlich ist die obige Gleichung auch zur Berechnung der Diffusstrahlung I_{diff}^{MLB}

verwendbar, wenn der $\cos(\Theta_{\odot})$ -Faktor weggelassen wird, der die Variation der Strahldichte mit der Richtung berücksichtigt:

$$I_{\text{diff}}^{MLB}(\Theta_{\odot}) = I_0 * b * \exp\left(\frac{-\tau_0}{\cos^a \Theta_{\odot}}\right). \quad (31)$$

Die Globalstrahlung wie auch ihre direkte und diffuse Komponente lassen sich also gut mit Exponentialfunktionen beschreiben. Die Rechnung mit Katobändern macht jedoch eine Variation von a nötig, da es dann kein τ für alle Geometrien mehr gibt, wie bei der Lambert-Beer Gleichung, sondern aus der “vertikalen” optischen Dicke τ_0 umgerechnet werden muß.

Bei der praktischen Anwendung des SOLIS-Verfahrens zeigt sich, daß Änderungen des Ozon- und des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre bei ansonsten konstanten Verhältnissen keinen Einfluß auf den Parameter a , sondern nur auf τ_0 haben. Für diesen Fall einer *Rayleigh*-Atmosphäre, in der neben der Absorption nur noch die *Rayleigh*-Streuung an Molekülen Einfluß auf den Strahlungstransport haben, können Tabellen für τ_0 in Abhängigkeit vom Ozon- und Wasserdampfgehalt abgespeichert und später wiederverwendet werden.

Die Verwendung solcher Tabellen, sogenannter *look-up tables*, beschleunigt das SOLIS-Verfahren erneut, deshalb ist eine analoge Behandlung des Aerosolgehalts wünschenswert. Gemäß R. W. Müller et al. [6] werden im Fall auftretender Mie-Streuung an Aerosolen sowohl τ_0 , als auch a von deren Typ und Konzentration abhängig. Es werden jedoch Umrechnungsformeln angegeben, um von der Schwächung der Einstrahlung durch einen Aerosoltyp einer bestimmten Konzentration (optische Dicke τ_{A1}) auf diejenige bei einer anderen Konzentration (optische Dicke τ_{A2}) umzurechnen [6]. Entsprechend ist auch hier die Berechnung und spätere Verwendung von *look-up tables* möglich.

Ehe eine Kopplung mit einer Parametrisierung des Strahlungstransports durch Wolken vorgenommen wird (Kapitel 17), sollen Ergebnisse des SOLIS-Verfahrens mit solchen des Heliosat-Verfahrens verglichen werden. Dazu werden die Teile des Heliosat-Verfahrens, die sich auf die Berücksichtigung von Wolken beziehen, an das SOLIS-Verfahren gekoppelt (SOLIS/*Cloud Index*-Verfahren), auch wenn dabei die spektrale Auflösung und die Berechnung der Strahlungskomponenten verloren geht. Analog zum Heliosat-Verfahren wird nämlich die $n-k$ Relation (siehe Kapitel 3) verwandt und mit dem *Clearsky Index* $k^* = I^{\text{cloudy}}/I^{\text{global}}$ gewichtet, um die Globalstrahlung zu berechnen.

14.2 Ergebnisse für den Standort Vaulx-en-Velin

Zur Ermittlung der Qualität des SOLIS/*Cloud Index*-Verfahrens werden Bodenmeßdaten der Globalstrahlung aus Vaulx-en-Velin bei Lyon (Frankreich) verwendet, die von D. Dumortier im Rahmen des Heliosat-3 Projekts bereitgestellt wurden. Die Meßstation liegt bei $45,78^\circ$ nördlicher Breite und $4,92^\circ$ östlicher Länge. Die von ihr gelieferten Pyranometerdaten [41] haben eine zeitliche Auflösung von

5 Minuten und werden zeitlich so gemittelt, daß der Bodenmeßzeitpunkt auf den Aufnahmezeitpunkt am Satelliten abgebildet wird. Zum Vergleich mit den aus Satellitendaten abgeleiteten Globalstrahlungswerten, werden 15 Minutenmittelwerte, Stundenmittelwerte und Tagessummen gebildet. Der Vergleichszeitraum umfaßt ein knappes Jahr, nämlich vom 16. März 2004 bis zum 28. Februar 2005.

Die von SOLIS aufgerufenen Strahlungstransportbibliothek *libRadtran* wird für die Berechnungen zunächst auf den Spektralbereich der Pyranometermessungen begrenzt (Kato-Bändern 4-29 entsprechen 307-3002 nm). Die Bodenreflektivität wird für alle Wellenlängen mit $\rho_{Boden} = 0,1$ und die Ozonkonzentration auf 275 DU festgelegt, da damit früher gute Resultate erzielt wurden [6]. Die Aerosoltypen und deren Konzentration in der Atmosphäre (über Vaulx-en-Velin) werden mit Hilfe der GACP-Klimatologie (*Global Aerosol Climatology Project*) festgelegt [42]. In analoger Weise wird der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre unter Heranziehung der NVAP-Klimatologie (*NASA Water Vapor Project*) gewonnen [43].

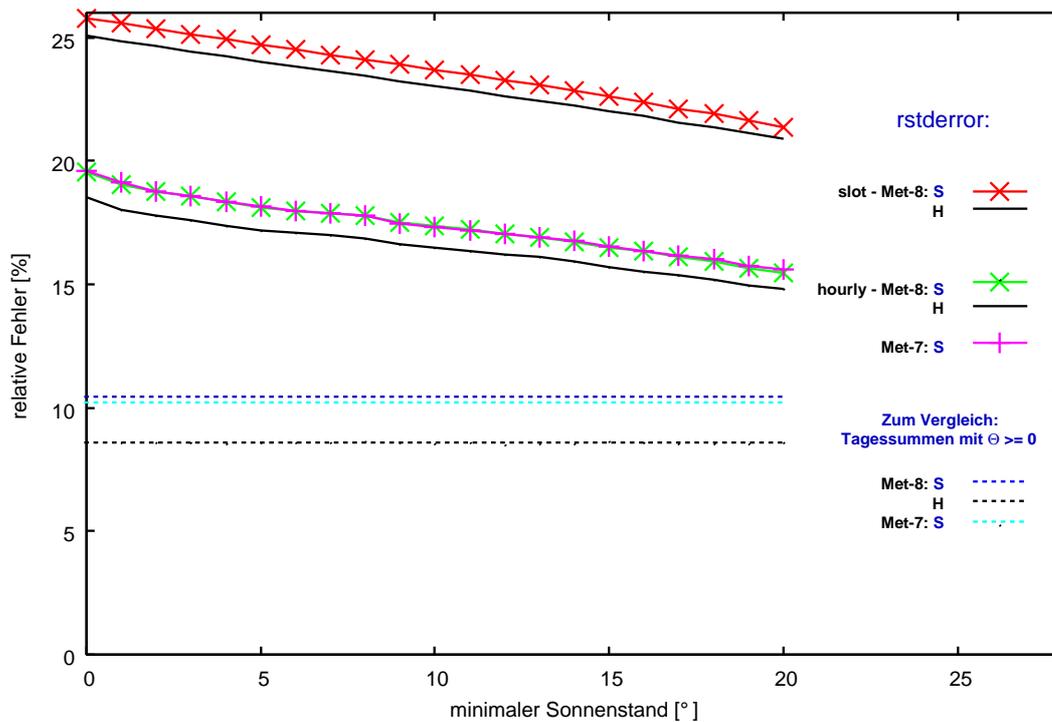


Abbildung 31: Abhängigkeit der relativen Standardabweichung (*rstdderror*) der 15 Minutenmittelwerte (slot) und der Stundenmittelwerte (hourly) der Globalstrahlung vom minimalen Sonnenstand. Mit dem Heliosat-Verfahren (**H**) und dem SOLIS/*Cloud Index*-Verfahren (**S**) berechnete Werte wurden mit Bodenmeßdaten aus Vaulx-en-Velin verglichen (16. März 2004 - 28. Februar 2005). Die berechneten Werte wurden aus Daten von Meteosat-7 und Meteosat-8 abgeleitet. Zum Vergleich sind außerdem die Werte der jeweiligen Tagessummen wiedergegeben, die sich jedoch nur unter Berücksichtigung aller Sonnenstände ($\Theta_{\odot} \geq 0^{\circ}$) ergeben.

Die Bestimmung des *Cloud Index* für beide verglichenen Verfahren wurde mit dem Bodenreflektionsparameter $\sigma_g = 27$ und der maximalen Wolkenreflektivität $\rho_{max.} = 650$ berechnet.³ Der Schattendetektionsalgorithmus wurde bei diesen Untersuchungen nicht verwendet.

Zum Vergleich werden neben der berechneten Genauigkeit bei Ableitung der Globalstrahlung aus den hochauflösenden Daten von Meteosat-8 auch diejenige bei Verwendung von Meteosat-7 Daten angegeben. In beiden Fällen wurde über 5×3 Pixel um das Stationspixel gemittelt.

Abbildung 31 zeigt, daß sich der *rstderror* bei der Berechnung der Globalstrahlung aus Meteosat-8 Daten kaum von dem bei Verwendung von Meteosat-7 unterscheidet. Lediglich bei den berechneten Tagessummen erweist sich Meteosat-7 als geringfügig besser. Die höhere räumliche und zeitliche Auflösung von Meteosat-8 verbessert also nicht die Genauigkeit der Verfahren in Bezug auf den *rstderror*.

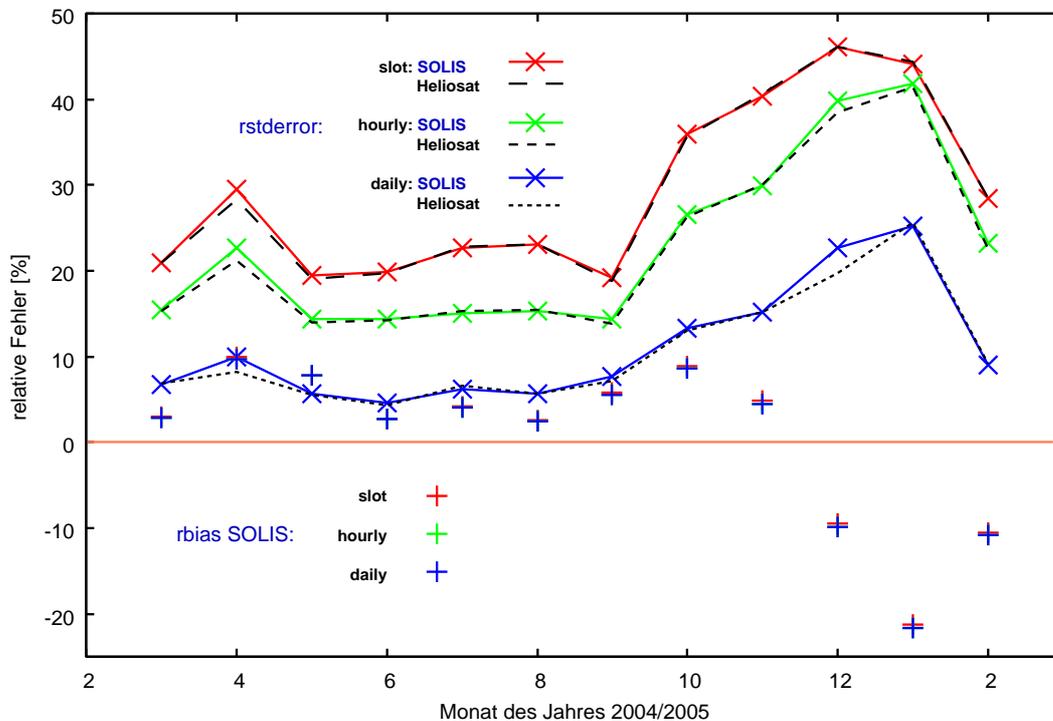


Abbildung 32: Jahresgang der relativen Fehler (*rstderror* und *rbias*) bei der Berechnung der Globalstrahlung mit dem Heliosat- und dem SOLIS/*Cloud Index*-Verfahren für 15 Minutenmittelwerte (slot) und Stundenmittel (hourly). Verwendet wurden Daten von Meteosat-8 unter Zulassung aller Sonnenstände ($\Theta_{\odot} \geq 0^{\circ}$) zwischen dem 16. März 2004 und dem 28. Februar 2005.

³Die hier gewählten Parameter stellen vorläufige Werte da, denn dieser Teil der Arbeit entstand vor den Optimierungen in Abschnitt III.

Unabhängig vom gebildeten Zeitmittel ergibt sich eine höhere Qualität, wenn statt des **SOLIS/Cloud Index**-Verfahrens das Heliosat-Verfahren verwendet wird. Dieses Ergebnis rührt von der nicht ausreichenden Qualität der Aerosolklimatologie GACP her [44].⁴

Der *rstderror* fällt mit der Einschränkung der berücksichtigten Sonnenstände nahezu linear ab. Es gibt also kein herausragendes Merkmal auf einen besonders geeigneten Gültigkeitsbereich des Verfahrens bezüglich des Sonnenstands. Entsprechend werden im folgenden im Gegensatz zu R. W. Müller et al., die nur Sonnenstände $> 15^\circ$ zulassen, alle Verfahrensgenauigkeiten unter Zulassung aller auftretenden Winkel ($\Theta_\odot \in [0^\circ : 90^\circ]$) angegeben.

In Abbildung 32 ist der starke Einfluß der Jahreszeit und damit der Wolkensituation auf die Verfahrensgenauigkeit offensichtlich. Dieser schon in Kapitel 12 beobachtete Effekt ist in beiden Verfahren enthalten und ist auf Mängel des *Cloud Index*-Verfahrens bei der Beschreibung des Einflusses einzelner Wolken wie auch des Zusammenwirkens mehrerer Wolken (Schichtung von Wolken, durchbrochene Bewölkung) zurückzuführen.

Weiter zeigt der Vergleich der beiden Verfahren in Abbildung 32, daß die höhere Qualität des Heliosat-Verfahrens nahezu ausschließlich durch genauere Globalstrahlungswerte im April 2004 und im Dezember 2004 bedingt ist. Beim Heliosat-Verfahren wird im Dezember 2004 der *rstderror* mit der zeitlichen Mittelung im Gegensatz zum **SOLIS/Cloud Index**-Verfahren immer kleiner. Entsprechend scheint dann beim Heliosat-Verfahren ein größerer Anteil des *rstderror* auf zeitliche Verschiebungen bzw. die *dispersion* zu entfallen (siehe Anhang E.1).

Im April 2004 ist dieser Effekt nicht zu beobachten, entsprechend kommt in diesem Monat eine andere Ursache, also zum Beispiel wegen des positiven *rbias* eine zu niedrige Aerosolkonzentration in der GACP-Klimatologie in Frage.

Abschließend sind in Tabelle 9 alle relativen Fehler für den gesamten Vergleichszeitraum zusammengetragen. Wie schon in Abbildung 31 zu sehen, führt die Verwendung von Meteosat-8 (HRV) Daten nicht zu einer Verbesserung des *rstderror*, gemäß Tabelle 9 ist aber der *rbias* wesentlich geringer als bei Verwendung von Meteosat-7 Daten. Das Heliosat-Verfahren ist dem **SOLIS/Cloud Index**-Verfahren im Sinne des *rstderror* geringfügig überlegen, jedoch sind hier die groben Annahmen über Bodenreflektion und die Verwendung von klimatologischen Werten für Aerosole und Wasserdampf innerhalb von **SOLIS** zu berücksichtigen.

⁴Nach Drucklegung dieser Arbeit wurden Fehler beim Auslesen der GACP-Klimatologie gefunden, die zu Abweichungen von den hier präsentierten SOLIS-Ergebnissen führen können.

| Satellit | Verfahren | 15 Minutenwerte | | Stundenwerte | | Tagessummen | |
|----------|-----------|------------------|--------------|------------------|--------------|------------------|--------------|
| | | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> |
| Met-7 | Heliosat | | | 18,73 % | 6,92 % | 8,38 % | 6,92 % |
| Met-7 | SO/Cl | | | 19,57 % | 7,06 % | 10,10 % | 7,06 % |
| Met-8 | Heliosat | 25,05 % | 3,00 % | 18,51 % | 2,86 % | 8,58 % | 2,86 % |
| Met-8 | SO/Cl | 25,78 % | 3,27 % | 19,53 % | 3,13 % | 10,30 % | 3,13 % |

Tabelle 9: Vergleich des Heliosat- und des SOLIS/Cloud Index (SO/Cl)-Verfahrens anhand der relativen Fehler für 15 Minuten Mittelwerte, Stunden Mittelwerte und Tagessummen für den Untersuchungszeitraum vom 16. März 2004 bis zum 28. Februar 2005. Verwendet wurden Daten von Meteosat-7 und Meteosat-8 unter Zulassung aller Sonnenstände ($\Theta_{\odot} \geq 0^{\circ}$).

14.3 Zukünftige Möglichkeiten

Während hier und im folgenden die Wirkung von Aerosolen und Wasserdampf mit Hilfe von zeitlich gemittelten Werten in Form der genannten Klimatologien GACP und NVAP berücksichtigt werden, sollen in Zukunft “aktuelle” aus Satellitendaten abgeleitete Werte verwendet werden. So soll mit Hilfe der spektral hochauflösenden Daten des Satelliten ENVISAT und der Aerosolidentifikations-Software SYNAER (DLR) zwischen 40 verschiedenen Aerosoltypen unterschieden werden. Zur Bestimmung des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre ist im *Heliosat-3* -Projekt ein neues Verfahren entwickelt worden, das mit den Daten von Meteosat-8 auskommt [45]. Die Implementierung ist jedoch noch nicht abgeschlossen.

Bei der Anwendung des SOLIS-Verfahrens ist auch die Berücksichtigung von lokal aufgelösten Informationen über die Bodenreflektion möglich. Diese können ebenfalls aus Satellitendaten abgeleitet werden oder, ähnlich wie die geographische Höhe topographischen Karten entnommen wird, Landnutzungskarten entnommen werden. Die Verwendung der mit dem Heliosat-Verfahren berechneten, gemittelten Bodenreflektivitäten stellt eine solche Möglichkeit dar.

Schließlich sei hier darauf hingewiesen, daß die durchgeführten Untersuchungen weder von der spektralen Auflösung noch von der direkten Berechnung der Strahlungskomponenten Gebrauch machen. Insbesondere bei der Berechnung der Diffusstrahlung erweist sich das SOLIS-Verfahren einer nachträglichen Zerlegung der Globalstrahlung gemäß Skartveit et al. [4] als überlegen [6].

15 Der völlig bewölkte Himmel: Das CloudS-Verfahren

Zur Parametrisierung des Strahlungstransports durch geschlossene Wolkendecken wird das Programm SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer [46]) verwendet, das ebenfalls den Lösungsalgorithmus DISORT verwendet. Neben der Festlegung des Atmosphären- und des Bodentyps mit Hilfe von Modellen, die SBDART bereitstellt, kann eine planparallele Wolkenschicht beliebiger Dicke und Höhe simuliert werden.

Wegen ihrer größeren Bedeutung sollen alle folgenden Simulationen nur für Wasserwolken durchgeführt werden, was eine spätere, separate Behandlung von Eiszolken (Zirren) nötig macht.

Die optischen Eigenschaften einer Wasserwolke sind durch deren optische Dicke τ_c und den effektiven Tropfenradius r_{eff} der sie bildenden Wassertropfen vollständig bestimmt. Die optische Dicke τ_c bei einer bestimmten Wellenlänge ist durch die Schichtdicke bestimmt, nach deren senkrechter Durchstrahlung die Intensität der Direktstrahlung bei dieser Wellenlänge auf den e -ten Teil abgeklungen ist, im Vergleich zu derjenigen I_0 am Ausgangspunkt. Dieser Zusammenhang läßt sich auch über die Transmission T und die durchstrahlte Luftmasse (*Airmass*) $m = 1/\cos \Theta_{\odot}$ ausdrücken:

$$I_{\text{dir}} = I_0 * \exp\left(\frac{-\tau_c}{\cos \Theta_{\odot}}\right); \quad \ln(I_{\text{dir}}) = \ln(I_0) + mT \quad (32)$$

Der effektive Tropfenradius r_{eff} einer Wasserwolke ergibt sich aus dem Verhältnis von Raum- zu Flächenmittel über die Größenverteilung von Wolkentropfen $N(r)$, die im allgemeinen vom Wolkentyp abhängig ist und gut mit Hilfe modifizierter Gammafunktionen $\Gamma(\alpha)$ angenähert werden kann [47].

$$r_{\text{eff}} = \frac{\int \pi r^3 N(r) dr}{\int \pi r^2 N(r) dr}; \quad N(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha) r_n} \left(\frac{r}{r_n}\right)^{\alpha-1} \exp\left(\frac{-r}{r_n}\right); \quad r_{\text{eff}} = \frac{r_m(\alpha + 3)}{(\alpha + 1)} \quad (33)$$

N_0 stellt die Gesamtzahl aller Tropfen dar und der Radius r_n charakterisiert die Verteilung. Mit dem mittleren Tropfenradius r_m hängt der effektive Tropfenradius über die Varianz α der Größenverteilung $\Gamma(\alpha)$ zusammen.

Bevor eine Parametrisierung des Strahlungstransports begonnen wird, soll dessen Sensitivität für den Bodentyp, den effektiven Tropfenradius, sowie die Dicke und Höhe einer Wolkenschicht untersucht werden. Dies dient der Festlegung der nötigen Variablen bei der parametrisierten Beschreibung des Strahlungstransports.

Die in diesem Abschnitt beschriebene Entwicklung der Parametrisierung **CloudS** folgt der Idee, nicht die Globalstrahlungsintensität unter Wolken selbst zu parametrisieren, sondern ihr Verhältnis zur Globalstrahlung im wolkenfreien Fall. Parametrisiert wird also analog zur Heliosat-Methode ein neuer Gewichtungsfaktor $k_c^* = I^{\text{cloudy}} / I^{\text{clear}}$, der dem dortigen *Clear Sky* Index k^* entspricht.

Die Verwendung von k_c^* ermöglicht folgende zwei Einschränkungen. Um die allgemeine Anwendbarkeit der entwickelten Parametrisierung nicht zu beeinträchtigen, soll eine aerosolfreie und wasserdampfarme Modellatmosphäre (*Midlatitude Winter*) verwendet werden. Die fehlenden Streuprozesse an Wasserdampfmolekülen und Aerosolen beeinträchtigen alle folgenden Resultate, jedoch sollten sie durch die spätere Verwendung des bezüglich der Bestimmung von I^{clear} genauen *Clear Sky* Verfahrens **SOLIS** nicht zu groß sein, wenn die Einstrahlung unter Wolken über $I^{cloudy} = k_c^* * I_{\text{SOLIS}}^{clear}$ bestimmt wird.

Ein Vergleich der Parametrisierungsergebnisse mit den originalen SBDART Daten und die Validierung mit am Boden gemessenen Einstrahlungsdaten ermöglichen die Bewertung der Qualität der neuen Parametrisierung **CloudS**. Die für diesen Vergleich nötigen Wolkeneigenschaften wurden mit der vom *Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt* (DLR) entwickelten Software APOLLO [5] aus Meteosat-8 Daten abgeleitet und für den Zeitraum März bis August 2004 bereitgestellt. Anschließend sollen die Ursachen für aufgetretene Mängel und mögliche Verbesserungen zu ihrer Behebung diskutiert werden.

Schließlich besteht für den Fall erheblicher Abweichungen zwischen **CloudS** Ergebnissen und den Bodendaten auch die Möglichkeit einer nachträglichen *bias*-Korrektur, um einen Teil dieser Effekte zu kompensieren. Wird diese nicht mit den Bodendaten selbst, sondern mit SBDART berechneten Globalstrahlungswerten und der genannten APOLLO Zeitreihe durchgeführt, ist sie auch innerhalb der Genauigkeit dieses Programms und im Rahmen des durch die verwendete Zeitreihe von APOLLO-Werten gegebenen Wertebereichs allgemeingültig und damit übertragbar auf andere Zeiten und Orte.

15.1 Sensitivitätsstudien mit SBDART

Um die Vielfalt möglicher Atmosphärenzustände einzuschränken, werden zunächst die wichtigsten Variablen und Wertebereiche identifiziert. Als erstes wird der Einfluß des effektiven Tropfenradius' auf das Verhältnis k_c^* in Abhängigkeit von der optischen Dicke τ_c einer Wolke untersucht. Dies soll es ermöglichen, diejenigen optischen Dicken zu ermitteln, bei denen die Unterschiede besonders groß sind.

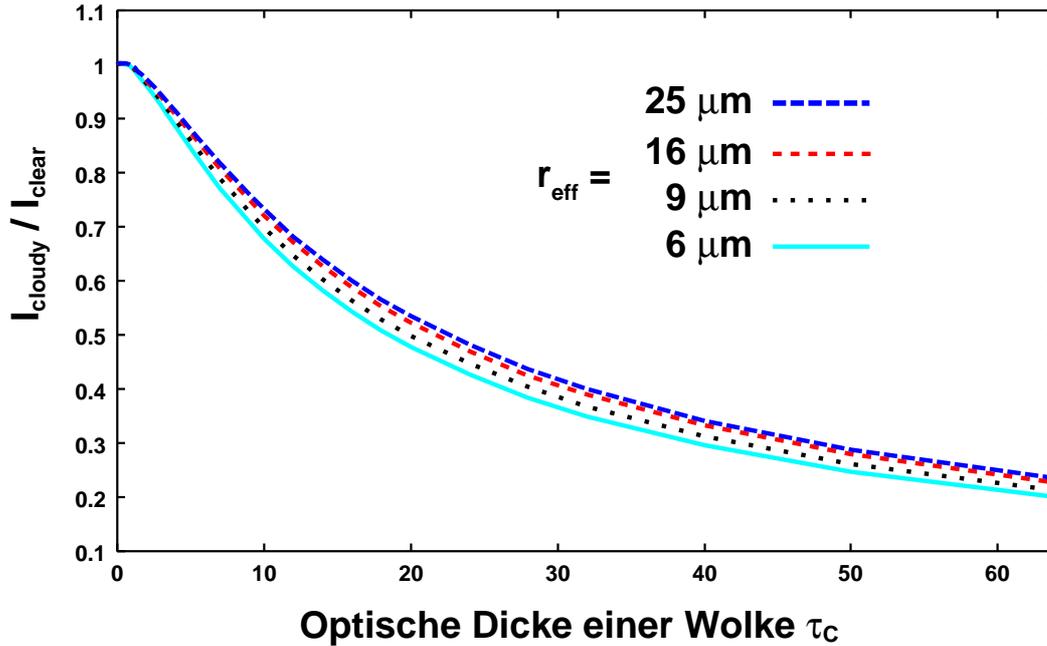


Abbildung 33: Einfluß des effektiven Tropfenradius' r_{eff} auf das Globalstrahlungsverhältnis k_c^* in Abhängigkeit von der optischen Dicke τ_c . (SBDART - Vegetationsmodell; Wolke: 1-2 km; Sonnenzenithwinkel: $\Theta_{\odot} = 0^{\circ}$; Wellenlänge: $\lambda = 720 \text{ nm}$)

Diese Untersuchungen werden bei einem Sonnenzenithwinkel von $\Theta_{\odot} = 0^{\circ}$ durchgeführt, da die Unterschiede in dieser Situation am größten sind. Desweiteren wird als Wellenlänge $\lambda = 720 \text{ nm}$ verwendet, denn diese ist im für diese Arbeit wichtigen visuellen Teil des elektromagnetischen Spektrums sensitiv für Wasserdampf. Es handelt sich dort um die niederenergetischste Absorptionsbande [48, 49]. Schließlich wird eine Wolke zwischen 1 km und 2 km als Testfall festgelegt.

Abbildung 33 zeigt, daß die Unterschiede zwischen den Verläufen von k_c^* für verschiedene effektive Tropfenradien nicht sehr groß sind. Sie wachsen bis ungefähr $\tau_c = 24$ an und nähern sich dann wieder einander. Während sie sich immer weiter annähern fallen sie langsam immer weiter bis sie bei sehr hohen optischen Dicken ganz verschwinden ($r_{\text{eff}} = 25; \tau_c = 300 \rightarrow k_c^* = 0.042$). Die Unterschiede sind für kleine effektive Tropfenradien am größten, werden aber mit wachsenden

effektiven Tropfenradien immer kleiner. Im Bereich von $\tau_c = 24$ macht der maximale Unterschied zwischen extremen effektiven Tropfenradien 6 % der *Clearsky* Einstrahlung aus.

Neben dem Einfluß des effektiven Tropfenradius' soll auch jener der Höhe und der Dicke einer Wolke untersucht werden (Abbildung 34), und zwar für Werte zwischen 1 km und 7 km, in denen sich Wasserwolken typischerweise befinden [50]. Dabei wird für den effektiven Tropfenradius $r_{\text{eff}} = 8 \mu\text{m}$ verwendet, da dieser einen Mittelwert über alle Wolkentypen darstellt. Schließlich werden drei für Landsimulationen in Frage kommende Bodenmodelle - Schnee, Sand und Vegetation - untersucht.

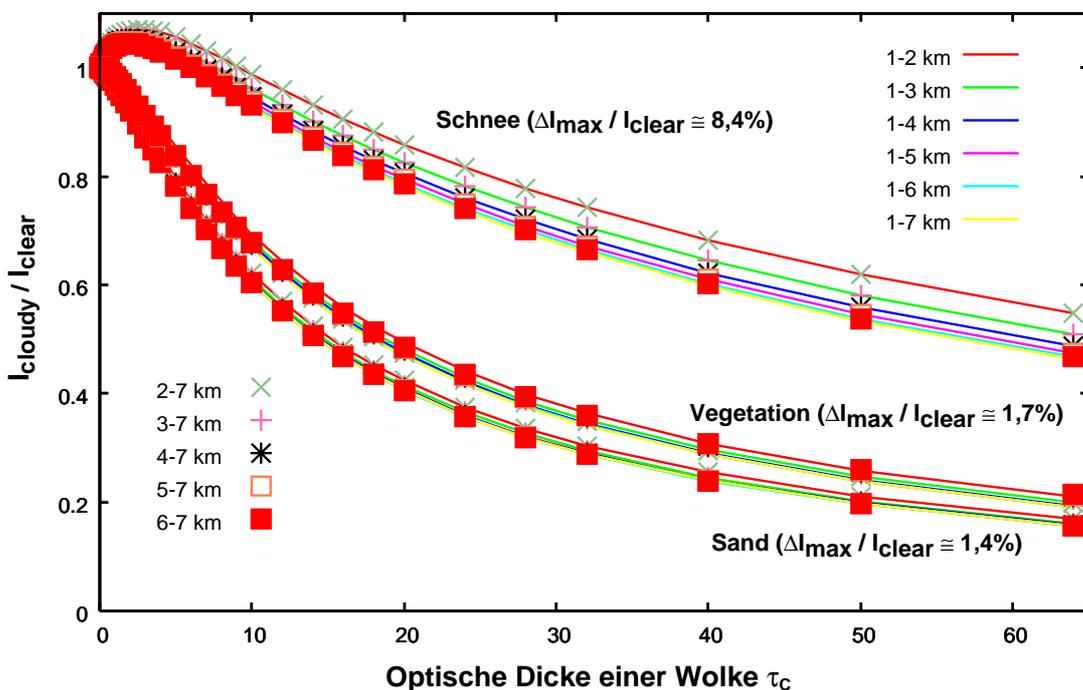


Abbildung 34: Einfluß der Dicke und Höhe einer Wolke auf das Globalstrahlungsverhältnis k_c^* in Abhängigkeit von der optischen Dicke τ_c . (SBDART-Modelle: Schnee, Sand, Vegetation; Sonnenzenithwinkel: $\Theta = 0^\circ$; effektiver Tropfenradius: $r_{\text{eff}} = 8 \mu\text{m}$; Wellenlänge: $\lambda = 720 \text{ nm}$)

Abbildung 34 zeigt, daß die Unterschiede in den Einstrahlungsverhältnissen mit wachsender optischer Dicke der Wolke immer größer werden und bei einem Vergleichswert von $\tau_c = 64$ maximal 8.4% der Globalstrahlung im wolkenfreien Fall I^{clear} erreichen (Schnee). So große Unterschiede werden jedoch nur wegen der starken Reflektion von Schnee erreicht. Bei Verwendung eines Bodenmodells für Vegetation beträgt der maximale Unterschied bei $\tau_c = 64$ nur 1.7% und bei Sand 1.4% von I^{clear} .

Mit den bis hierhin ermittelten, extremen Werten bei der Beschreibung von Wolken (Wolkenhöhe 1-2 km bzw. 6-7 km, $r_{\text{eff}} = 6/25 \mu\text{m}$) für eine sensitive Wel-

Wellenlänge von $\lambda = 720\text{nm}$, soll nun deren Einfluß auf k_c^* in Abhängigkeit von der Wellenlänge durch eine weitere Simulation untersucht werden. Außerdem wird der Einfluß des Bodenmodells (Schnee, Vegetation, Sand) getestet.

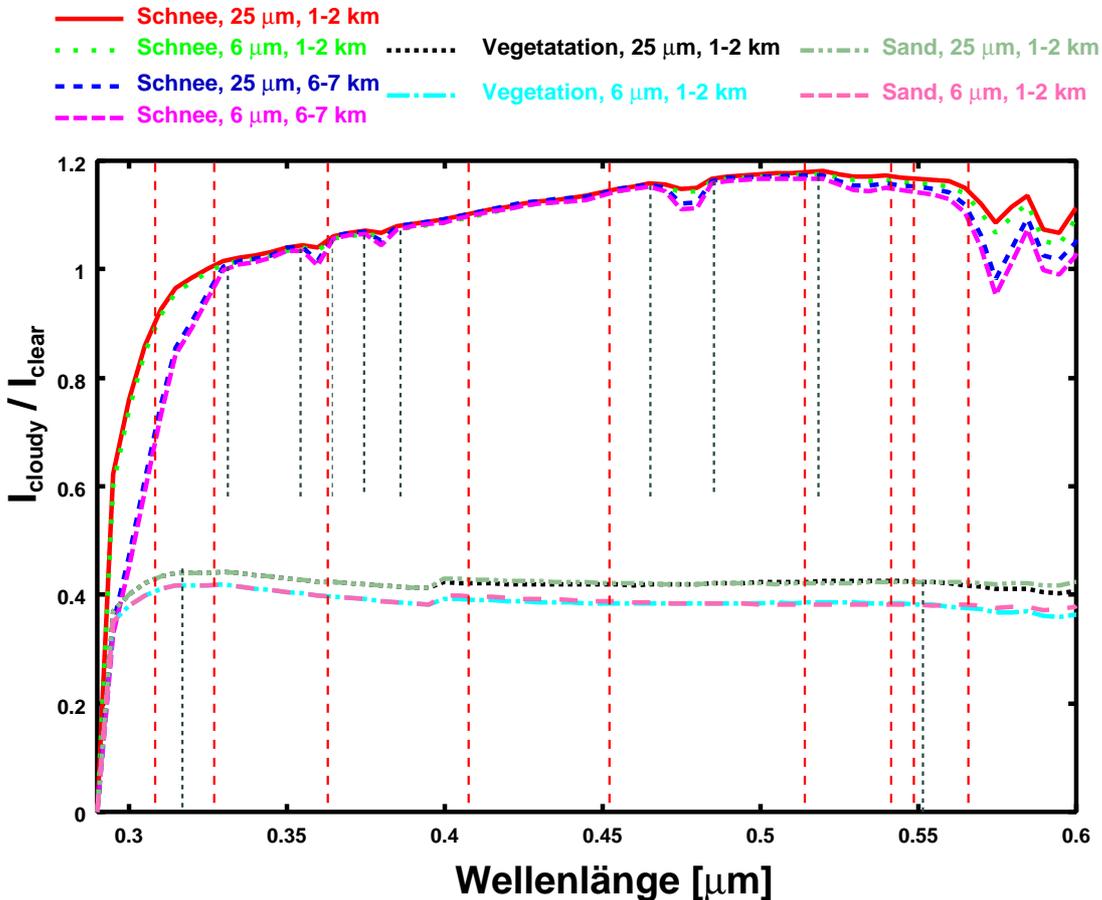


Abbildung 35: Beispiel für den Einfluß des Bodenmodells und des effektiven Tropfenradius' auf das Verhältnis k_c^* in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Modellkonfiguration: optische Dichte: $\tau_c = 24$; Sonnenzenithwinkel: $\Theta = 0^\circ$. Schwarze vertikale Linien separieren sensitive und nicht sensitive Bereiche des elektromagnetischen Spektrums und rote vertikale Linien geben die Einteilung desselben in Wellenlängenbereiche nach Kato et al. [39] an.

Abbildung 35 zeigt, daß der Unterschied zwischen dem Bodenmodell für Vegetation und dem für Sand in diesem Teil des Spektrums nicht groß ist, während sich dasjenige für Schnee deutlich unterscheidet (weitere Spektralbereiche im Anhang D.3).

Für den extremen Fall stark reflektierender Böden zeigen die Simulationen zwei andere bemerkenswerte Effekte. Erstens hat die Wolkenhöhe für den Schneefall, insbesondere für den UV-Bereich des Spektrums, großen Einfluß. Zweitens kann für diesen Bodentyp, wie schon in Abbildung 34 zu sehen war, die Intensität der

Einstrahlung unter Wolken über diejenige ohne Wolken hinauswachsen, so daß für k_c^* Werte über 1 auftreten. Der Fall stark reflektierenden Bodens muß deshalb mit besonderer Vorsicht behandelt werden.

In Abbildung 35 sind zusätzlich Wellenlängenbereiche, für die die Simulationen zu signifikanten Unterschieden führen und unveränderte Bereiche durch vertikale schwarze Linien voneinander getrennt und mit den durch die genannte Bereichsklassifizierung von Kato et al. [39] innerhalb SOLIS verglichen. Offensichtlich gibt es keine Übereinstimmung, so daß nicht von vornherein durch eine Bereichseinteilung nach Kato et al. [39] zwischen sensitiven und nicht sensitiven Bereichen des elektromagnetischen Spektrums unterschieden werden kann.

Für schwach reflektierende Böden sind die durch Wolkenhöhe und effektiven Tropfenradius bedingten Unterschiede gering. Deshalb soll für alle folgenden Simulationen eine Standardwolke festgelegt werden. Die größten Werte für k_c^* ergeben sich für Wolkenschichten zwischen 1 km und 2 km Höhe. Dieser Wolkentyp soll fortan für alle Simulationen verwendet werden, denn zusammen mit fehlenden Aerosolen und reduziertem Wasserdampf wird so grundsätzlich nach oben abgeschätzt.

15.2 Strahlungstransportparametrisierung mit **CloudS**

Bei der Parametrisierung des Strahlungstransports sollen alle bisher gewonnenen Ergebnisse verwendet werden. Um später gut mit dem SOLIS-Verfahren zusammenarbeiten zu können wird die folgende Untersuchung zwar spektral aufgelöst durchgeführt, die berechneten Globalstrahlungswerte aber zu den dort verwendeten Kato-Bänder zusammengefaßt. Für die so definierten 26 Wellenlängenbereiche zwischen 307 nm und 3002 nm wird dann nach geeigneten Funktionen gesucht, die den Strahlungstransport durch Wolken richtig wiedergeben. Nachdem ein Produktansatz der Form $f_1(\tau) * f_2(\Theta) * f_3(r_{\text{eff}})$ nicht erfolgreich war, diente folgende implizite Konstruktion als Ausgangspunkt der Parametrisierung.

$$k_c^* = \frac{I_{SBDART}^{\text{cloudy}}}{I_{SBDART}^{\text{clear}}} = f(\tau_c(\Theta_{\odot}(r_{\text{eff}}))); \quad \tau_c \in [0 : 300]; \Theta_{\odot} \in [0 : 80]; r_{\text{eff}} \in [6 : 50] \quad (34)$$

Bei der Funktionswahl für die Parametrisierung der Abhängigkeiten des Gewichtungsfaktors k_c^* von τ_c , Θ_{\odot} und r_{eff} ist zu berücksichtigen, daß sich die Zahl der insgesamt nötigen Koeffizienten mit der Zahl der Koeffizienten für die Beschreibung der Abhängigkeit von der zuerst parametrisierten Variablen - hier τ_c - potenziert. Entsprechend wurde festgelegt, daß die Funktion $f(\tau_c)$ nur zwei Koeffizienten enthalten darf. Exponentiell abfallende Testfunktionen, wie sie in der Strahlungstransportphysik häufig vorkommen (siehe zum Beispiel Kapitel 14.1), konnten die Verhältnisse beim Strahlungstransport durch Wolken nicht in allen Kato-Bändern in ausreichender Qualität wiedergeben.

Tests mit einer großen Zahl anderer Funktionen und Funktionskombinationen führten aber schließlich zu folgendem Satz von Funktionstypen, die alle Abhängigkeiten in guter Näherung wiedergeben:

$$f(\tau_c) = \frac{a_1}{1 + a_2 * \tau_c}; \quad (35)$$

$$a_1 = a_1(\Theta_\odot) = a_{11} - a_{12} * \Theta_\odot^{a_{13}}; \quad (36)$$

$$a_2 = a_2(\Theta_\odot) = a_{21} + a_{22} * \Theta_\odot^{a_{23}};$$

$$a_{j1} = a_{j1}(r_{\text{eff}}) = \frac{a_{j11} * r_{\text{eff}}}{a_{j12} + r_{\text{eff}}} + a_{j13} * r_{\text{eff}}; \quad j \in (1, 2); \quad (37)$$

$$a_{j2} = a_{j2}(r_{\text{eff}}) = a_{j21} * (1 + r_{\text{eff}})^{a_{j22}}; \quad j \in (1, 2); \quad (38)$$

$$a_{j3} = a_{j3}(r_{\text{eff}}) = a_{j31} * (1 + r_{\text{eff}})^{a_{j32}}; \quad j \in (1, 2)$$

Diese im folgenden **CloudS** genannte Parametrisierung enthält 14 Koeffizienten a_{ijk} , die für jedes der 26 Kato-Bänder optimiert werden müssen (insgesamt 364 Koeffizienten). Dazu wurde in dieser Arbeit der Marquardt-Levenberg Algorithmus [51] verwendet.

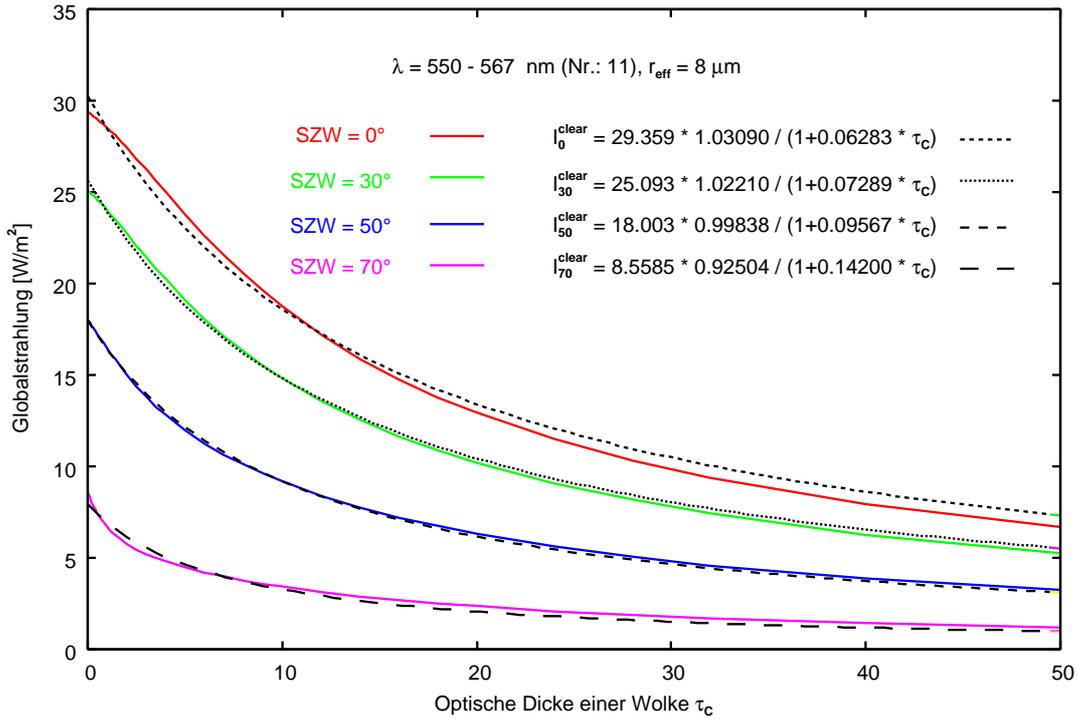


Abbildung 36: Globalstrahlung $I_{glo}^{\lambda=550-567nm}$ für das Kato-Band 11 in Abhängigkeit von der optischen Dicke einer Wolke (1-2 km, $r_{\text{eff}} = 8\mu m$) für verschiedene Sonnenzenithwinkel (SZW) berechnet mit SBDART (farbig) und der Parametrisierung **CloudS** (schwarz).

Abbildung 36 gibt einige Beispiele für den Verlauf der Funktion $f(\tau_c)$ für verschiedene Sonnenzenithwinkel und einen effektiven Tropfenradius $r_{\text{eff}} = 8\mu m$ im

Vergleich zu den mit SBDART gerechneten Originaldaten für das Kato-Band 11 (550-567 nm). In diesem eher schwierigen Band ist die Übereinstimmung gut, solange der Sonnenzenithwinkel nicht sehr klein wird. Dort kann die gewählte Funktion dem Verlauf nicht folgen, was für sehr kleine optische Dicken zu einer Überschätzung führt, und die *Clearsky* Intensität für $\tau_c = 0$ nicht reproduziert wird. Bis zu einer optischen Dicke von $\tau_c \simeq 11$ kommt es dagegen zu einer Unterschätzung ehe schließlich für noch größere τ_c wieder zu hohe Werte angenommen werden.

Um die maximal erreichbare Qualität der hier entwickelten Parametrisierung **CloudS** zu ermitteln, wird der gesamte Lösungsraum mit **CloudS** berechnet und mit den zugrundeliegenden SBDART Daten verglichen.

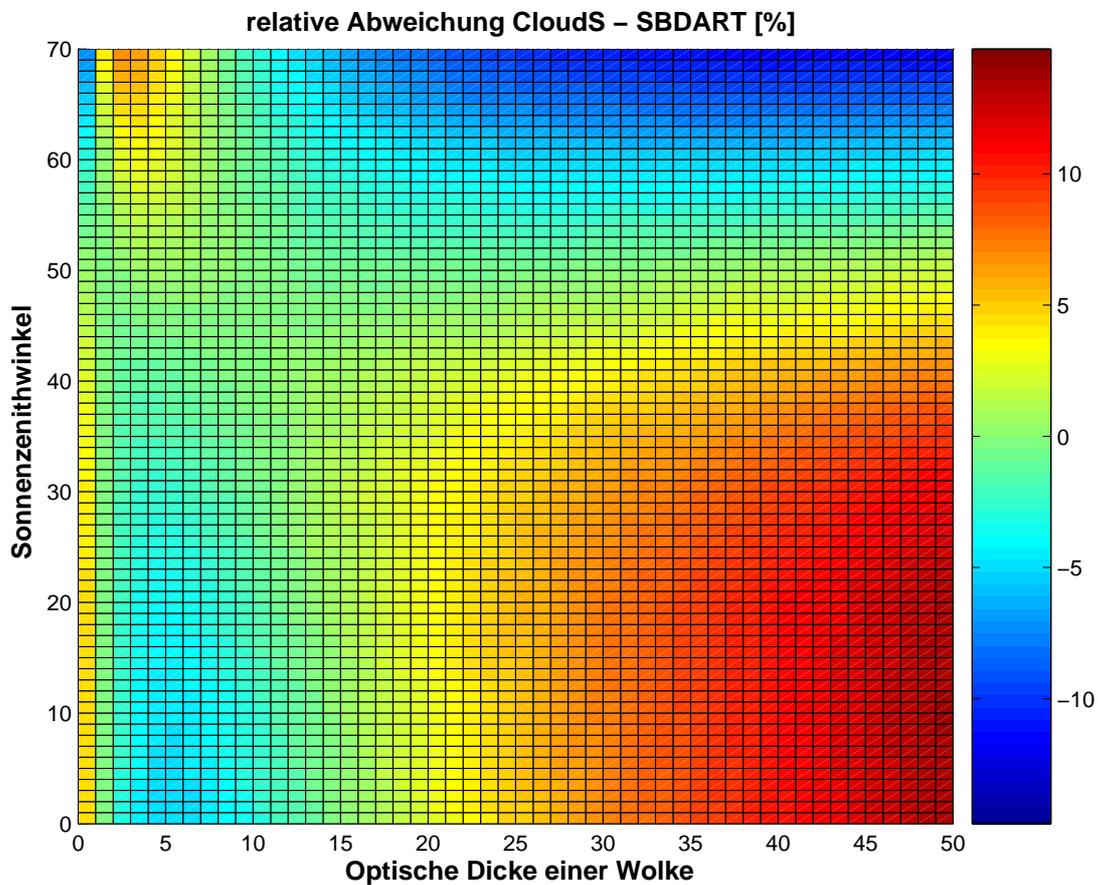


Abbildung 37: Relative Abweichung zwischen der mit **CloudS** und der mit SBDART berechneten Globalstrahlung für alle Kato-Bänder für verschiedene optische Dicken einer 1-2 km Wolke und verschiedene Sonnenzenithwinkel. Bei den Berechnungen wurde ein effektiver Tropfenradius von $r_{\text{eff}} = 8\mu\text{m}$ und ein Bodenmodell für Vegetation verwendet.

Abbildung 37 zeigt die bereits bei der Entwicklung (Kapitel 15.2) aufgetrete-

nen Mängel, einschließlich eines stetig steigenden relativen Fehlers für sehr große optische Dicken τ_c . In diesem Bereich laufen SBDART und **CloudS** parallel gegen 0. Im für Anwendungszwecke interessanten Bereich kleiner optischer Dicken ($\tau_c < 20$) sind sie für Sonnenzenithwinkel $\Theta_\odot < 60^\circ$ stets kleiner als $\pm 5\%$, für größere Θ_\odot werden die Abweichungen jedoch größer.

15.3 Validierung mit Bodendaten für Vaulx-en-Velin

Die Parametrisierung **CloudS** soll wie vorher **SOLIS** mit Bodendaten aus Vaulx-en-Velin validiert werden (Kapitel 14.2). Die nötigen Globalstrahlungswerte I^{clear} bei unbewölktem Himmel werden mit dem **SOLIS**-Verfahren berechnet, das die gleiche Spektralbehandlung verwendet. Die nötigen Atmosphärenbestandteile Ozon-, Wasserdampf- und Aerosolkonzentration, sowie die Bodenreflektion entsprechen der Festlegung in Kapitel 14.2.

Um in **CloudS** mit Hilfe von k_c^* aus der Globalstrahlung bei unbewölktem Himmel I^{clear} diejenige bei bewölktem Himmel I^{cloudy} zu bestimmen, werden die Wolkeigenschaften τ_c und r_{eff} , sowie der aktuelle Sonnenzenithwinkel benötigt. Der effektive Tropfenradius ist bisher nicht standardmäßig verfügbar und wird hier auf einen über alle Wolkentypen gemittelten Wert von $r_{eff} = 8\mu m$ gesetzt [47]. Daten der optischen Dicken wurden vom DLR bereitgestellt und sind mit Hilfe des APOLLO-Verfahrens [5, 52] aus Meteosat-8 Daten abgeleitet worden. Dieses verwendet neben Kanälen im visuellen (VIS) auch solche im nahen infraroten (NIR) und infraroten (IR) Bereich des elektromagnetischen Spektrums. Die APOLLO-Produkte liegen entsprechend mit einer räumlichen Auflösung von $3*3\text{ km}^2$ direkt an der Erdoberfläche unter dem Satelliten vor.

Neben der optischen Dicke einer Wolke liefert APOLLO noch eine Reihe anderer Wolkeninformationen, von denen hier insbesondere die Charakterisierung eines Pixels als vollständig oder anteilig bewölkt (*cloud coverage*) wichtig ist. Auch der Wolkentyp wird von APOLLO klassifiziert, und zwar werden drei Höhen von Wasserwolken unterschieden, sowie hohe, dünne Wolken geeignet gekennzeichnet. Bei letzteren handelt es sich in der Regel um Eiswolken (Zirren).

Der Vergleichszeitraum liegt zwischen dem 16. März 2004 und dem 31. August 2004 und die zeitliche Auflösung der Wolkeninformationen entspricht wegen der Nutzung des gleichen Satelliten (Meteosat-8) mit 15 Minuten derjenigen, die alle Meteosat-8 abgeleiteten Daten haben.

Um zwischen Mängeln der neu entwickelten Parametrisierung **CloudS** und möglichen Mängeln von APOLLO unterscheiden zu können, werden außerdem Strahlungstransportrechnungen mit der Bibliothek *libRadtran* herangezogen, die von J. Betcke bereitgestellt wurden. In ihr wird ebenfalls eine Wolke zwischen 1 km und 2 km Höhe festgelegt und der Atmosphärenzustand genauso wie im unbewölkten Fall beschrieben. Auf diese Weise können die *libRadtran*-Ergebnisse als qualitatives Optimum für **CloudS** angesehen werden, denn *libRadtran* verwendet den gleichen Lösungsalgorithmus wie SBDART, um die Einstrahlungsverhältnisse unter Wolken zu berechnen.

Schließlich sind bei der folgenden Analyse auch die mit der *Cloud Index* basierten Variante von **SOLIS** berechneten Werte angegeben, da diese die eigentliche Referenz darstellen, soll doch **CloudS**, bei gleicher oder höherer Qualität, diese Verfahren als Standardverfahren im operationellen Betrieb ablösen. Wie bei der Untersuchung von **SOLIS** in Kapitel 14.2 wurden auch hier die berechneten

Clearsky Globalstrahlungen über $5 * 3$ Pixel um das Stationspixel von Vaulx-en-Velin gemittelt. Eine analoge Mittelung ist bei den anderen Verfahren, die APOLLO-Produkte verwenden, bisher nicht möglich, da sie nur für bestimmte Bewölkungssituationen entwickelt sind, die im Regelfall nicht für alle Pixel des Mittelungsgebiets gegeben sind.

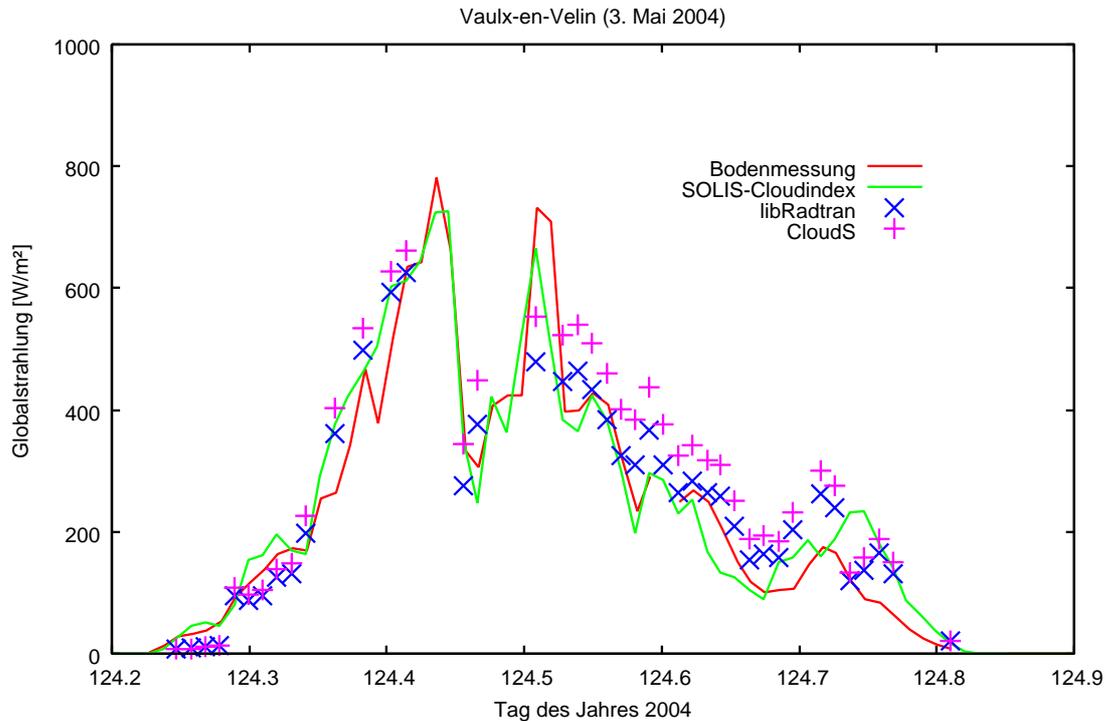


Abbildung 38: Tagesgang der Globalstrahlung [W/m^2] am 3. Mai 2004 in Vaulx-en-Velin, berechnet mit 2 Verfahren, die APOLLO Produkte nutzen (*libRadtran*, **CloudS**). Berechnet wurden nur Situationen vollständiger Bewölkung mit Wasserwolken. Zum Vergleich sind Bodenmeßwerte und mit dem *SOLIS/Cloud Index*-Verfahren berechnete angegeben.

Einen ersten Eindruck vermitteln visuelle Vergleiche von Tagesgängen, wie denen in Abbildung 38 und 42. Abbildung 38 gibt ein Beispiel für einen Tag, an dem die berechneten Globalstrahlungswerte bei allen Verfahren im Bereich der Erwartungen liegen, den 3. Mai 2004.

Die berechneten Werte folgen im wesentlichen dem Verlauf der gemessenen Einstrahlung in den Fällen, die von APOLLO als solche vollständiger Bewölkung klassifiziert werden. Qualitativ ist dies wichtig, da es für eine gelungene Geolokation spricht. Quantitativ zeigt sich, daß die mit *libRadtran* berechneten Werte fast immer dichter an den gemessenen liegen als mit **CloudS** berechnete. Während die *libRadtran*-Werte meist einen positiven *bias* unterschiedlicher Größe zeigen, weisen die mit **CloudS** berechneten Werte jenseits von Sonnenauf- und -untergang einen noch wesentlich größeren positiven *bias* auf. Dieser zusätzliche *bias* muß

in den Unterschieden zwischen *libRadtran* und **CloudS** begründet sein, deshalb kommen Mängel bei der Wahl der Parametrisierungsfunktionen oder solche bei der Behandlung der Atmosphäre in Frage.

Die Entwicklung der Parametrisierung **CloudS** wurde mit wenig Wasserdampf und ohne Aerosole durchgeführt. Konstruktionsbedingt führt die auf diese Weise stark reduzierte Zahl von Streukörpern zu kürzeren Wegen durch die Atmosphäre und entsprechend zu weniger Reflektion in den Weltraum und weniger Absorption auf dem Weg zum Erdboden. Zusätzlich stellt die Wahl der Standardwolke mit 1-2 km Höhe ebenfalls eine obere Schranke für die Globalstrahlung unter Wolken dar. Diese Effekte erklären die durchgängige Überschätzung der mit **CloudS** berechneten Einstrahlung, auch wenn deren Betrag größer als erwartet ist und zu ihrer Vermeidung der Gewichtungsfaktor k_c^* parametrisiert wurde.

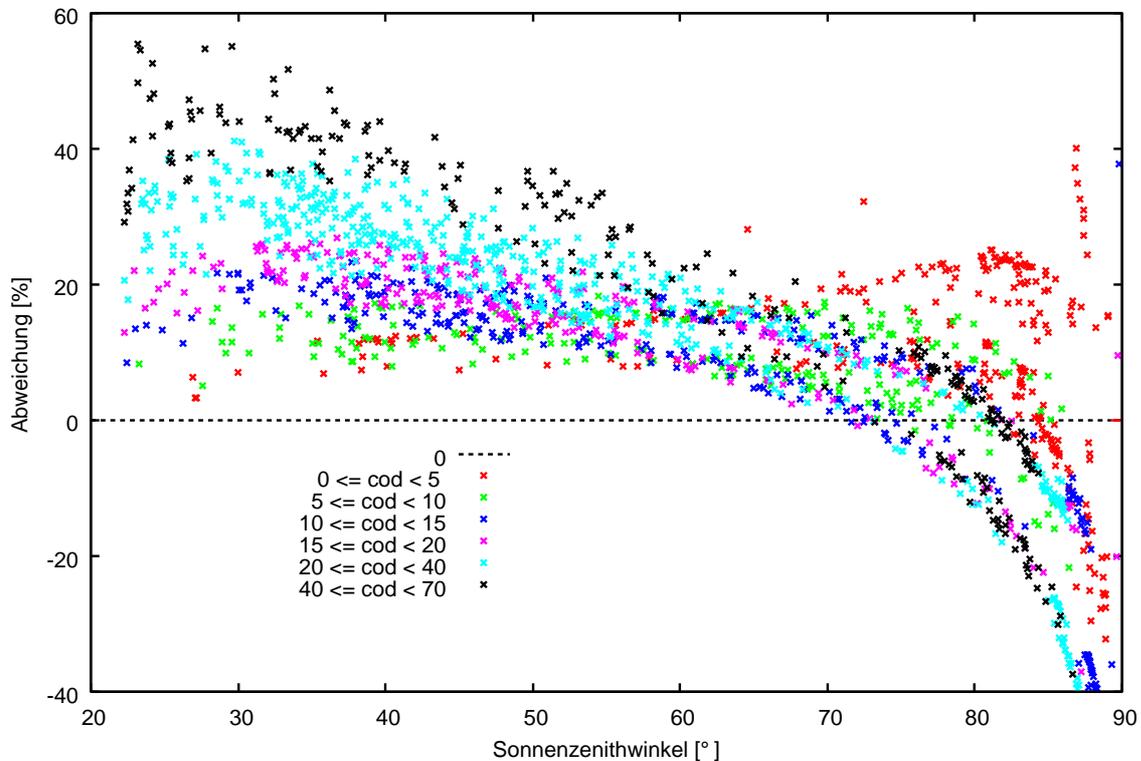


Abbildung 39: Abweichung der mit **CloudS** berechneten Globalstrahlungswerte von den mit *libRadtran* berechneten in Abhängigkeit vom Sonnenzenithwinkel und für verschiedene Bereiche optischer Dicken (cod). Die Berechnungen wurden für Vaulx-en-Velin durchgeführt (16.3.2004 - 31.8.2004) und berücksichtigen nur Situationen vollständiger Bewölkung mit Wasserwolken.

Als mögliche Ursache für den beobachteten *bias* scheidet die in **CloudS** gewählten Funktionen zur Parametrisierung des Strahlungstransports aus. Wird nämlich die geographische Breite von Vaulx-en-Velin in Rechnung gestellt, kommt die in

Kapitel 15.2 beschriebene Überschätzung für kleine optische Dicken und kleine Sonnenzenithwinkel als Erklärung nicht in Frage, denn Anfang Mai liegt für einen Standort bei $45,78^\circ$ nördlicher Breite der Sonnenzenithwinkel stets über 30° . Andere systematische Mängel der gewählten Funktionen nehmen aber erst für sehr große Zenithwinkel und/oder sehr große optische Dicken eine ausreichende Größe an, um die beobachteten Abweichungen zu erklären.

Dies bedeutet auch, daß von der Möglichkeit einer nachträglichen *bias*-Korrektur, wie zu Anfang von Kapitel 15 angekündigt, Gebrauch gemacht werden muß. Im folgenden sollen Unterschiede zwischen **CloudS** und *libRadtran* auf ihre Abhängigkeit von der Bewölkungs- und Beleuchtungssituation untersucht werden.

Die Analyse der *bias*' bezüglich ihrer Abhängigkeit vom Sonnenzenithwinkel in Abbildung 39 ergibt, daß bis zu einem Sonnenzenithwinkel von 70° nur positive Abweichungen auftreten, und daß die Abweichungen für sehr kleine und sehr große Winkel am größten sind. Die farbliche Hervorhebung verschiedener Bereiche optischer Dicken zeigt weiter, daß die größten Fehler für hohe Sonnenzenithwinkel Θ_\odot , vor allem aber für hohe optische Dicken $\tau_c > 20$ auftreten. Dies ist wieder der Effekt mangelnder Konvergenz von **CloudS** und SBDART-Original mit wachsender optischer Dicke.

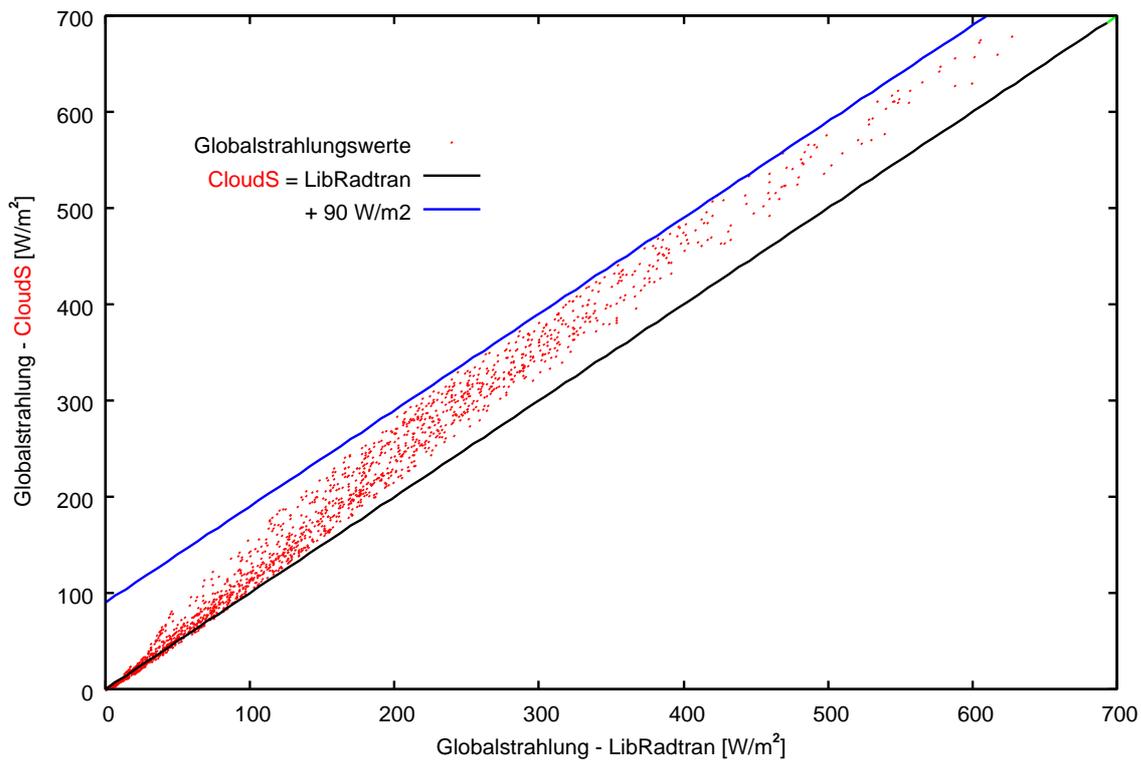


Abbildung 40: Scatterplot der mit **CloudS** berechneten Globalstrahlungen gegenüber jenen, die mit *libRadtran* bestimmt wurden. Die Berechnungen wurden mit Meteosat-8 Daten für Vaulx-en-Velin und nur Situationen vollständiger Bewölkung mit Wasserwolken durchgeführt.

Für große Sonnenzenithwinkel gilt ähnliches, hier werden die Abweichungen jedoch auch für kleine optische Dicken ($\tau_c < 5$) extrem. Die Kombination großer Sonnenzenithwinkel und geringer optischer Dicke wird also schlecht beschrieben. In diesem Fall sind jedoch die absoluten Globalstrahlungswerte und damit deren Bedeutung für die Anwendung nur klein.

In Abbildung 40 sind beide mit APOLLO-Produkten berechneten Globalstrahlungswerte gegeneinander aufgetragen, um die Größe der beobachteten Abweichung im Vergleich zu *libRadtran* einschätzen zu können, sowie die Möglichkeit einer Korrektur systematischer Fehler. Tatsächlich sind alle Globalstrahlungswerte, die mit **CloudS** berechnet wurden, mit einem positiven *bias* gegenüber dem mit *libRadtran* berechneten Vergleichswert behaftet (negative Werte weisen winzige Beträge auf), der maximal 90 W/m^2 betragen kann.

Die Abweichungen werden mit wachsender Globalstrahlung zunächst immer größer, ehe sie für hohe Einstrahlungen wieder fallen. Entsprechend erscheint eine quadratische *bias*-Korrektur möglich:

$$I_{corr.}^{CloudS} = I^{CloudS} - (I^{CloudS} - I_{lib}) = I^{CloudS} - \Delta I, \quad (39)$$

wobei ΔI mit einem quadratischen Polynom approximiert wird. Für das in Abbildung 41 präsentierte Ergebnis wurde der ganze Globalstrahlungsbereich von *libRadtran*-Ergebnissen in 5 Watt Schritte zerlegt und jeweils Mittelwerte über alle enthaltenen mit **CloudS** berechneten Globalstrahlungswerte gebildet.

Die in Abbildung 41 dargestellte Lösung für die Funktion ΔI kann jedoch die berechneten *bias*-Werte mit wachsender Globalstrahlung immer schlechter abbilden, da diese immer stärker streuen.

Im folgenden soll zusätzlich zu den bereits behandelten Verfahren auch die *bias*-korrigierte Variante **CloudS_{corr.}** validiert werden. Bei der Bewertung der Ergebnisse ist zu berücksichtigen, daß die beschriebene Korrekturfunktion ΔI charakteristisch für den untersuchten Zeitraum und damit für die in ihm enthaltenen Werte der APOLLO-Produkte ist.

Um von den bisherigen, qualitativen Aussagen auf quantitative zu kommen, werden im folgenden die statistischen Fehler für den ganzen Zeitraum 16. März bis 31. August 2004 für die 15 Minuten Mittelwerte, Stundenmittelwerte und Tagessummen errechnet, und zwar für alle verwendeten Verfahren im Vergleich zu den Bodenmeßwerten. Bei den Tagessummen handelt es sich allerdings nur um Summen über die Globalstrahlungen bei einem untersuchten Bewölkungstyp, weshalb im folgenden in diesen Fällen nur von tagesbezogenen Globalstrahlungssummen gesprochen werden soll.

Weiter werden nur die von APOLLO als Situationen vollständiger Bewölkung mit Wasserwolken klassifizierten einbezogen. Entsprechend fehlen bei den mit *libRadtran* und **CloudS** berechneten Globalstrahlungswerten alle räumlichen Mittelungen, die sonst üblich sind.

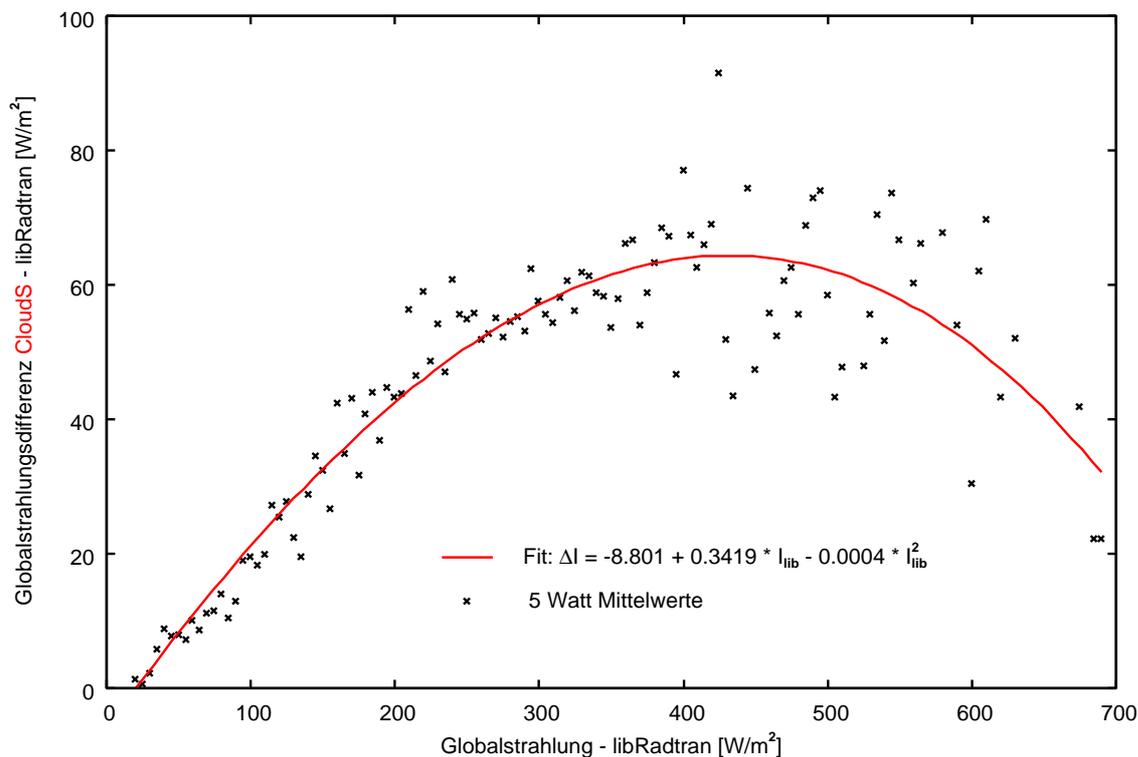


Abbildung 41: Globalstrahlungsdifferenz ΔI zwischen mit **CloudS** und *libRadtran* berechneten Werten für den Zeitraum vom 16. März bis zum 31. August 2004. Berücksichtigt wurden nur Situationen vollständiger Bewölkung mit Wasserwolken. Die Originaldaten wurden in 5 Watt Klassen zusammengefaßt.

In Tabelle 10 kann an dem *rstderror* der 15 Minuten Mittelwerte zunächst festgestellt werden, daß alle - alte wie neue - Verfahren zur Berechnung der Globalstrahlung für den Fall völlig bewölkten Himmels ungenau sind verglichen mit dem *Clearsky* Fall. Die Fehleranalyse bestätigt die bereits genannten Unterschiede in den Verfahren. Generell erweist sich das "alte" Heliosat-Verfahren als besser als das **SOLIS/Cloud Index**-Verfahren und diese beiden als genauer als alle drei Verfahren, die APOLLO Produkte verwenden, wobei das unkorrigierte **CloudS** am schlechtesten abschneidet.

Die *LibRadtran* Ergebnisse wirken wie auf Stundenmittelwerte optimiert, denn diese wie auch die tagesbezogenen Globalstrahlungssummen weisen keinen *rbias* auf. Die entsprechenden Werte für **CloudS** sind dagegen sehr groß, lassen sich aber bei der *bias*-korrigierten Variante kompensieren. Die *rbias* für das Heliosat- und das **SOLIS/Cloud Index**-Verfahren sind so klein wie erwartet. Die Korrekturfunktion ΔI in **CloudS_{corr.}** wurde mit 15 Minuten Mittelwerten generiert, entsprechend verschwindet der *rbias* für diesen Mittelungszeitraum fast völlig. Der *rstderror* ist bei **CloudS_{corr.}** ähnlich wie derjenige von *libRadtran*. Die Verfahren sind also diesbezüglich von ähnlicher Qualität. Weitere Untersuchungen

ergeben, daß die *rstderror* für Stundenmittel nicht so schnell fallen wie für 15 Minutenmittelwerte, wenn der Gültigkeitsbereich eingeschränkt wird. Dies hängt mit den problematischen zeitlichen Mittelungen bei Herausgreifen bestimmter Wolkensituationen zusammen (siehe Anhang E.2).

| Verfahren | 15 Minutenwerte | | Stundenwerte | | tagesbezogene Globalstrahlungssummen | |
|------------------------|------------------|--------------|------------------|--------------|--------------------------------------|--------------|
| | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> |
| Heliosat | 47,96 % | 5,08 % | 43,19 % | 3,56 % | 28,11 % | 3,56% |
| SO/CI | 49,40 % | 8,47 % | 44,37 % | 6,45 % | 30,12 % | 6,45 % |
| <i>libRadtran</i> | 52,49 % | 3,21 % | 47,25 % | 0,25 % | 28,22 % | 0,25 % |
| CloudS | 57,86 % | 22,44 % | 51,93 % | 17,72 % | 36,06 % | 17,72 % |
| CloudS _{cor.} | 52,60 % | 0,85 % | 47,60 % | -2,35 % | 28,43 % | -2,35 % |

Tabelle 10: Vergleich dreier Verfahren, die APOLLO-Produkte verwenden (*libRadtran*, **CloudS**, **CloudS_{cor.}**), um die Globalstrahlung unter geschlossenen Wasserwolkendecken zu bestimmen mit zwei statistischen (Heliosat, **SOLIS/Cloud Index (SO/CI)**) anhand der relativen Fehler für 15 Minutenmittelwerte, Stundenmittelwerte und tagesbezogenen Globalstrahlungssummen für den ganzen Untersuchungszeitraum (16. März 2004 bis 31. August 2004). Verwendet wurden nur Meteosat-8 Daten unter Zulassung aller Sonnenstände.

Im Ergebnis sind alle Verfahren für vollständig bewölkte Situationen schlecht geeignet und *libRadtran* und **CloudS** trotz Verwendung detaillierter Wolkeninformationen aus APOLLO noch schlechter als die älteren Verfahren. Die Qualität der APOLLO Produkte scheint also für diesen Anwendungszweck nicht ausreichend. Bei **CloudS** kommt noch ein hoher, zusätzlicher *rbias* durch die Parametrisierung mit einer streukörperarmen Atmosphäre hinzu, der sich allerdings kompensieren läßt.

Neben den Tagen, an denen wie in Abbildung 38 die Einstrahlungsverhältnisse im wesentlichen richtig wiedergegeben werden, enthält der Untersuchungszeitraum und damit auch Tabelle 10 Tage wie den in Abbildung 42 dargestellten 23. April 2004, an denen es zu einer enormen Überschätzung der mit APOLLO Produkten berechneten Globalstrahlung kommt. Fälle wie dieser 23. April 2004 kommen zu häufig vor, um einen Sonderfall darzustellen, obwohl dieses Beispiel besonders extrem ist. Entsprechend sollte ein systematischer Unterschied vorliegen, der diese Fälle charakterisiert. Eine mögliche Erklärung besteht in einer Fehldetektion der

aktuellen Wolkensituation.

Die alternative Erklärung, *libRadtran* und damit auch **CloudS** beschrieben in diesen Fällen den Strahlungstranport falsch, kommt wegen der Größe der Abweichungen nicht in Frage, denn selbst dreidimensionale Effekte können so große Unterschiede nicht erklären.

Das **SOLIS/Cloud Index**-Verfahren beschreibt im Gegensatz dazu den Tagesgang der Globalstrahlung am 23. April wesentlich besser.

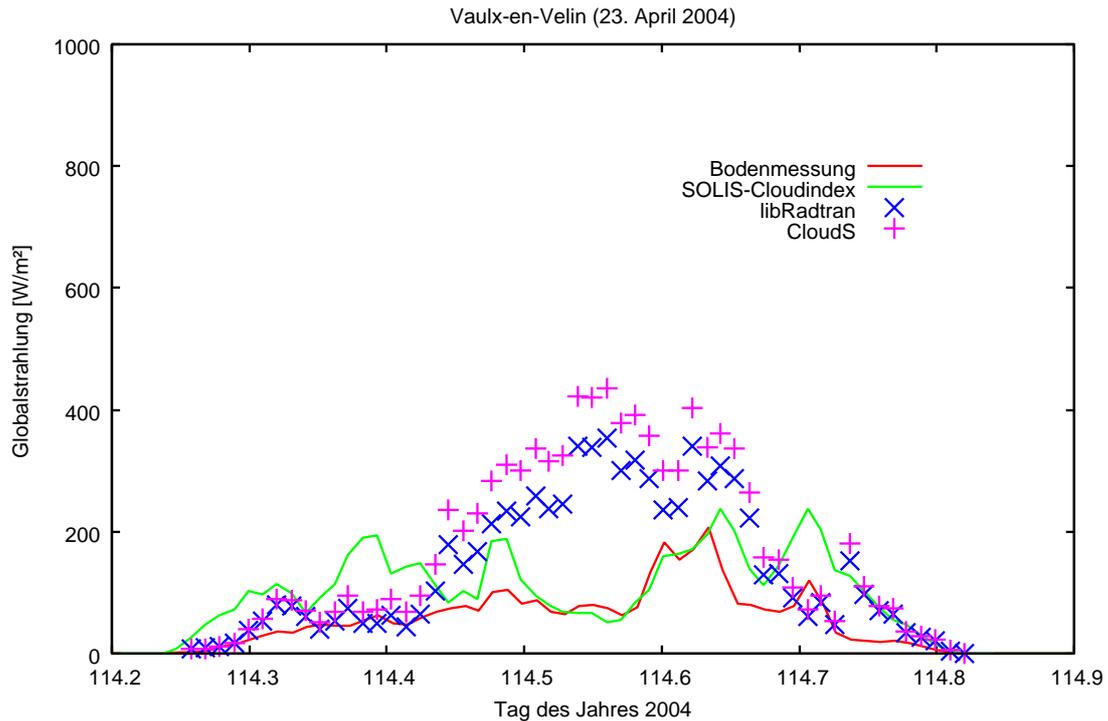


Abbildung 42: Tagesgang der Globalstrahlung [W/m^2] am 23. April 2004 in Vaulx-en-Velin, berechnet mit 2 Verfahren, die APOLLO Produkte nutzen (*libRadtran*, **CloudS**). Berechnet wurden nur Situationen vollständiger Bewölkung mit Wasserwolken. Zum Vergleich sind Bodenmeßwerte und mit dem **SOLIS/Cloud Index**-Verfahren berechnete angegeben.

16 Alle Wettersituationen: Das SOLIS+CloudS-Verfahren

Auf dem Weg zu einem neuen *All Sky*-Verfahren sollen die bisherigen Globalstrahlungsberechnungen in zweierlei Hinsicht erweitert werden. Zum einen soll die Parametrisierung **CloudS** auch auf Eiswolken angewandt werden, obwohl sie dafür nicht entwickelt wurde, um alle Wolkentypen zu erfassen. Zum anderen soll der Fall durchbrochener Bewölkung mit Hilfe des APOLLO-Produkts *cloud coverage* verknüpft werden.

| Verfahren | 15 Minutenwerte | | Stundenwerte | | tagesbezogene Globalstrahlungssummen | |
|------------------------------|------------------|--------------|------------------|--------------|--------------------------------------|--------------|
| | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> | <i>rstderror</i> | <i>rbias</i> |
| Heliosat | 40,99 % | 4,93 % | 34,07 % | 3,64 % | 17,55 % | 3,64 % |
| SO/CI | 42,11 % | 8,12 % | 35,04 % | 6,29 % | 19,17 % | 6,29 % |
| <i>libRadtran</i> | 51,11 % | 9,80 % | 44,51 % | 6,69 % | 26,44 % | 6,69 % |
| CloudS | 54,69 % | 28,43 % | 47,34 % | 24,37 % | 33,93 % | 24,37 % |
| CloudS_{cor.} | 50,12 % | 9,15 % | 43,40 % | 6,91 % | 25,65 % | 6,91 % |

Tabelle 11: Vergleich dreier Verfahren, die APOLLO-Produkte verwenden (*libRadtran*, **CloudS**, **CloudS_{cor.}**) zur Bestimmung der Globalstrahlung unter geschlossenen Wolkendecken (sowohl Wasserwolken, als auch Eiswolken (Zirren)) mit zwei statistischen (Heliosat, **SOLIS/Cloud Index (SO/CI)**) anhand der relativen Fehler für 15 Minutenmittelwerte, Stundenmittelwerte und tagesbezogenen Globalstrahlungssummen für den ganzen Untersuchungszeitraum (16. März 2004 bis 31. August 2004). Verwendet wurden nur Meteosat-8 Daten unter Zulassung aller Sonnenstände.

In Tabelle 11 finden sich die statistischen Fehler, die sich ergeben, wenn die drei auf APOLLO-Produkten basierenden Verfahren auf alle Wolkentypen angewandt werden, jedoch nur Situationen mit geschlossenen Wolkendecken zugelassen werden. Ein Vergleich mit Tabelle 10 ergibt, daß die relativen Standardabweichungen (*rstderror*) im Vergleich zu Läufen ohne Eiswolken alle kleiner werden. Eine gezielte Fehleranalyse nur für Eiswolken ergibt, daß die Streuung der berechneten Globalstrahlungen um die Meßwerte für Eiswolken wesentlich kleiner

ist, als für die anderen Wolkentypen. Tatsächlich nimmt der *rstderror* der mit APOLLO-Produkten berechneten Werte rund 10% geringere Werte an, derjenige für die beiden *Cloud Index* verwendenden Verfahren sogar fast 20% niedrigere. Für alle Verfahren, die APOLLO-Produkte nutzen, ergeben sich jedoch zusätzliche, positive *rbias*. Das bedeutet, daß im Fall von Eiswolken durchgehend zu hohe Globalstrahlungswerte berechnet werden. Da *libRadtran* diesen *rbias* auch aufweist, sind die optischen Dicken entweder zu niedrig oder die Modellbehandlung - Wasserwolke in 1-2 km Höhe - reduziert die Globalstrahlung nicht genug.

Gemäß Platt et al. reflektieren Eiswolken stärker als Wasserwolken [53]. Deshalb wird in APOLLO die gemessene Reflektivität von Eiswolken um den Faktor 1,6 reduziert, um die optische Dicke dieser Wolke zu bestimmen [54]. Entsprechend sollten die optischen Dicken, die APOLLO Eiswolken zuordnet, wesentlich niedriger sein, als diejenigen, die für Wasserwolken angegeben werden. Tatsächlich ergibt eine Analyse der hier untersuchten Daten, daß von allen 1499 Eiswolkenfällen im ganzen Untersuchungszeitraum 822 optische Dicken unter 1 aufweisen, weitere 372 solche zwischen 1 und 2 und nur 17 optische Dicken über 5. Die größte gefundene optische Dicke in diesem Zeitraum ist für Eiswolken $\tau_c = 8,22$.

Die Behandlung der Eiswolken als Wasserwolken bei den hier durchgeführten Berechnungen mit *libRadtran* und **CloudS** und den in Tabelle 11 zusammengefaßten Ergebnissen, führt deshalb zu einer Überschätzung der Globalstrahlung, da die optische Dicke, die APOLLO liefert, auf Eiswolken umgerechnet wurde und damit zu niedrig für eine Behandlung als Wasserwolke ist.

Die *bias*-korrigierte Variante **CloudS_{cor}** ist sogar etwas genauer als das *libRadtran* Original, wenn auch immer noch rund 20 % schlechter, wenn die *rstderror* mit den alten statistischen Verfahren Heliosat und **SOLIS/Cloud Index** verglichen werden.

Als nächstes wird aus **SOLIS** und **CloudS** eine *All Sky* Variante gebildet und getestet, wobei **CloudS** wieder auf Wasser- wie Eiswolken angewandt wird. Zusätzlich muß ein Umgang mit dem Fall durchbrochener Bewölkung festgelegt werden. Das APOLLO-Produkt *cloud coverage (cov)* wird aus der Wolkenbedeckung der umgebenden Pixel eines betrachteten Pixels abgeleitet und soll hier in der einfachsten Form, ohne jegliche räumliche Mittelung verwandt werden. Dazu wird ein Wert von *cov* einfach als Prozentsatz von *Cloudy Sky* zu *Clear Sky*-Anteilen aufgefaßt:

$$I^{SOLIS+CloudS} = (1 - cov) * I^{SOLIS} + cov * I^{CloudS} \quad (40)$$

Da die Gültigkeit und damit Zuverlässigkeit von APOLLO nur für eingeschränkte Sonnenstände ($< 15^\circ$) angegeben wird [52], soll vor einer Angabe entsprechender Genauigkeiten zunächst deren Sonnenstandsabhängigkeit untersucht werden (siehe Abbildung 43).

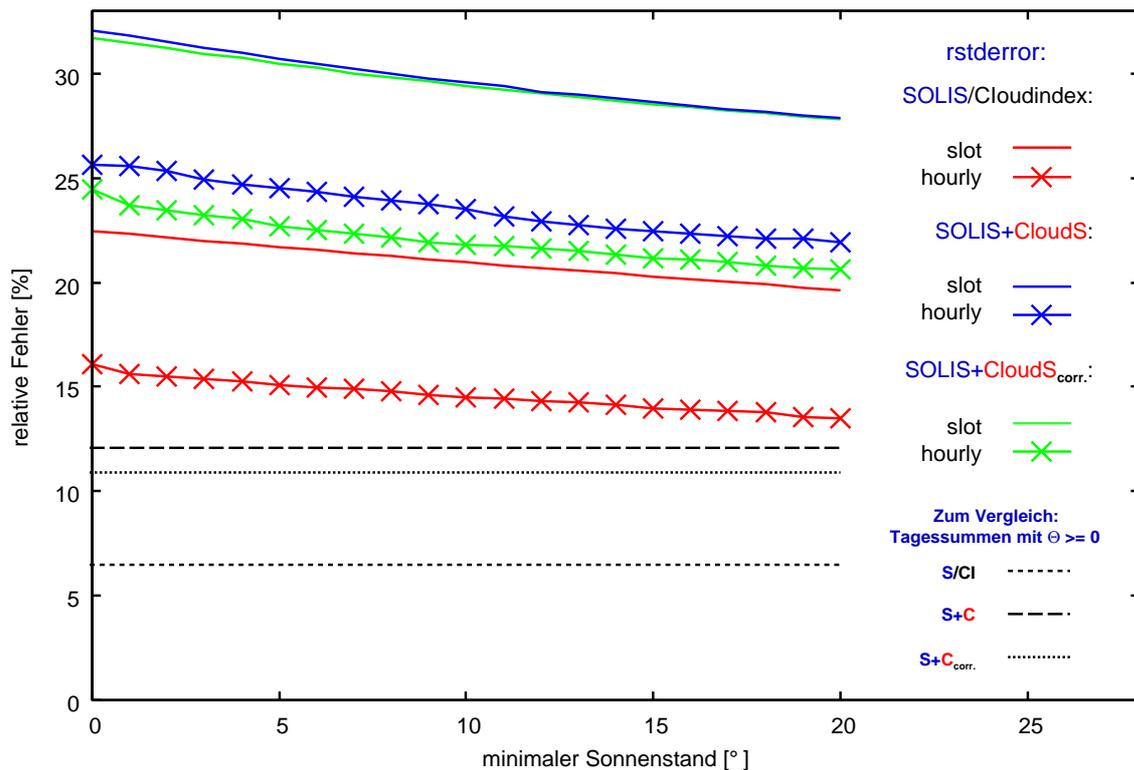


Abbildung 43: Sonnenstandsabhängigkeit der relativen Standardabweichung (*rstdeerror*) der 15 Minutenmittelwerte (slot) und der Stundenmittelwerte (hourly) der Globalstrahlung im Vergleich zu Bodenmeßdaten aus Vaulx-en-Velin (16. März 2004 - 31. August 2004). Die Globalstrahlungswerte wurden mit allen Verfahren, die das *Clear Sky*-Verfahren **SOLIS** verwenden für alle Wolkentypen und unter Verwendung des APOLLO-Produkts *cloud coverage* berechnet. Zum Vergleich sind auch die relativen Standardabweichungen der jeweiligen Tagessummen wiedergegeben, die sich jedoch nur unter Berücksichtigung aller Sonnenstände ($\Theta_{\odot} \geq 0^\circ$) ergeben.

Anders als erwartet, weisen die Verläufe der relativen Fehler für die 15 Minutenmittelwerte und die Stundenmittelwerte der mit dem **SOLIS+CloudS**-Verfahren (mit und ohne *bias*-Korrektur) berechneten Globalstrahlungen einen linearen Verlauf mit fortschreitender Einschränkung des Gültigkeitsbereichs auf. Die Verläufe sind umso steiler, je kürzer die gemittelte Periode ist.

Dieses schon für das *Clearsky* Verfahren **SOLIS** gefundene Ergebnis soll auch hier so interpretiert werden, daß es in Ermangelung eines herausragenden Merkmals nicht sinnvoll ist, den Gültigkeitsbereich des **SOLIS+CloudS**-Verfahrens bezüglich des Sonnenzenithwinkels einzuschränken. Entsprechend umfaßt Tabelle 12 die Verfahrensfehler ohne Einschränkung des Gültigkeitsbereichs. Sie spiegelt im wesentlichen die Ergebnisse von Tabelle 11 wieder, nur daß die Werte der relativen Fehler wesentlich kleiner sind als zuvor, weil die *Clear Sky* Fälle dazugekommen sind. Wieder weist **SOLIS+CloudS_{corr.}** den *rbias* von Eiswolken auf,

allerdings ist bei diesem *All Sky* Lauf der *rbias* des unkorrigierten SOLIS+CloudS-Verfahrens auch erstaunlich niedrig. *LibRadtran* Ergebnisse können nicht angegeben werden, da die verwendeten Daten für den Fall durchbrochener Bewölkung keine Globalstrahlungswerte enthält.

| Verfahren | 15 Minutenwerte | | Stundenwerte | | Tagessummen | |
|-----------------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|--------------|
| | <i>rstdeerror</i> | <i>rbias</i> | <i>rstdeerror</i> | <i>rbias</i> | <i>rstdeerror</i> | <i>rbias</i> |
| Heliosat | 22,14 % | 3,01 % | 15,58 % | 3,08 % | 6,11 % | 3,08 % |
| SO/Cl | 22,47 % | 4,98 % | 16,01 % | 4,99 % | 6,64 % | 4,99 % |
| SO+CL | 32,08 % | 16,34 % | 25,64 % | 16,39 % | 12,09 % | 16,39 % |
| SO+CL _{cor.} | 31,71 % | 12,32 % | 24,49 % | 12,36 % | 10,90 % | 12,36 % |

Tabelle 12: Vergleich des 4 verschiedenen Verfahren zur Bestimmung der Globalstrahlung unter geschlossenen Wolkendecken (sowohl Wasser, als auch Eiswolken (Zirren)) anhand der relativen Fehler für 15 Minutenmittelwerte, Stundenmittelwerte und Tagessummen für den ganzen Untersuchungszeitraum (16. März 2004 bis 31. August 2004). Das Verhältnis zwischen *Clear Sky* - und *Cloudy Sky* - Strahlung wurde mit dem APOLLO Produkt *cloud coverage* gewichtet und das SOLIS+CloudS-Verfahren ohne (SO+CL) und mit *bias*-Korrektur (SO+CL_{cor.}) verwendet. Verwendet wurden nur Meteosat-8 Daten unter Zulassung aller Sonnenstände.

Nimmt man die relative Standardabweichung (*rstdeerror*) als Maßstab für die generelle Qualität, da sie die Streuung der berechneten Globalstrahlungswerte um die gemessenen beschreibt, sind die APOLLO Produkte verwendenden Verfahren rund 50 % schlechter als die alten, statistischen. Dieses Ergebnis wurde nicht erwartet und verhindert vorläufig die erhoffte Ersetzung der *Cloud Index* verwendenden Verfahren durch solche, die detaillierte Wolkeninformationen verarbeiten.

17 Zukünftige Möglichkeiten für SOLIS+CloudS

Neben den schon im Kapitel 14 zu SOLIS genannten Verbesserungen durch die Aufnahme von “aktuellen” Informationen über den Zustand der Atmosphäre ergeben sich in Bezug auf das *Cloudy Sky* -Verfahren CloudS eine ganze Reihe möglicher Weiterentwicklungen, die auf Dauer eine Ablösung statistischer Verfahren erlauben könnten. Sie ergeben sich vor allem aus dem Vergleich mit *libRadtran* Berechnungen, die möglichst viele Wolkeninformationen verwenden:

- **Bias-Korrektur**

Eine Übertragbarkeit des hier als *bias*-korrigiert bezeichneten Verfahrens $\text{CloudS}_{\text{cor}}$ auf andere Standorte und alle Zeiten ist nur möglich, wenn die zum Vergleich herangezogenen *libRadtran* Berechnungen alle auftretenden Situationen in ausreichender Häufigkeit möglichst genau beschreiben. Entsprechend liegt die Verwendung längerer Zeitreihen und analoge Untersuchungen für andere Standorte nahe. Außerdem sollten die *libRadtran* Berechnungen expliziten Gebrauch von den Wolkentypen machen.

Die Bestimmung individueller Korrekturfunktionen $\Delta I^{\text{Wolkentyp}}$ für jeden Wolkentyp sollte dann die Bestimmung eines allgemeiner gültigen $\text{CloudS}_{\text{cor}}$ -Verfahrens ermöglichen. Die Qualität dieser Parametrisierung sollte mit der von *libRadtran* vergleichbar sein und wegen der genaueren *libRadtran* Berechnungen, die zugrundegelegt wurden, auch wesentlich dichter an den Bodenmeßdaten.

- **Verwendung des APOLLO-Produkts *cloud coverage***

Die in dieser Arbeit gemachten Erfahrungen sprechen dafür, eine wesentlich verbesserte Verwendung des Produkts *cloud coverage* zu entwickeln. Diese kann in der Berücksichtigung der umgebenden Pixel bei Verwendung von APOLLO bestehen, kann jedoch nicht von der in diesem Fall verloren gegangenen Information über die räumliche Lage der berücksichtigten Bewölkungsgrade der umliegenden Pixel Gebrauch machen.

Tatsächlich bietet es sich an, statt des APOLLO-Produkts *cloud coverage* ein eigenes zu entwickeln, das zwar die Erfahrungen, die mit der APOLLO-Variante bereits gesammelt wurden in Rechnung stellt, aber statt der niedrigen räumlichen Auflösung der APOLLO-Produkte die hohe Auflösung des breitbandigen HRV-Kanals von Meteosat-8 nutzt. Wird dann noch die Lage der Bewölkungsgrade der umgebenden Pixel zueinander verwendet, sollten wesentliche Verbesserungen möglich sein. Es bleibt jedoch der zweidimensionale Charakter einer solchen Information für den Fall durchbrochener Bewölkung, was die Berücksichtigung dreidimensionaler Effekte wie Wolkenreflektionen ausschließt.

- **Neue Parametrisierung**

Die Mängel der gefundenen Parametrisierung **CloudS** ergeben sich vor allem aus der Einfachheit der gewählten Funktionen. Diese Wahl war nötig, weil gleich drei Abhängigkeiten parametrisiert werden sollten; die optische Dicke τ_c , der Sonnenzenithwinkel Θ_\odot und der effektive Tropfenradius r_{eff} . Der effektive Tropfenradius hat jedoch keinen sehr großen Einfluß und wird als APOLLO Produkt ohnehin bis heute nicht zur Verfügung gestellt. Entsprechend bietet sich die Wahl komplexerer Funktionen zur Parametrisierung an, die jedoch nur die Abhängigkeiten von optischer Dicke und Sonnenzenithwinkel beschreiben können müssen. Erste Tests mit der folgenden Funktionskombination folgen dem mit SBDART berechneten Referenzverlauf von k_c^* mit der optischen Wolkendicke wesentlich genauer:

$$\begin{aligned} f(\tau_c) &= f_1(\tau_c) + f_2(\tau_c) \\ f_1(\tau_c) &= (1 + a * \tau_c)^{-b} \\ f_2(\tau_c) &= c * \tau_c^d * \exp(e * \tau_c) \end{aligned} \quad (41)$$

Alternativ erscheint es nach den beschriebenen Erfahrungen auch sinnvoll, eine andere Funktionskombination zu verwenden, die “reine Zustände” in Bezug auf den *Clear Sky / Cloudy Sky* Charakter der Globalstrahlung von “Mischzuständen” trennt. Die genaue Beschreibung dieser “Mischzustände”, wenn Wolken so dünn sind, daß noch Direktstrahlungsanteile hindurchdringen, stellt nämlich insbesondere über reflektierenden Böden und entsprechenden Wellenlängenbereichen das Hauptproblem bei der Parametrisierung dar.

- **SOLIS-Analogie**

Wegen der schwierigen Berücksichtigung aller Atmosphärenzustände und der in dieser Arbeit aufgetretenen Mängel bei der Verwendung eines Gewichtungsfaktors $k_c^* = I^{\text{cloudy}}/I^{\text{clear}}$, besteht eine weitere Möglichkeit in der operationellen Nutzung von *libRadtran*. Dies ist die Grundidee von **SOLIS**, fordert jedoch eine Funktionskombination, deren Parameter mit einer sehr geringen Zahl von Stützstellenläufen mit *libRadtran* bestimmt werden können.

Generell haben die vorliegenden Untersuchungen gezeigt, daß die hier praktizierte Verwendung von APOLLO-Produkten nicht ausreicht, um die Globalstrahlung unter Wolken am Erdboden genauer zu berechnen als es statistische Verfahren erlauben. Eine detaillierte Untersuchung der Ursachen bzw. möglichen Mängel von APOLLO ist also ebenfalls nötig. Mögliche Ursache für extreme Abweichungen sind nicht fehlerhaft berechnete optischen Dicken von Wolken, sondern entweder Fehldetektionen oder eine inadäquate Verwendung der bereitgestellten Wolkeninformationen. Dies zu ändern oder alternativ die nötigen Informationen anderen

APOLLO Produkten zu entnehmen, stellt einen weiteren nötigen Schritt dar.

Eine genaue Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der mit APOLLO bestimmten optischen Dicke von Wasserwolken τ_c und dem mit dem Heliosat-Verfahren berechneten *Cloud Index* könnte zum tieferen Verständnis beider Verfahren beitragen. Außerdem bietet sich eine detailliertere Auseinandersetzung mit der Situation dünner Wolken an. Erstens stellen Eiswolken einen besonderen Wolkentyp dar, der gegebenenfalls gesondert parametrisiert werden sollte. Zweitens sind die Strahlungsverhältnisse unter optisch dünnen Wolken, wenn noch Direktstrahlung durch diese tritt, besonders kompliziert.

Diese Arbeit beschäftigt sich nur mit Verfahren zur Berechnung der Globalstrahlung und verifiziert ihre Qualität nur mit dem breitbandigen Kanal von Meteosat-8. Eine analoge Untersuchung in spektralen Teilbereichen in Bezug auf Anwendungen wie die Photovoltaik scheint sinnvoll.

Um die volle Information über die Einstrahlungsverhältnisse zu bekommen, wäre eine Parametrisierung der Komponenten wünschenswert, denn erst hier kann **SO-LIS** seine höhere Qualität gegenüber statistischen Verfahren richtig ausspielen. Deshalb besteht eine letzte Möglichkeit in der Parametrisierung der Strahlungskomponenten, die jedoch im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich war.

Teil V

Zusammenfassung der Ergebnisse

18 Deutsch

Ziel dieser Arbeit war zum einen die Anpassung des 1986 von C. Cano et al. [1] entwickelten Heliosat-Verfahrens zur Berechnung der Globalstrahlung auf die horizontale Fläche in der Version von A. Hammer [9] an die hochauflösenden (HRV) Daten des Satelliten Meteosat-8 (MSG-1). Zum anderen wurde eine Parametrisierung des Strahlungstransports durch Wolken entwickelt, die physikalische Eigenschaften derselben verwendet und an das 2004 von R. W. Müller et al. [6] für unbewölkte Verhältnisse entwickelte SOLIS-Verfahren anknüpft.

Im ersten Teil dieser Arbeit wurde das Heliosat-Verfahren an die hochauflösenden Daten von Meteosat-8 angepaßt und mit Hilfe von Meerespixeln zwei Atmosphärenkorrekturen entwickelt; eine mit einer Rayleigh-Struktur, die der Rückstreuung durch Moleküle in der Atmosphäre Rechnung trägt, und eine, bei der alle Winkelabhängigkeiten des Rückstreusignals einzeln parametrisiert wurden.

Die Validierung mit 21 Strahlungsmeßstationen des *Deutschen Wetterdienstes* für den Zeitraum April 2004 bis März 2005 ergab, daß die Verwendung von Meteosat-8 (HRV) die Streuung der Globalstrahlungsstundenmittelwerte von 22,9 % (Meteosat-7) auf 21,9 % reduzierte. Beide Atmosphärenkorrekturen verbesserten das Verfahren, diejenige mit einer Rayleigh-Struktur jedoch mit 21,6 % stärker.

Im Zusammenspiel mit in dieser Arbeit nicht näher erläuterten Verfahrensmodifikationen, die die Variabilität einer Bewölkungssituation und die geometrischen Verhältnisse beim Strahlungstransport durch Wolken berücksichtigen, ergab sich sogar eine Reduktion der Streuung von 20,4 % auf 19,9 %, wenn die genannte Atmosphärenkorrektur verwendet wurde.

Die Bilder von Meteosat-8 (HRV) enthalten im Gegensatz zu jenen von Meteosat-7 in erheblichem Umfang Wolken- und Bergschatten. Dies ist durch die wesentlich höhere räumliche Auflösung der HRV-Daten bedingt und führt im Heliosat-Verfahren einerseits zu fehlerhaften, gemittelten Bodenreflektivitäten und andererseits dazu, daß bewölkte Situationen als unbewölkte behandelt werden. Deshalb wurde in dieser Arbeit ein neues Verfahren entwickelt, das die Detektion von Schatten ermöglicht und auf eine verfahrenskonforme, ursächliche Bewölkung umrechnet. Während eine optische Prüfung der korrigierten Bodenreflektivitätsbil-

der den Erfolg dieses Verfahrens bestätigt, konnte keine Änderung der Verfahrensqualität beim Vergleich mit Bodendaten festgestellt werden. Die Untersuchung der vorliegenden Verhältnisse legt eine Erweiterung des statistischen Heliosat-Verfahrens um geometrische Aspekte bei der Berechnung der gemittelten Bodenreflektivität nahe, deren korrekte Behandlung dann auch zu einer nachweisbaren Verfahrensverbesserung durch die nun mögliche statistische Detektion von Schatten führen sollte.

Im zweiten Teil dieser Arbeit wurde eine Parametrisierung des Strahlungstransports durch Wolken entwickelt: **CloudS**. Sie verwendet die optische Dicke und den effektiven Tropfenradius von Wolken, ist an das **SOLIS**-Verfahren für den unbewölkten Himmel angepaßt und hat auch dessen spektrale Auflösung. **CloudS** wurde mit Hilfe von Strahlungstransportsimulationen mit dem Programm SBDART entwickelt.

Zur Überprüfung der Genauigkeit der neuen Parametrisierung wurden gemessene Globalstrahlungsdaten aus Vaulx-en-Velin bei Lyon verwendet, die einen Vergleich der Globalstrahlungen mit der zeitlichen Auflösung von Meteosat-8 ermöglichen, nämlich alle 15 Minuten. Der Validierungszeitraum lag zwischen dem 16. März und dem 31. August 2004. Die nötigen Werte für die optische Dicke von Wolken wurde vom *Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt* (DLR) aus den verschiedenen Kanälen von Meteosat-8 abgeleitet und bereitgestellt. Zusätzlich enthielten diese Daten auch Informationen über die Wolkenhöhe und den Bedeckungsgrad. Der effektive Tropfenradius mußte dagegen auf einen über alle Wolkentypen und Situationen gemittelten Wert gesetzt werden. Bei der Validierung wurden die Parametrisierungsergebnisse nicht nur mit dem im ersten Teil dieser Arbeit beschriebenen Heliosat-Verfahren verglichen, sondern parallel auch direkte Berechnungen mit der Strahlungstransportbibliothek *libRadtran* (die SBDART enthält) durchgeführt, die wie **CloudS** die Wolkeninformationen des DLR verwenden. Da **CloudS** die Einstrahlungsverhältnisse unter Wolken als Gewichtungsfunktion aus der Einstrahlung ohne Wolken ableitet, wurden als Eingangsdaten die mit **SOLIS** berechneten Globalstrahlungswerte verwendet.

Der Vergleich mit den direkten Strahlungstransportsimulationen (*libRadtran*) ergab zunächst eine nötige *Bias*-Korrektur um bis zu 90 W/m^2 . Mit dieser **CloudS**-Variante ergab sich für Wasserwolken und geschlossene Wolkendecken eine etwa gleiche Streuung der berechneten Stundenmittelwerte der Globalstrahlung um die gemessenen, wie mit *libRadtran*. Sie ist jedoch mit 47,6 % (bzw. 47,3 % mit *libRadtran*) sehr hoch und rund 10 % schlechter als die Ergebnisse mit dem Heliosat-Verfahren (43,2 %).

Bei Anwendung von **CloudS** auf die nicht zur Parametrisierung herangezogenen Eiswolken und zusätzlicher Berücksichtigung der vom DLR gelieferten Informationen über den Bedeckungsgrad, ließ sich eine für alle Bewölkungssituationen verwendbare Kombination aus **SOLIS** und **CloudS** bilden. Mit dieser Verfahrens-

variante ergab sich beim Vergleich mit den gemessenen Werten mit 24,5 % eine deutlich größere Streuung der berechneten Stundenmittelwerte der Globalstrahlung als bei Verwendung des Heliosat-Verfahrens mit 15,6 %. Bei diesen Zahlen muß die Wahl des Validierungszeitraums berücksichtigt werden.

Die direkte Strahlungstransportsimulation mit *libRadtran* ergab vergleichbare Ergebnisse wie die Verwendung von SOLIS+CloudS, so daß die in dieser Arbeit neu entwickelte Parametrisierung CloudS im Rahmen ihrer Möglichkeiten gute Ergebnisse erzielt. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, daß der Validierungszeitraum kein ganzes Jahr umfaßte und die *Bias*-Korrektur an die lokalen Verhältnisse von Vaulx-en-Velin angepaßt wurde. Validierungen für längere Zeiträume und vor allem für eine größere Zahl von Meßstationen sind deshalb nötig.

Der Vergleich der mit *libRadtran* erzielten Ergebnisse mit jenen, die mit dem Heliosat-Verfahren erzielt wurden, ergab eine unbefriedigende Qualität, so daß sich die Frage nach den Ursachen stellt. Diese können in der nicht vollständigen Nutzung aller Wolkeninformationen, deren nicht optimaler Verwendung oder der Qualität der gelieferten Informationen selbst liegen. Entsprechend sind detailliertere Untersuchungen mit *libRadtran* nötig, sowie die Prüfung alternativer Verwendungsmöglichkeiten für die gelieferten Wolkeninformationen, ehe an weitere Entwicklungsschritte in Bezug auf die neue Parametrisierung CloudS gedacht werden kann.

19 English

The work in hand describes the adaption of the Heliosat procedure to the high resolution data of the Meteosat-8 (MSG-1) satellite, and deals with its advanced properties. Furthermore, a new parameterization of radiative transfer through clouds is presented, which utilizes physical cloud properties, provided by APOLLO [5], and works with the new clear sky model SOLIS [6], which has been developed within EU project *Heliosat-3*.

Meteosat-8 (HRV) has a higher spatial, temporal, and radiometric resolution, compared to Meteosat-7. Considering these new features, the Heliosat procedure [1, 9], allowing for calculation of global horizontal irradiation from satellite data, had to be modified. Additionally, two atmospheric corrections have been developed. One parameterizes directly the angle dependence of the backscatter signal over oceans, the other one assumes a Rayleigh structure for the description. Comparisons with ground measured data for 21 stations of the *German Weather Service* (DWD) between April 2004 and March 2005 revealed, that using Meteosat-8 (HRV) instead of Meteosat-7, reduces the relative rmse from 22,9 % to 21,9 %. The application of the Rayleigh structured atmospheric correction reduces it down to 21,6 %. Altogether with other improvements, which take the variability of clouds and geometrical effects of radiative transfer through them into account, the named atmospheric correction improves the procedure even more (20,4 % rrmse \rightarrow 19,9 % rrmse).

The high resolution data of Meteosat-8 are highly contaminated with cloud shades, causing sometimes the collapse of the algorithm iterating the averaged ground reflectivity within the Heliosat procedure. A modification of the statistical algorithm detects shades, iterates more realistic reflectivities, and allows for calculation of proper global irradiance for such situations. Visually proved, the new algorithm works but statistical verification with ground measured data failed. It was found, that the geometry of the local illumination has to be considered first, before the new shade detection can work successfully.

The second part of this work deals with the development of a new parameterization for radiative transfer through clouds; CloudS. It modifies the global irradiance for clear sky situations, calculated with the SOLIS scheme [6], and has its spectral Kato band resolution [39]. CloudS derives the attenuation of irradiation from the optical thickness and the effective droplet radii of clouds for all geometries.

The validation of CloudS was done for the period between March 16th and August

31th, 2004 with irradiance data for Vaulx-en-Velin, a ground measuring station close to Lyon. These data have a high temporal resolution suitable for comparisons with 15 minutes period of Meteosat-8 data. The necessary information about the actual optical thickness of a certain cloud was derived from Meteosat-8 by the *German Aerospace Center* (DLR) taking advantage of the in-house developed APOLLO software [5]. Information about cloud type and coverage are provided as well.

For verifying the CloudS results, similar calculations have been done with the library of radiative transfer codes *libRadtran* [38]. The first comparison with *libRadtran* results revealed a necessary bias correction up to 90 W/m^2 . With this modification of the CloudS scheme, the rrmse of both calculations are about 47 %, which is slightly larger than the 43 % reached with the Heliosat procedure. These comparisons took only water clouds and total overcast situations into account. Additionally applied to ice clouds and taking the APOLLO product cloud coverage into account, it was possible to assemble an all sky procedure altogether with SOLIS. Unfortunately, its quality has been much lower with a rrmse of 24,5 % rather than 15,5 % reached with the Heliosat procedure.

The quality of CloudS and *libRadtran* does not differ a lot, because the named bias correction has been developed for this particular place (Vaulx-en-Velin) and validation time. Therefore, an extension of the time scale to at least one year and to different locations is necessary. Furthermore, the reasons for the low quality should be identified. Other APOLLO products might help improving the quality. Tests with different ways of taking the APOLLO products into account would be interesting as well. Finally, a check of their very own quality seem to be necessary. These investigations should be done first, before an improvement of the parameterization itself is considered.

Teil VI

Anhang

A Daten und Datenqualität

A.1 Verbesserung der Datenbasis

Zur Verbesserung der Datenqualität werden eine Reihe von Maßnahmen ergriffen, um Meß- oder Empfangsausfälle zu kompensieren. Aufnahmefehler des Satelliten werden visuell identifiziert und die entsprechenden Bilder aus der Datenbank extrahiert werden, um einem möglichen Versagen des Heliosat-Verfahrens vorzubeugen. Bei diesen Fehlern kann es sich um komplette Meßausfälle, fehlende Bildsegmente oder auch fehlende Bildzeilen (Streifen) handeln. Inzwischen gibt es eine Programmversion, die diese Bildfehler automatisch identifiziert und die entsprechenden Daten unterdrückt, so daß eine Extraktion nicht mehr nötig ist [55].

Die verwendeten Ausschnitte aus dem globalen Gesamtbild können gemäß den von Hammer et al. [56] durchgeführten Untersuchungen in zweierlei Hinsicht korrigiert werden.

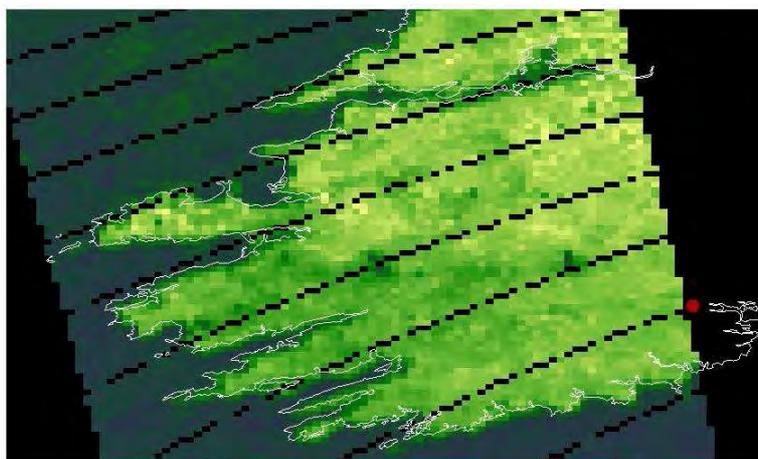
Erstens werden fehlende Grauwerte - Streifen - in einzelnen Bildern mit den Pixelinformationen der beiden zeitlich davor und danach liegenden Bilder rekonstruiert. Die Verwendung des Mittelwerts hat sich nach Hammer et al. [56] als vergleichbar genau erwiesen, wie eine wesentlich aufwendigere Vorhersage der fehlenden Information aus vorhandenen Bildern.

Zweitens können gegenüber einer Referenzposition verschobene Bilder zurückgeschoben werden. Dazu wird ein Bild bis zu einer maximalen Pixelzahl testweise in jede Richtung verschoben und der *route mean square error* (siehe Anhang E.1) im Vergleich zum Referenzbild berechnet. Die Position des minimalen Fehlers legt dann die eventuell nötige Verschiebung bzw. den Verschiebungsvektor fest.

A.2 Verzerrungskorrekturen

Für die in dieser Arbeit durchgeführten Validierungen von aus Satelliten abgeleiteten Daten mit am Erdboden gemessenen Daten, ist es nötig akkurat von Spalten und Zeilen eines Bildes auf die geographische Breite und Länge umzu-

rechnen. Da die Bildinformationen zu Daten im XPIF/VCS-Format Mängel aufweisen, müssen zusätzliche Zeilen- und Spaltenoffsets verwendet werden, um eine ausreichende Geolokation zu ermöglichen. Die Ermittlung dieser Offsets gelingt mit der Geoinformationssoftware *IDRISI/Kilimanjaro*, indem die dort enthaltenen Küstenlinien auf Bodenreflektivitätsbilder projiziert werden. Dies ist auf den folgenden Seiten zu sehen. Angegeben sind jeweils die nötigen Werte für Spalten- und Zeilenoffset, die zu akkuraten Projektionen führen (Originalwert der XPIF/VCS-Bilder waren: Zeilenoffset = 5566 und Spaltenoffset = 2028). In den Bildern für die einzelnen Kanarischen Inseln sind außerdem alle Stationen eingezeichnet und benannt, die zu dem im Heliosat-3 Projekt aufgebauten Strahlungsmeßnetz gehören. Die Stationsdaten und nötigen zusätzlichen Zeilen- und Spaltenoffsets sind in Tabelle 13 zusammengefaßt.



Westirland
Zeilenoffset = 5572
Spaltenoffset = 2029



Griechische Inseln
Zeilenoffset = 5572
Spaltenoffset = 2027

Abbildung 44: Ermittlung der nötigen Spalten- und Zeilenoffsets für verschiedene Gebiete Europas und der Kanarischen Inseln.

diese Seite: Westirland (links) und einige Griechische Inseln (rechts)

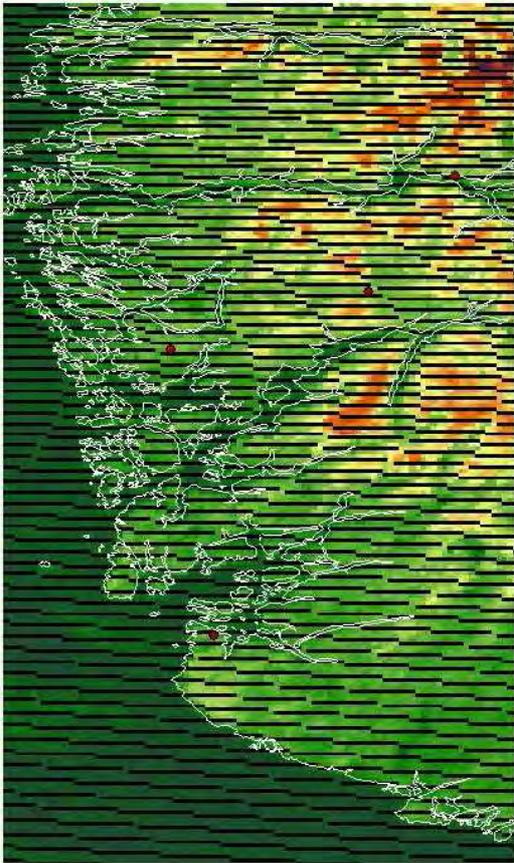
nächste Seite: Die Balearen (oben), ein Teil der Küste Norwegens (unten links) und die Küste Portugals (unten rechts)

übernächste Seite: Die einzelnen Inseln der Kanaren mit den auf ihnen befindlichen Meßstationen gemäß Tabelle 13.

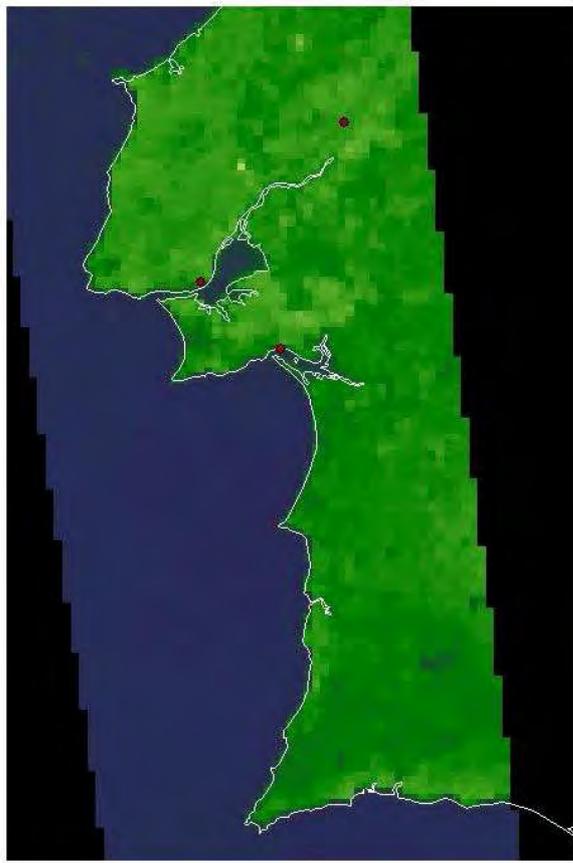
überüberrnächste Seite: Die Kanarischen Inseln im Überblick. Die Meßstationen sind mit roten Punkten gekennzeichnet.



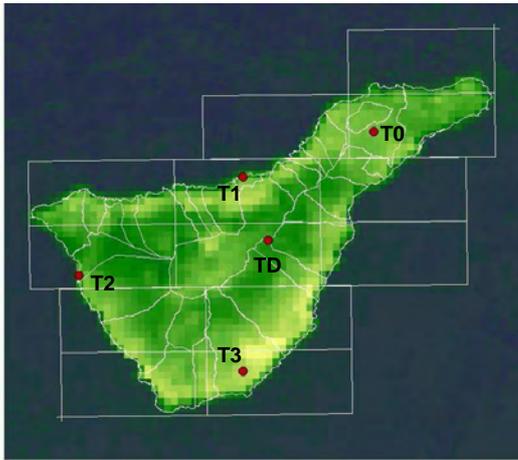
Balearen
 Zeilenoffset = 5572
 Spaltenoffset = 2029



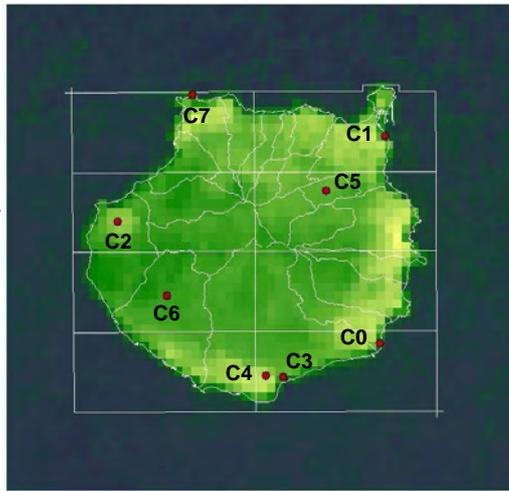
Norwegen
 Zeilenoffset = 5572
 Spaltenoffset = 2029



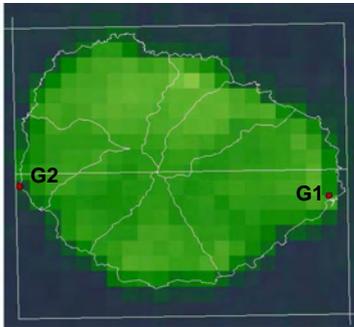
Portugal
 Zeilenoffset = 5572
 Spaltenoffset = 2029



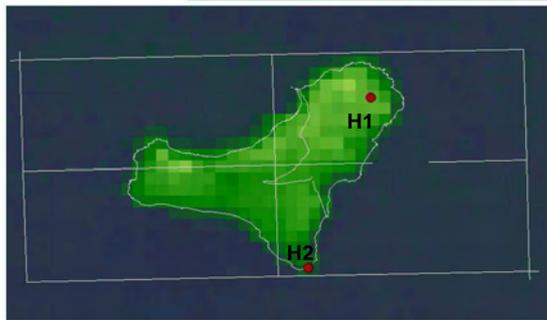
A



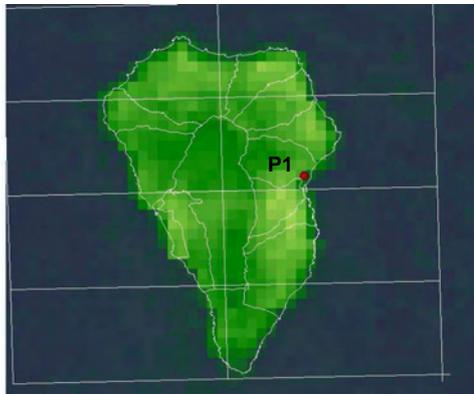
B



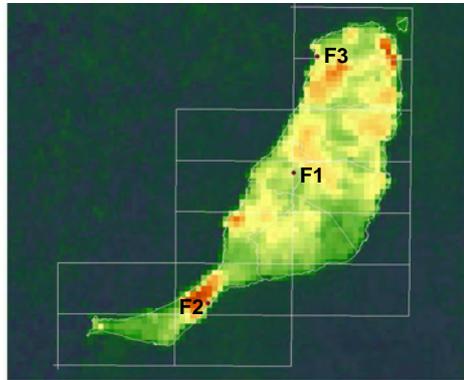
C



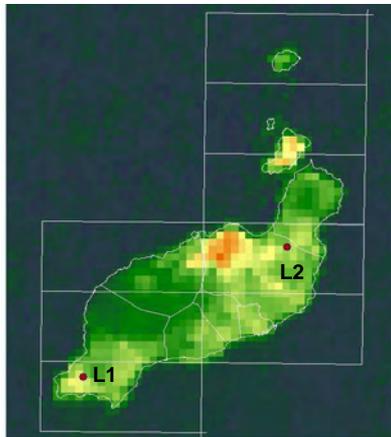
D



E



F



G

| | |
|--------------------|---------------|
| B - Gran Canaria | A - Tenerife |
| F - Fuerte Ventura | C - Gomera |
| G - Lanzarote | D - El Hierro |
| | E - La Palma |

Zeilenoffset = 5570,5 Zeilenoffset = 5570,5
 Spaltenoffset = 2030 Spaltenoffset = 2031



Kanarische Inseln

Zeilenoffset = 5570,5; Spaltenoffset = 2031

| Insel | Name | Breite [°] | Länge [°] | Höhe [m] | Subset- größe | Pixel | | XPIF-HRV | | | |
|--------------------|------|------------|-----------|----------|------------------|-------|-----|----------|----------|-------|----------|
| | | | | | | col | lin | z-off | ad-z-off | s-off | ad-s-off |
| Gran Canaria | C0 | 27.8175 N | 15.4244 W | 47 | 55 * 56 | 42 | 43 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Gran Canaria | C1 | 28.1108 N | 15.4169 W | 17 | 55 * 56 | 47 | 16 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Gran Canaria | C2 | 27.9901 N | 15.7907 W | 197 | 55 * 56 | 11 | 28 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Gran Canaria | C3 | 27.7700 N | 15.5600 W | 187 | 55 * 56 | 29 | 47 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Gran Canaria | C4 | 27.7716 N | 15.5841 W | 265 | 55 * 56 | 27 | 47 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Gran Canaria | C5 | 28.0337 N | 15.4991 W | 525 | 55 * 56 | 38 | 23 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Gran Canaria | C6 | 27.8839 N | 15.7216 W | 300 | 55 * 56 | 16 | 37 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Gran Canaria | C7 | 28.1681 N | 15.6865 W | 40 | 55 * 56 | 23 | 11 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| (Gran Canaria)* | C7 | 28.1554 N | 15.6930 W | 65 | 55 * 56 | 23 | 12 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Fuerte Ventura | F1 | 28.4248 N | 14.0579 W | 450 | 83 * 75 | 51 | 37 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Fuerte Ventura | F2 | 28.1375 N | 14.2457 W | 41 | 83 * 75 | 30 | 64 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Fuerte Ventura | F3 | 28.6840 N | 14.0111 W | 8 | 83 * 75 | 59 | 14 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| (Fuerte Ventura)** | F3 | 28.6856 N | 14.0116 W | 11 | 83 * 75 | 59 | 14 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Gomera | G1 | 28.0917 N | 17.1107 W | 91 | 31 * 27 | 25 | 18 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Gomera | G2 | 28.0998 N | 17.3452 W | 35 | 31 * 27 | 5 | 17 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Hierro | H1 | 27.8123 N | 17.9161 W | 221 | 37 * 29 | 28 | 10 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Hierro | H2 | 27.6401 N | 17.9785 W | 93 | 37 * 29 | 20 | 26 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Lanzarote | L1 | 28.8884 N | 13.8344 W | 5 | 57 * 61 | 9 | 54 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| Lanzarote | L2 | 29.0981 N | 13.5083 W | 47 | 57 * 61 | 42 | 35 | 5570.5 | +4.5 | 2030 | +2 |
| La Palma | P1 | 28.6860 N | 17.7644 W | 21 | 35 * 46 | 25 | 22 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Teneriffa | T0 | 28.4931 N | 16.3246 W | 562 | 85 * 63 | 61 | 15 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Teneriffa | T1 | 28.4137 N | 16.5545 W | 19 | 85 * 63 | 39 | 21 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Teneriffa | T2 | 28.2383 N | 16.8405 W | 971 | 85 * 63 | 10 | 40 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Teneriffa | T3 | 28.0703 N | 16.5542 W | 545 | 85 * 63 | 33 | 54 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |
| Teneriffa (Teide) | TD | 28.3000 N | 16.5097 W | 2398 | 85 * 63 | 41 | 33 | 5570.5 | +4.5 | 2031 | +3 |

Table 13: Geolokation der Strahlungsmeßstationen auf den Kanarischen Inseln, wenn HRV-Daten (XPIF/VCS-Format) prozessiert werden. Neben geographischer Breite, Länge und Höhe (über NN) der jeweiligen Standorte, sind die Größe des Inselausschnitts und die Lage der jeweiligen Station in diesem Ausschnitt mit Spalte (col) und Zeile (lin) angegeben. Die ermittelten optimalen Zeilenoffsets (z-off) und Spaltenoffsets (s-off) sind zusammen mit den nötigen zusätzlichen Zeilenoffsets (ad-z-off) und Spaltenoffsets (ad-s-off) gegenüber den Originalwerten angegeben. (* C7 Zukunftsstandort,** F3 nach dem 29. September 2004)

B Verhältnisse im Sonnensystem

B.1 Geometrie zwischen Sonne, Satellit und Erde

Die geometrischen Verhältnisse im System Sonne-Erde-Satellit erklären, warum ein geostationärer Satellit nur im Frühjahr und Herbst zwischen Erde und Sonne geraten kann (Abbildung 45(a)). Außerdem ergibt sich aus den geometrischen Entfernungen im Erde-Satelliten System eine maximale Veränderung der Erde-Satelliten-Winkels von 8° (Abbildung 45(b)).

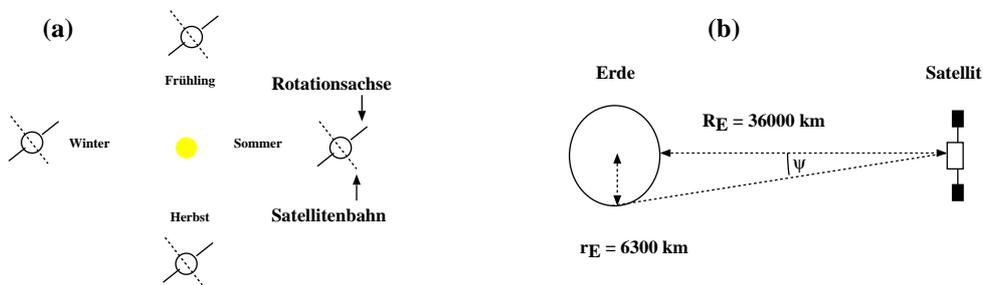


Abbildung 45: Einstrahlungsverhältnisse für verschiedene Jahreszeiten (a) und maximale Winkelabweichung der geographischen Breite im System (geostationärer) Satellit - Erde (b).

B.1.1 Sonnensatellitenwinkel

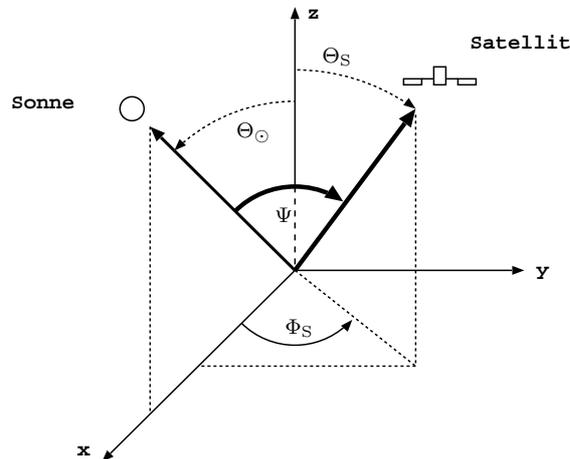


Abbildung 46: Geometrische Ableitung des Winkels zwischen Satellit und Sonne.

Um den Winkel zwischen Sonne und Satellit zu bestimmen, behandelt man die Richtungen mit Einheitsvektoren ($R_\odot = R_S = 1$) und nutzt die Freiheit bei der

Festlegung des Koordinationsystems, um die Sonne in die xz-Ebene zu legen. Auf diese Weise ergeben sich die beiden Einheitsvektoren für Sonne und Satellit zu:

$$\vec{e}_{\odot} = \begin{pmatrix} \sin(\Theta_{\odot}) \\ 0 \\ \cos(\Theta_{\odot}) \end{pmatrix} \quad \vec{e}_{\text{S}} = \begin{pmatrix} \sin(\Theta_{\text{S}}) \cos(\Phi_{\text{S}}) \\ \sin(\Theta_{\text{S}}) \sin(\Phi_{\text{S}}) \\ \cos(\Theta_{\text{S}}) \end{pmatrix} \quad (42)$$

Der gesuchte Winkel Ψ läßt sich dann über das Skalarprodukt bestimmen (siehe Abbildung 46):

$$\vec{e}_{\odot} \cdot \vec{e}_{\text{S}} = \cos(\Psi) = \sin(\Theta_{\odot}) \sin(\Theta_{\text{S}}) \cos(\Phi_{\text{S}}) + \cos(\Theta_{\odot}) \cos(\Theta_{\text{S}}) \quad (43)$$

B.1.2 Lokalisierung von Satellitenpixeln

Mit Lokalisierung ist die Feststellung der raumzeitlichen Lage eines gemessenen Pixelgrauwerts gemeint, entsprechend muß genau festgestellt werden, wann ein Meßpixel am Satelliten beleuchtet wurde und zu welcher geographischen Breite und Länge es gehört.

Um für jede Zeile eines Satellitenbildes auf die aktuelle Zeit (**GMT**, siehe Anhang B.2) umzurechnen, muß aus dem Aufnahmezeitpunkt für das ganze Bild zurückgerechnet werden. Zunächst wird der Abscannzeitpunkt für jedes Pixel für jeden Meteosat-7 Ausschnitt mit Hilfe der zu diesem Ausschnitt gehörigen Angaben über die Auflösung (c_{res}, l_{res}), sowie dessen Spalten- und Zeilenoffset (c_{off}, l_{off}) gegenüber dem gesamten Meteosat-7 Ausschnitt berechnet (*Timeoffset*). Dabei wird von dem Punkt auf dem Äquator, über dem Meteosat-7 senkrecht steht (0° B; 0° L) nach Norden (l_{off}) und Westen (c_{off}) positiv gezählt.

Anfangspunkt eines Ausschnitts ist das Bildende (!). Da also jede Bildaufnahme in der südöstlichen Ecke eines Ausschnitts beginnt, entspricht das Bildende der nordwestlichen Ecke. Der Abstand der Zeile l_i wird von dieser Ecke ($l_{off} - l_i$) mit der Zeilenauflösung multipliziert, um den Abstand zum Äquator zu ermitteln. Die Standardauflösung von Meteosat-7 entspricht $2,5 \times 2,5 \text{ km}^2$ direkt unter dem Satelliten (Nadirposition), was formal einer geometrischen Auflösung l_{res} von 1000 entspricht, so daß höhere und niedrigere Auflösungen in tausendstel angegeben werden müssen, um reale Abstände vom Äquator zu erhalten. Damit ergibt sich der Korrekturfaktor $(l_{off} - l_i) * l_{res}/1000$ für den Abstand einer Zeile l_i vom Äquator.

Um auf den Abscannzeitpunkt einer Bildzeile zu kommen, muß zusätzlich berücksichtigt werden, daß sich das Meßgerät 100 mal in der Minute um seine Achse dreht. Unter Berücksichtigung der Zeit, die seit dem Beginn der Aufnahme des gesamten Planeten verstrichen ist und des Bildnamens ergibt sich so die gesuchte Zeit. Als Bezugspunkt wird jeweils das Bildende gewählt, so daß die Korrektur abgezogen werden muß. Bei Meteosat-7 beträgt die gesamte Aufnahmezeit 17,5

Minuten, so daß sich in Stunden der Faktor $17,5/60$ ergibt. Mit allen Korrekturen zusammen ergibt sich so für den Abscannzeitpunkt t_{l_i} einer Zeile l_i in Stunden:

$$t_{l_i} = (l_{off} - l_i) * \frac{l_{res}}{1000} * \frac{1}{100 * 60} - \frac{17,5}{60} \quad (44)$$

Jetzt ist es möglich den longitudinalen Sonnenstand einer Zeile an einem bestimmten Tag d des Jahres zu ermitteln. Dabei trägt die im Anhang B.2 beschriebene *Equation of time* $E_t(d)$ den Veränderungen der geometrischen Beleuchtungsverhältnisse im Sonnensystem im Laufe eines Jahres Rechnung. Für den Sonnenstand α_{l_i} ergibt sich mit der Bildaufnahmezeit t_B und der Umrechnung von Stunden auf Winkel im Bogenmaß:

$$\alpha_{l_i} = \left\{ 12 - t_B - t_{l_i} - \frac{E_t(d)}{60} \right\} * 15 * \frac{2\pi}{360} \quad (45)$$

Die Lokalisierung (auch Geolokation) eines Pixels geschieht in zwei Schritten. Zunächst wird der Abstand eines Pixels vom Mittelpunkt des Meteosat 7 Ausschnitts errechnet und überprüft, ob der Punkt noch auf der Erde liegt.

In einem zweiten Schritt wird aus den oben genannten Bilddaten und der genauen Lage eines Pixels in einem Bild ausgerechnet, welche Breite und Länge diesem Pixel auf dem realen Globus entspricht. Die Projektion der aufgenommenen Bilder auf die Erdoberfläche wird hier mit Hilfe eines geeigneten Ellipsoiden vorgenommen, der vom DLR geliefert wurde.

B.2 Zeitangaben

Die Zeitangaben auf der Erde orientieren sich an der Festlegung, daß die Sonne um 12 h mittags am oberen Kulminationspunkt (Zenit zwischen den Wendekreisen) ihrer scheinbaren Bahn stehen soll. Diese Zeitangabe nennt man wahre Sonnenzeit (true solar time (TST) oder local apparent time (LAT)) und auf sie muß immer Bezug genommen werden, wenn Einstrahlungsverhältnisse untersucht und verglichen werden. Sie verläuft jedoch nicht gleichmäßig, und zwar einerseits weil die Erde auf einer leicht elliptischen Bahn (Exzentrizität $\epsilon = 0.0167$ (Anhang B.3)) um die Sonne kreist und andererseits, weil die Rotationsachse der Erde gegen die Ekliptik geneigt ist.

Um von der am Boden gemessenen Zeit ausgehen zu können, wird zunächst die mittlere Sonnenzeit (local mean time (LMT)) eingeführt, die die Uhr zeigte, wäre die Erdbahn kreisförmig und die Erdachse senkrecht auf der Ekliptik. Eine Korrekturfunktion (equation of time (E)), die den beiden Störungen Rechnung trägt, ermöglicht dann die Umrechnung auf die wahre Sonnenzeit (TST = LMT + E). Die Abweichung der Erdbahn von der Kreisbahn hat zur Folge, daß es sich nicht um eine gleichförmig beschleunigte Bewegung handelt und die Geschwindigkeit der Erde auf ihrer Bahn um die Sonne variiert. Es gibt zwei Punkte auf ihrer Bahn, einen im Frühjahr und einen im Herbst, an denen keine Zeitkorrektur nötig ist,

nämlich dort, wo sich Ellipsenbahn und zugehörige Kreisbahn schneiden (siehe Abbildung 47 (a)).

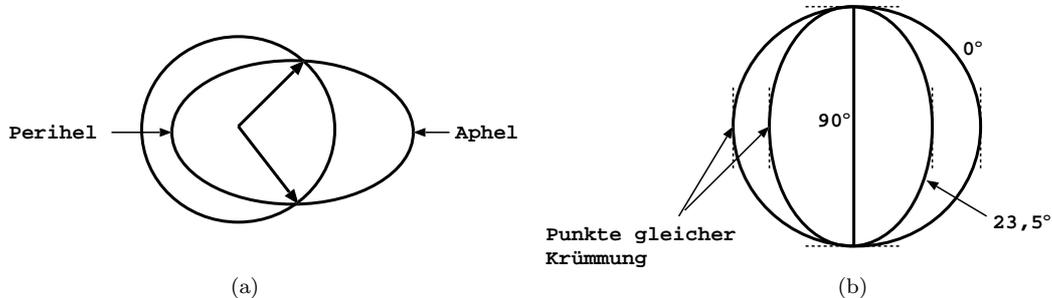


Abbildung 47: Geometrische Verhältnisse der Erdbahn (a) und der Erdrotation (b).

Auf der Perihelseite ist die Erde zu schnell und der Zeitunterschied wächst immer weiter. Die nötigen Zeitkorrekturen summieren sich auf, wobei die Summanden bis zum Perihel immer größer werden und dann wieder abnehmen. Entsprechend ist die Veränderung (Ableitung) der Korrekturfunktion am Perihel am größten. Eine entsprechende Überlegung mit umgekehrtem Vorzeichen gilt für die Aphelseite.

Die Neigung der Erdachse wirkt sich insofern auf die Zeit aus, als ein Punkt auf dem Äquator sich nur dann gleichförmig bewegt, wenn die Rotationsachse senkrecht auf der Ekliptik stände.

Dies wird besonders deutlich, wenn man die Rotationsachse probeweise in die Ekliptik legt, das heißt um 90 Grad geneigt. Ein Äquatorpunkt bewegt sich dann auf einer Linie, jedoch nicht gleichförmig, sondern wie ein Pendel.

Entsprechend gibt die Projektion des Äquators auf die Ekliptik die effektive Äquatorpunktbahn an und ihre Krümmung ist ein Maß für die nötige Zeitkorrektur (siehe Abbildung 47 (b)).

Die effektive Rotationsellipse und der Vergleichskreis - Rotationsachse senkrecht auf Ekliptik - weisen vier Punkte mit gleicher Krümmung auf. Entsprechend viele Nulldurchgänge hat dieser Teil der Korrekturfunktion (E). Das Verhalten zwischen diesen Punkten ist durch den jeweiligen Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit eines Äquatorpunktes und der Position der Erde auf ihrer Bahn gegeben.

Die gesamte Korrekturfunktion $E = E_t(d)$, die *Equation of time* genannt wird, kann empirisch beschrieben werden durch den folgenden Ausdruck [57] (siehe auch Abbildung 48). In dieser Parametrisierung sind neben den beiden besprochenen Effekten noch kleinere Störungen durch den Mond und die anderen Planeten enthalten.

$$E_t(d) = (0.000075 + 0.001868 \cos(d) - 0.032077 \sin(d) - 0.014615 \cos(2d) - 0.040849 \sin(2d)) \cdot (180 \cdot 4/\pi) \quad (46)$$

mit dem Tageswinkel $d = \frac{2\pi(n-1)}{365}$ und der Nummer des Tages n ($n = 1$ entspricht dem 1. Januar). Meistens reicht jedoch folgende einfache Näherung:

$$E_t(n) \simeq 9.87 \sin(2B) - 7.53 \cos(B) - 1.5 \sin(B)$$

und $B = 360(n-1)/364$ (47)

Die Zusammenhänge zwischen den beiden Störungskorrekturen und der Korrekturfunktion E_t sind in Abbildung 48 zusammengefaßt.

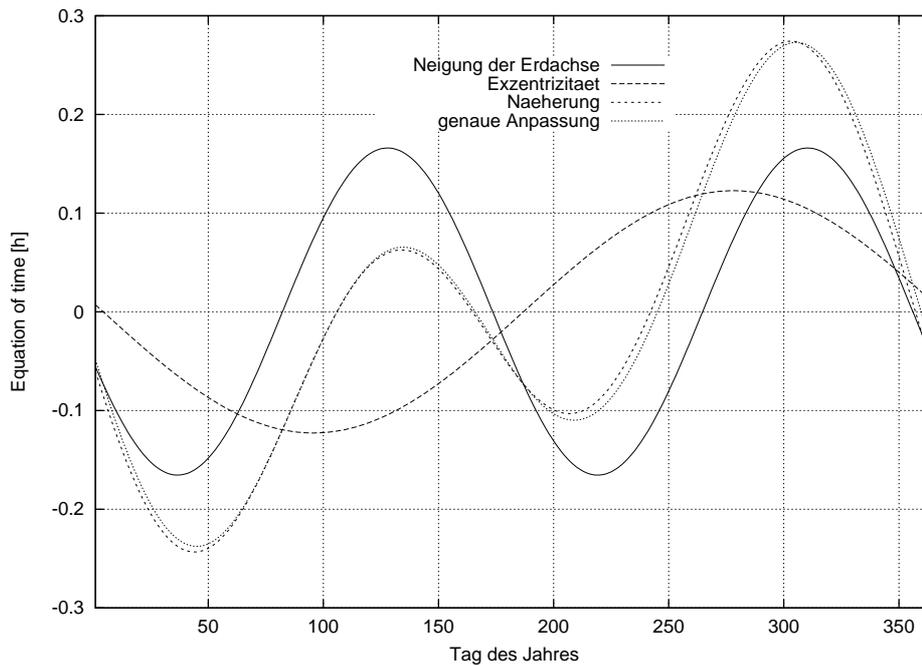


Abbildung 48: Exakte und genäherte Korrekturfunktion E (equation of time), sowie deren beiden Bestandteile Exzentrizitätskorrektur und Neigungskorrektur.

Als Weltzeit (universal time (UT)) bezeichnet man die mittlere Sonnenzeit des Greenwichmeridians. Wird diese noch um Korrekturen erweitert, die der durch Massenumverteilungen auf der Erde bedingten Variation der Erdrotationsdauer Rechnung tragen und mit Hilfe weltweit koordinierter Atomuhren festgestellt werden, spricht man von koordinierter Weltzeit (coordinated universal time (UTC)).

Um auf die Uhr an einem bestimmten Ort Bezug nehmen zu können, muß von der zeitzonebezogenen mittleren Ortszeit (local standard time (LST)) auf entsprechend dem tatsächlichen Längengrad auf die mittlere Sonnenzeit (LMT) umgerechnet werden. Zusätzlich wird hier die subjektive Korrektur Sommerzeit/Winterzeit ($DST=1/0$ h) berücksichtigt.

Die für einen bestimmten Ort gültige Zeit hängt dabei von der Zeitzone ab, in der sich dieser Ort befindet. Die Erde ist in 24 Längengrade im Abstand von

15°, beginnend am Greenwich-Meridian (ostwärts zählend positiv, westwärts negativ), eingeteilt (siehe Abbildung 49). Die an einem bestimmten Ort gültige Standardlänge ist, bis auf Ausnahmen, durch den Bereich (Zeitzone) $\pm 7.5^\circ$ eines Längengrads gegeben. Da die Sonne in 4 Minuten 1 Grad überstreicht, ergibt sich die nötige zeitliche Korrektur aus der Differenz von zugehöriger Standardlänge (L_S) und lokaler Länge (L_L) multipliziert mit 4 min/°.

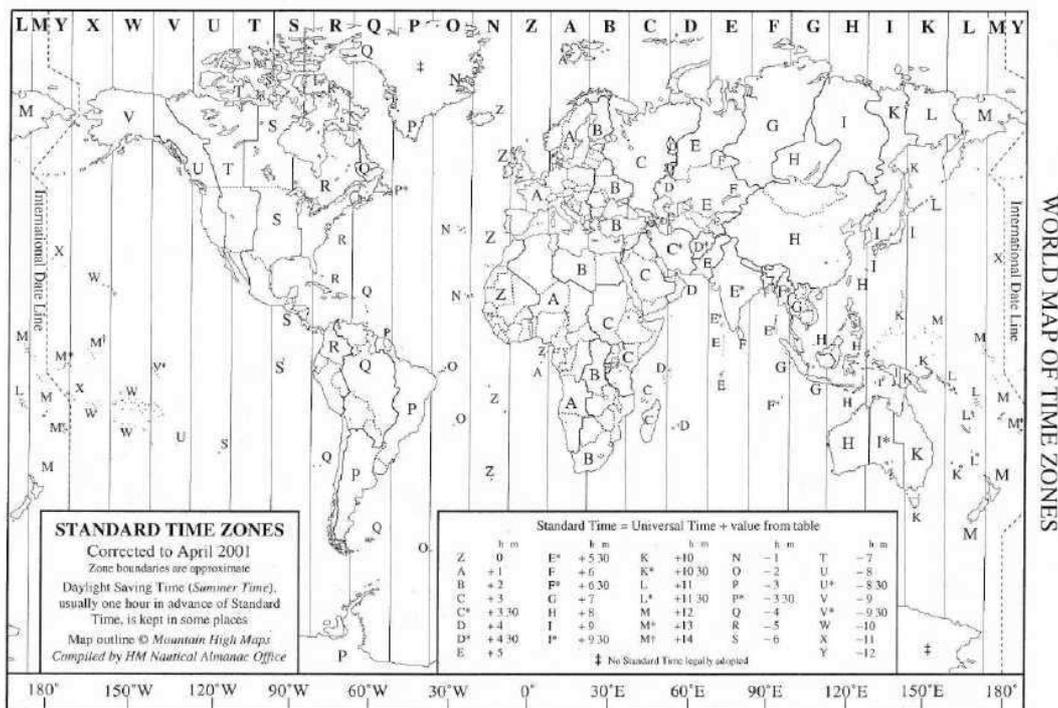


Abbildung 49: Zeitzonekarte der Erde.

Da die Sonneneinstrahlung an einem bestimmten Ort vom tatsächlichen Sonnenstand in der wahren Sonnenzeit abhängt, in der die Sonne um 12 Uhr ihren höchsten Punkt erreicht, muß die mit der eigenen Uhr gemessene Zeit (LST) mit diesen drei Korrekturen versehen werden. Soll das Ergebnis in Stunden angegeben werden, muß die gerade beschriebene Umrechnung wie auch die Korrekturfunktion E entsprechend umgerechnet werden und es ergibt sich:

$$\text{LAT bzw. TST} = \text{LST} - \text{DST} + \frac{4\text{min}}{60^\circ}(L_S - L_L) + \frac{E}{60} \quad (48)$$

$$\begin{aligned} \text{Oldenburg (15.10.)} &= \text{LST} - 1 \text{ h} + \frac{4\text{min}}{60^\circ}(-15^\circ - (-8, 2^\circ)) + \frac{14\text{min}}{60} \quad (49) \\ &= \text{LST} - 1, 216 \text{ h} = \text{LST} - 1 : 13 \end{aligned}$$

B.3 Exzentrizität und Einstrahlung

Die Exzentrizität ϵ der Erdbahn ist eine feste Größe. Um jedoch die aktuelle Einstrahlung ableiten zu können, muß auf den aktuellen Abstand der Erde von der Sonne Bezug genommen werden. Die so definierte, zeitabhängige Exzentrizität ϵ_t ist durch das Verhältnis des mittleren Erdbabstands von der Sonne $\overline{r_E}$, zu dem auch die Solarkonstante gehört, zum aktuellen Erdbabstand r_E gegeben.

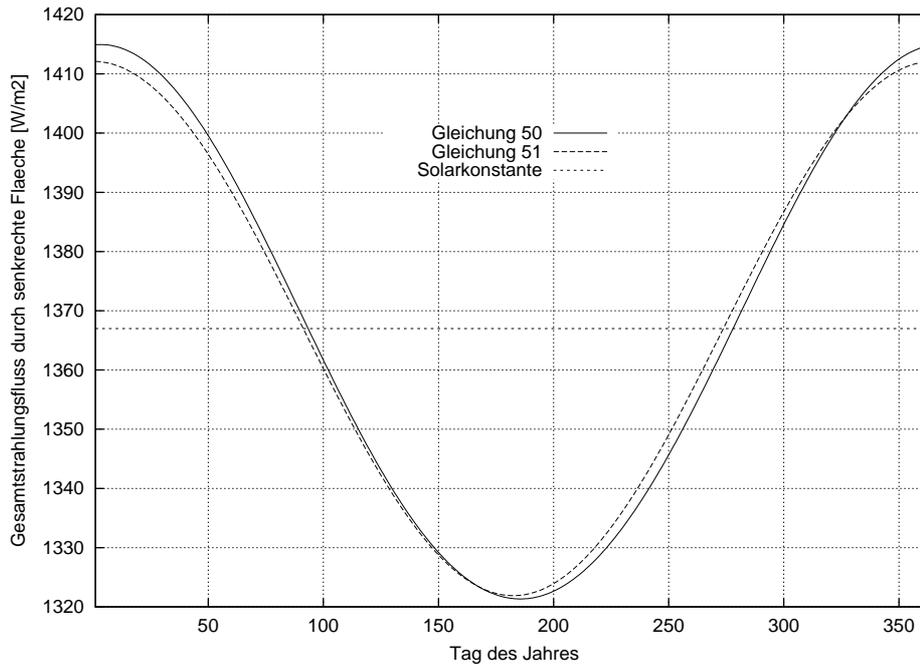


Abbildung 50: Variation des senkrechten Strahlungsflusses mit der Entfernung der Erde von der Sonne im Laufe eines Jahres mit genauer Parametrisierung (50) und einer einfachen Näherung (51). Zum Vergleich ist die Solarkonstante, das heißt der Strahlungsfluß bei mittlerer Entfernung angegeben.

$$\begin{aligned} \epsilon_t &= \left(\frac{\overline{r_E}}{r_E} \right)^2 \\ &\simeq 1.00011 + 0.034221 \cos(d) + 0.00128 \sin(d) \\ &\quad + 0.000719 \cos(2d) + 0.000077 \sin(2d) \end{aligned} \quad (50)$$

mit dem Tageswinkel d von oben und der Nummer des Tages n . Meistens reicht jedoch folgende wesentlich einfachere Näherung:

$$\epsilon_t \simeq 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi n}{365}\right) \implies I_{ext} = I_0 \epsilon_t \cos(\Theta_\odot) \quad (51)$$

Für den Fall senkrechter Einstrahlung ergibt sich der in Abbildung 50 dargestellte Verlauf der extraterrestrischen Einstrahlung im Laufe eines Jahres. Sie schwankt

etwa zwischen 1322 und 1412 W/m².

Grundsätzlich unterliegt die Sonneneinstrahlung auch Schwankungen der Strahlungsemission der Sonne selbst. Diese sind jedoch in der für den niederenergetischen, durch ein Schwarzkörperprofil approximierbaren Teil des elektromagnetischen Spektrums verantwortlichen Photosphäre der Sonne gering. So führt die 27-tägige Eigenrotation der Sonne oberhalb von 250 nm Wellenlänge zu Intensitätsschwankungen unter 1% [63], der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus oberhalb 300 nm nur zu Variationen der Solarkonstante von maximal 0.1% [64].

Wie groß die Strahlungsintensität am Erdboden ist, bestimmt zunächst der Winkel, unter dem die Strahlung auf die Erde trifft. Entsprechend wird die Veränderung der Intensität der extraterrestrischen, an der Oberkante der Atmosphäre eintreffenden Strahlung I_{ext} durch den Winkel zwischen aktueller Einstahlungsrichtung und senkrechter, nämlich den Zenitwinkel der Sonne Θ_{\odot} , darstellt.

$$I_{ext} = I_0 \epsilon_t \cos(\Theta_{\odot}) \quad (52)$$

I_0 ist die maximale Intensität der Sonnenstrahlung, die auf eine Einheitsfläche an der Oberkante der Atmosphäre trifft. Sie hat den Wert 1367 ± 4 W/m², heißt Solarkonstante und stellt einen Mittelwert dar (siehe Abbildung 50).

Da die Erde ihren sonnennächsten Punkt (Perihel) etwa am 2. Januar durchläuft, führt die Neigung der Erdachse gegen die Ekliptik dazu, daß die Nordhalbkugel im Winter die größte und im Sommer die geringste Sonneneinstrahlung erhält. Die Exzentrizität der Erdbahn sorgt also auf der Nordhalbkugel für eine Abschwächung der jahreszeitlichen Schwankung der Sonneneinstrahlung und entsprechend für ausgeglichene klimatische Verhältnisse.

Auf der Südhalbkugel liegen die Verhältnisse umgekehrt, die jahreszeitliche Schwankung der Sonneneinstrahlung wird verstärkt und die klimatischen Verhältnisse entsprechend verschärft.

Mond und Sonne sorgen für Drehmomente, die die Erdachse präzidieren lassen, und zwar im Laufe von rund 25700 Jahren einmal um die Ekliptikachse. Entsprechend wird sich die beschriebene Klimawirkung in über 12000 Jahren umgekehrt haben.

C Strahlungstransport durch die Erdatmosphäre

C.1 Streuprozesse

Die Intensität gestreuter Strahlung hängt neben der Beobachtungsrichtung vom Größenverhältnis zwischen streuendem Teilchen und Wellenlänge der Strahlung ab (siehe Abbildung 51). Sind beide von ähnlicher Größe, spricht man von Rayleigh-Streuung, sind die Streukörper wesentlich größer als die Wellenlänge von Mie-Streuung.

Die Helligkeit eines Pixels am Satelliten wird durch die Intensität der Strahlung in seiner Richtung bestimmt. Diese setzt sich zusammen aus ungestreuter Strahlung, Streubeiträgen aus der Atmosphäre, rückgestreuten Reflexionsbeiträgen vom Erdboden und Emissionsbeiträgen von Atmosphäre und Boden, die direkt oder gestreut das Pixel erreichen. Im visuellen Wellenlängenbereich spielen Emissionsbeiträge keine nennenswerte Rolle, denn diese hängen über das Planck-Gesetz mit der Temperatur zusammen und liegen für Temperaturen um 300 K - Erdboden - im infraroten Teil des elektromagnetischen Spektrums.

Für Teilchen, die wesentlich kleiner als die Wellenlänge sind (Moleküle), ergeben sich gleiche Intensitäten in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung (Rayleigh-Streuung). In diesem Fall tragen beide Wege durch die Atmosphäre - runter und rauf - zur Intensität am Satelliten bei.

Sind die streuenden Teilchen dagegen gleich oder größer der Wellenlänge der Strahlung, wird sie zum größten Teil in Vorwärtsrichtung gestreut (Mie-Streuung) und ihre Intensität kann in dieser Richtung um 3-4 Größenordnungen über der Rückwärtigen liegen (siehe Abbildung 51). Die gegebenenfalls am Satelliten gemessene Rückstreuintensität stellt deshalb nur einen kleinen Teil der gesamten Mie-Streuintensität dar. Die miestreuenden Bestandteile der Atmosphäre faßt man unter dem Begriff Aerosole zusammen.

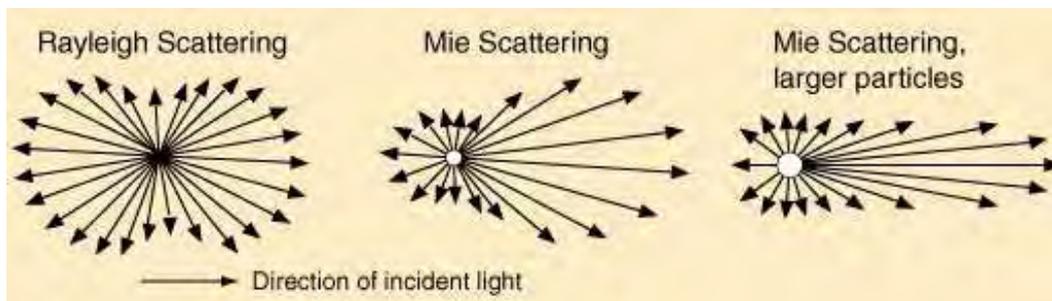


Abbildung 51: Qualitative Darstellung der Streucharakteristik von Molekülen (Rayleigh-Streuung: lineare Skala) und Aerosolen (Mie-Streuung: logarithmische Skala).

C.2 Optische Dicke durch Aerosole

Mit dem Schwächungskoeffizienten κ , dem Richtungselement ds , der geometrischen (normalen) Tiefe t und dem Winkel zwischen beiden α ergibt sich die AOD wie folgt:

$$\text{AOD} = \tau = \int_0^t \kappa \, dt \quad \text{mit } d\tau = \kappa \, dt = -\kappa \cos(\alpha) \, ds \quad (53)$$

D Verschiedenes

D.1 Bodenreflektivität ρ_g und der Parameter σ_g

In Abbildung 52 ist die Wirkung einer Variation des Parameters σ_g zusammengefaßt. Je kleiner σ_g geählt wird, desto schmaler der Bodenreflektivitätspeak und desto niedriger der Schwerpunkt ρ_g .

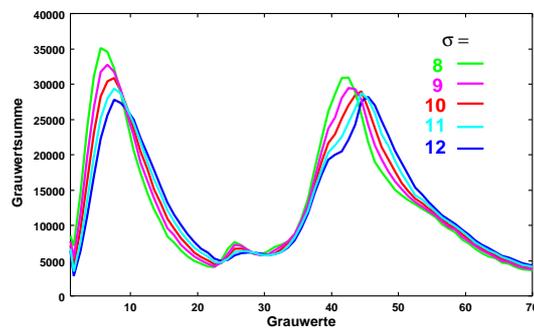


Abbildung 52: Einfluß des Iterationsparameters σ auf Verlauf und Lage des Bodenreflektivitätspeaks am Beispiel Europas im Oktober 1998.

In Abbildung 53 sind die Tagesgänge der Bodenreflektivität ganz Europas für zwei verschiedene Monate verglichen. Wegen des geringeren Sonnensatellitenwinkels ist die Helligkeit gegen Mittag selbst im Februar höher als im August.

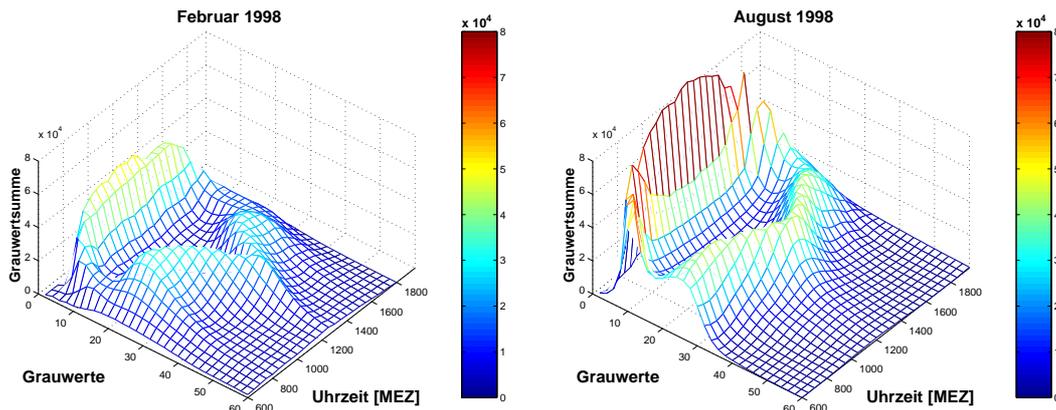


Abbildung 53: Tagesgänge der Bodenbedohistogramme ganz Europas im Februar und im August 1998.

Außerdem ist Abbildung 53 zu entnehmen, wie stark die Streuung der Reflektivitätswerte und damit die Breite des Bodenreflektivitätspeaks mit dem Sonnen-

stand variiert, denn morgens und abends ist dieser wesentlich breiter als mittags. Dieses Ergebnis legt es nahe, eine sonnenstandsabhängige Formulierung von σ_g zu entwickeln.

D.2 Schnee bei der Validierung des Heliosat-Verfahrens

Die Wirkung von Schnee im Heliosat-Verfahren besteht darin, daß im Fall unbewölkter Verhältnisse Schnee als Wolke interpretiert und dann entsprechend niedrige Globalstrahlungswerte berechnet werden. Dies ist bei der Validierung entsprechender Zeiten und Stationen an einem sehr großen negativen *rbias* zu erkennen. In Abbildung 54 ist beispielhaft für die 21 Meßstationen des DWD eine Validierung für die Wintermonate dargestellt.

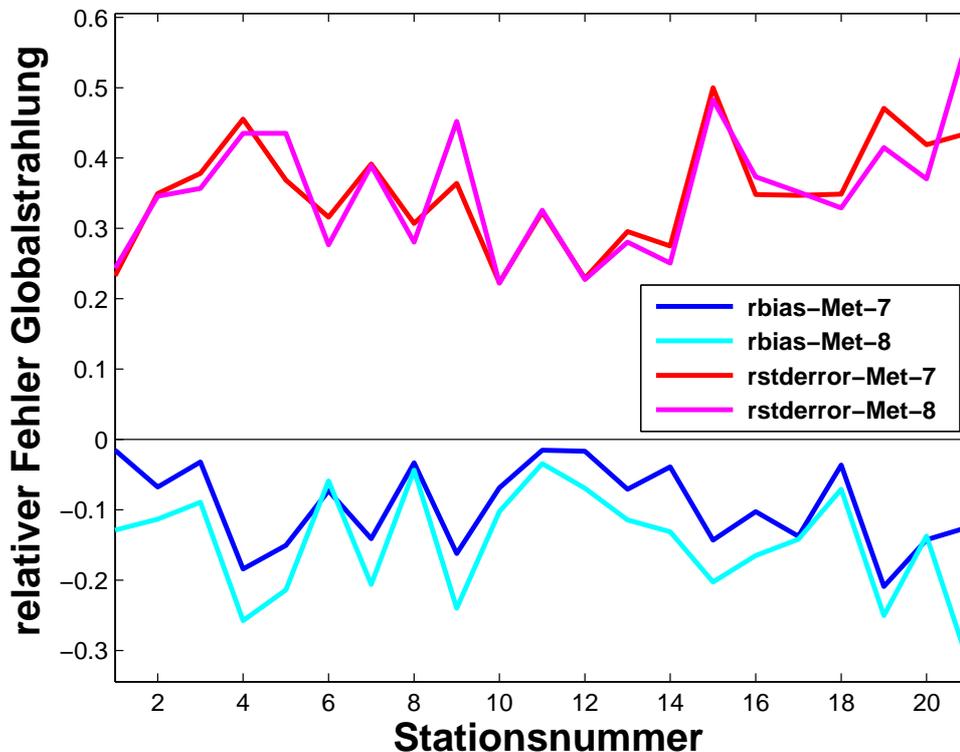


Abbildung 54: Vergleich der mit Meteosat-7 und Meteosat-8 (HRV) mit dem Heliosat-Verfahren berechneten Stundenwerte der Globalstrahlung für die 21 Stationen des DWD-Netzes für die Monate Januar - März 2005.

Klar sind für alle Stationen negative *rbias* zu erkennen, die für einige Stationen sogar über 20 % liegen und dann auch wesentlich zur Streuung (*rstderror*) beitragen. Dies gilt insbesondere für die Stationen 4,7,9,15,19 und 21. Während bei den Stationen Chemnitz (4), Fürstenzell (7), Weihenstephan (19) und Zinnwald (21) auch topographische Ursachen in Frage kommen, ist dies für Lindenberg (9)

und Schleswig (15) nicht möglich. Daraus folgt unter anderem, daß Schnee im Winter für die festgestellte große Streuung bei der Station Schleswig (15) (siehe Abbildung 26 (unten/links)) verantwortlich war.

D.3 Sensitivitätsstudien: λ -Variation

Das Verhältnis k_c^* hängt in komplexer Weise von der Wellenlänge ab, wenn die Wolkenhöhe, der Bodentyp und der effektivem Tropfenradius variiert werden. Abbildung 55 gibt die Abhängigkeiten zusätzlich zu Abbildung 35 für die Wellenlängenbereiche $0,6 - 1,2 \mu\text{m}$ und $1,2 - 2 \mu\text{m}$ wieder. Während der effektive Tropfenradius eine geringe Rolle spielt, ändert sich zum Beispiel bei Schnee als Bodentyp sehr viel.

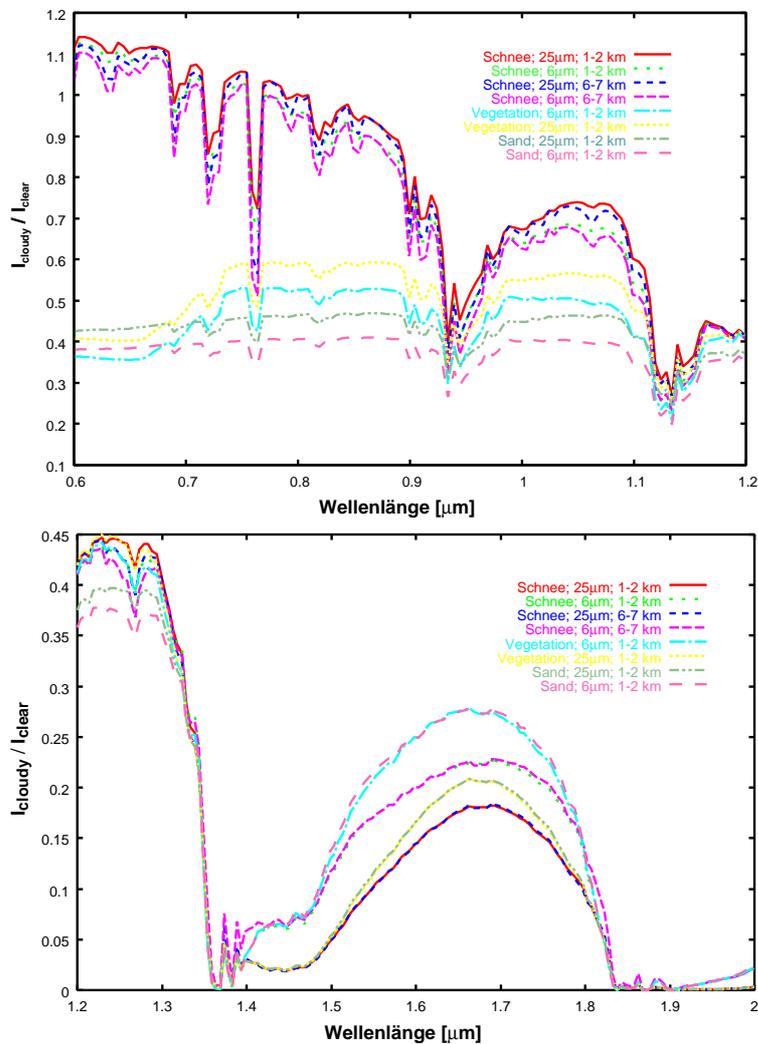


Abbildung 55: Abhängigkeit des Parameters k_c^* von der Wellenlänge für verschiedene Wolkenhöhen, Bodentypen und effektive Tropfenradien.

E Fehleranalyse und Mittelungen

Bei den in dieser Arbeit durchgeführten Vergleichen zwischen bodengemessenen und aus Satellitendaten abgeleiteten Globalstrahlungsdaten werden verschiedene Fehlermaße verwendet. In diesem Kapitel sollen diese kurz erklärt und ihre Bedeutung veranschaulicht werden.

Außerdem soll hier zusammengefaßt werden, welcher Umgang mit gemessenen oder prozessierten Zeitreihen von Daten nötig ist, um eine ausreichende Qualität der Ergebnisse zu gewährleisten und die dazugehörigen Fehlerangaben interpretieren zu können. Schließlich soll auf einige Konsequenzen hingewiesen werden, wenn Datensätze zeitlich gemittelt werden, insbesondere für den Fall ausgewählter Bewölkungssituationen.

E.1 Fehlermaße beim Vergleich zweier Zeitreihen

Die beiden wichtigsten Maßzahlen zur Beschreibung der Eigenschaften einer einzelnen Zeitreihe sind ihr *Mittelwert* \bar{x} und die *Standardabweichung* σ_x , die die Streuung der Werte um diesen Mittelwert angibt. Seien $\{x_{mes,i}\}$ mit $i = 1, \dots, N$ die gemessene und $\{x_{sat,j}\}$ mit $j = 1, \dots, M$ die aus Satellitendaten abgeleiteten Zeitreihen mit N bzw. M Elementen. Jede stellt eine diskrete, endliche Auswahl der kontinuierlichen, unendlichen und stationären Zeitreihe $x(t)$ dar. Der wahre Mittelwert μ der Zeitreihe $x(t)$ wird dann angenähert durch die beiden Mittelwerte \bar{x}_{mes} und \bar{x}_{sat} der beiden Zeitreihen:

$$\bar{x}_{mes} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{mes,i} \quad \text{bzw.} \quad \bar{x}_{sat} = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M x_{sat,j} \quad (54)$$

In analoger Weise verhält es sich mit der Standardabweichung $\sigma(x)$ zur Zeitreihe $x(t)$. Die zugehörigen Standardabweichungen der beiden Zeitreihen sind wie folgt definiert:

$$\sigma_{x_{mes}} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_{mes,i} - \bar{x}_{mes})^2} \quad (55)$$
$$\sigma_{x_{sat}} = \sqrt{\frac{1}{M-1} \sum_{j=1}^M (x_{sat,j} - \bar{x}_{sat})^2}$$

wobei sich \bar{x}_{mes} und \bar{x}_{sat} aus (54) ergeben. Die Ausdrücke $\sigma_{x_{mes}}^2$ und $\sigma_{x_{sat}}^2$ bezeichnet man als *Varianzen* der beiden Zeitreihen. Sie werden jedoch nicht so

häufig zur Charakterisierung verwendet, da sie im Gegensatz zu den *Standardabweichungen* nicht die gleiche Einheit wie die Originaldaten haben.⁵

Unter der Voraussetzung, daß die untersuchten Daten durch eine Normalverteilung beschrieben werden können, kann die Bedeutung der Standardabweichung wie in Abbildung 56 dargestellt interpretiert werden. Sie ist dann ein Maß für die Wahrscheinlichkeit, daß Elemente der Zeitreihe innerhalb eines Intervalls $\pm\sigma$ liegen.

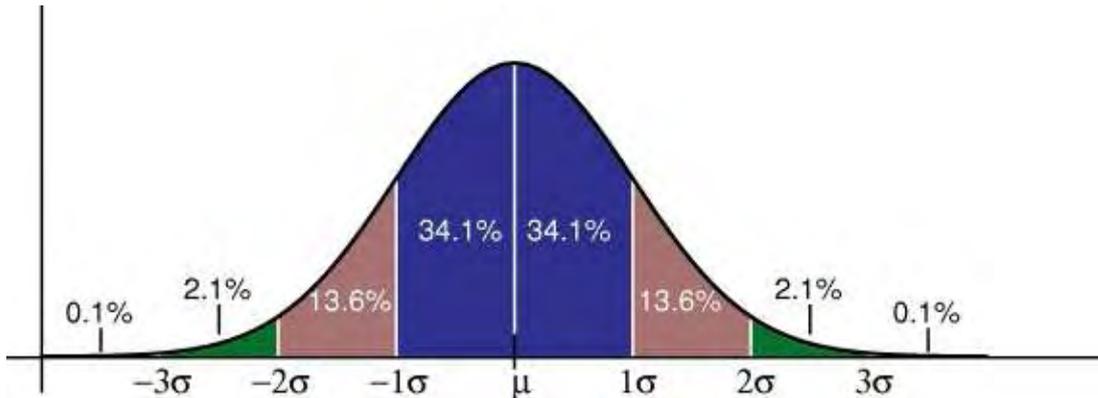


Abbildung 56: Zur Veranschaulichung der Bedeutung der Standardabweichung σ um einen Mittelwert μ [58]. (Blau: weniger als eine Standardabweichung vom Mittelwert mit Wahrscheinlichkeit von ungefähr 68%; blau+braun: 2σ ungefähr 95%; blau+braun+grün: 3σ ungefähr 99,7%).

Entspricht die Häufigkeitsverteilung der untersuchten Daten keiner Normalverteilung, muß nach einer anderen Verteilungsfunktion gesucht werden. Entsprechend ändert sich dann auch die Wahrscheinlichkeit, in einem bestimmten Intervall eine bestimmte Zahl von Ereignissen zu finden. Noch komplizierter wird es, wenn, wie im Fall der Häufigkeitsverteilungen von Bewölkungsgraden bzw. *Clearsky Indices*, individuelle Verteilungen vorliegen und entsprechend beschrieben werden müssen.

Die im folgenden erklärten Fehlerangaben beschreiben das Verhalten von Abweichungen zwischen den Zeitreihen $\{x_{mes,i}\}$ und $\{x_{sat,j}\}$. Um die beiden Zeitreihen vergleichen zu können, soll im weiteren davon ausgegangen werden, daß sie die gleiche zeitliche Auflösung haben. Für einen Zeitpunkt-für-Zeitpunkt Vergleich sollen die Zeitreihen außerdem auf den Überschneidungsbereich eingeschränkt werden (z.B.: $N < M \rightarrow i = 1, \dots, N$), so daß sie die gleiche Zahl von Elementen enthalten. Pro Vergleichszeitpunkt ergibt sich so die "lokale" Abweichung zum Zeitpunkt i :

$$x_{sat,i} - x_{mes,i} = \epsilon_i \quad (56)$$

Aus der Differenz der Mittelwerte der beiden Zeitreihen gemäß (54) ergibt sich

⁵Der Ausdruck $\sigma_x^N = \sigma_x/\sqrt{N}$ wird üblicherweise *Standardfehler* genannt und stellt die mit dem Stichprobenumfang N (hier Zahl der Elemente einer Zeitreihe) gewichtete *Standardabweichung* dar. Dieses Fehlermaß wird hier jedoch nicht verwendet.

der *bias* (siehe auch Abbildung 57a):

$$bias = \bar{x}_{mes} - \bar{x}_{sat} = \bar{\epsilon} \quad (57)$$

Der *root mean square error* (*rmse*) oder auch quadratische Mittelwert faßt alle “lokalen” Unterschiede zwischen zwei Zeitreihen zusammen und lautet⁶:

$$rmse = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{sat,i} - x_{mes,i})^2} = \sqrt{\epsilon^2} \quad (58)$$

Als Standardabweichung $\sigma(\epsilon)$ (*stderror*) bezeichnet man beim Vergleich zweier Zeitreihen die Streuung der Differenzen ϵ_i . Sie ergibt sich, wenn die “lokalen” Unterschiede zwischen den Zeitreihen um den Unterschied der beiden Mittelwerte (*bias*) korrigiert werden:

$$stderror = \sqrt{\epsilon^2 - \bar{\epsilon}^2} = \sqrt{rmse^2 - bias^2} = \sigma(\epsilon) \quad (59)$$

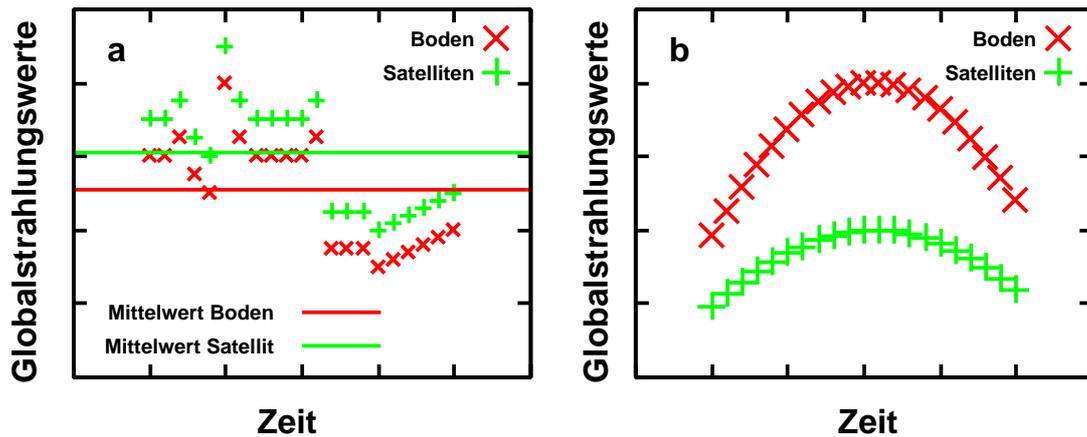


Abbildung 57: Zur Veranschaulichung der systematischen und damit korrigierbaren Abweichungen zwischen zwei Zeitreihen. (a) *bias* als Verschiebung der Mittelwerte gegeneinander. (b) *stbias* als Verzerrung der Meßwerte oder auch Verschiebung der Standardabweichungen gegeneinander.

Durch algebraische Umformungen läßt sich der *stderror* noch weiter zerlegen [59], und zwar in einen Term, der die Differenz der Standardabweichungen der beiden Zeitreihen beschreibt (*stdbias*), und einen Restterm, der *dispersion* heißt:

$$stderror^2 = \underbrace{(\sigma(x_{sat}) - \sigma(x_{mes}))^2}_{stdbias^2} + \underbrace{2\sigma(x_{sat})\sigma(x_{mes})(1 - korr(x_{sat}, x_{mes}))}_{dispersion^2} \quad (60)$$

⁶Der Begriff *error* wird manchmal auf den Vergleich mit einer als “wahr” angenommenen Zeitreihe eingeschränkt, und für den hier vorliegenden Fall nur noch von *deviation* bzw. *rmse* gesprochen.

Beim Vergleich der Daten macht sich dieser *stdbias* als Verzerrung der Zeitreihenverläufe gegeneinander bemerkbar, und zwar in Bezug auf ihre absoluten Beträge (siehe Abbildung 57b).

Die oben beschriebene Klassifikation der Abweichungen zweier Zeitreihen voneinander erlaubt die Trennung in systematische und unsystematische Fehler. Der *bias* (Differenz der Mittelwerte) und der *stbias* (Differenz der Standardverschiebungen) sind systematische Fehler, die durch eine lineare Korrekturfunktion kompensiert werden können.

Eine entsprechende Korrektur ist jedoch für die *dispersion* nicht möglich. Diese setzt sich im wesentlichen aus den Standardabweichungen der beiden Zeitreihen zusammen, die hier die Rolle von Amplituden haben. Außerdem enthält die *dispersion* den Korrelationskoeffizienten *korrr*, dessen Größe eine Aussage über weitere lineare Zusammenhänge zwischen den beiden Zeitreihen macht. Generell gilt, je mehr Paare $(x_{sat,i}, x_{mes,i})$ die Zeitreihe enthält, desto niedriger darf *korrr* sein, um auf einen linearen Zusammenhang zwischen den beiden Zeitreihen zu schließen. Diese Regel nennt man *Signifikanz* und meint damit eine für den Nachweis eines Zusammenhangs zwischen zwei Zeitreihen ausreichende Länge dieser Zeitreihen. So kann eine statistische Aussage über bestimmte Wolkensituationen nur dann gemacht werden, wenn die Zeitreihe eine ausreichende Zahl dieser Situationen umfaßt. Die *Signifikanz* kann mit Verfahren, die die *t- oder Student-Verteilung* nutzen, getestet werden [60].

In der Regel werden in dieser Arbeit nur die Fehlermaße *stderror* und *bias* verwendet, denn sie legen den *rmse* bereits fest. Der *bias* wird dann an geeigneter Stelle korrigiert. Außerdem wird in der Regel von relativen Fehlern gesprochen. Die ermittelten Fehler werden nämlich auf den Mittelwert einer der beiden Zeitreihen - hier die Bodenmeßreihe als "wahrer" Datensatz - bezogen. Diese Handhabung hat sich als Standard etabliert, denn so kann ein mit der Literatur vergleichbarer Wert generiert wird [61].

Analog zu den obigen Definitionen ergeben sich die relativen Fehler *rstderror* und *rbias* und zusammenfassend gilt:

$$rrmse^2 = rstderror^2 + rbias^2 \quad (61)$$

E.2 Qualitätssicherung und Mittelungskonventionen

Neben der statistischen Fehleranalyse (Anhang E.1) ist es erforderlich, einen Umgang mit Datenmängeln in den verwendeten Zeitreihen festzulegen. In Bezug auf die Satellitendaten ergibt sich dieser neben den in Kapitel 9 und Anhang A.1 erklärten Behandlung aus den Eigenschaften des **SOLIS**-Verfahrens. Sind für bestimmte Zeitpunkte (Slots) keine Satellitendaten verfügbar, wird zunächst geprüft, ob überhaupt eine ausreichende Zahl von Slots über den Tag vorhanden sind. Ist dies der Fall, interpoliert **SOLIS** über den ganzen Tag, wobei mit dem

Abstand zu vorhandenen Slots gewichtet wird. Je näher ein vorhandener Slot zu einem fehlenden ist, desto mehr trägt er zum interpolierten Wert zum fehlenden Zeitpunkt bei. Morgens und abends wird analog verfahren, so daß sich kontinuierliche Übergänge bei fehlenden Daten ergeben. Für den Fall mehrerer fehlender Slots wurde inzwischen ein präziseres Verfahren entwickelt [44], das jedoch nicht Grundlage der hier präsentierten Ergebnisse ist.

Bei der Anwendung der APOLLO-Produkte sind im Gegensatz dazu alle fehlenden Informationen als fehlend gekennzeichnet und dürfen zur Anwendung nicht herangezogen werden. Das bedeutet, daß die entsprechenden Zeitpunkte ganz aus der Auswertung und damit aus der Statistik entfernt werden.

Für die bodengemessenen Daten gilt analoges. Hier ist jedoch zusätzlich für manche Standorte eine Vorbehandlung der Daten nötig. Bei den 5 Minuten Bodenmeßdaten aus Vaulx-en-Velin fehlen beispielsweise einzelne Meßpunkte, die zugehörigen Zeitpunkte sind jedoch nicht entsprechend gekennzeichnet. Aus diesem Grund sind die betroffenen Globalstrahlungsdaten mit Hilfe einer von J. Betcke [62] entwickelten Schablone aufbereitet worden, die in die Bodenzeitreihe entsprechende Informationen einfügt und so deren Extraktion bei der späteren statistischen Auswertung ermöglicht.

Im Ergebnis werden also Zeitpunkte, zu denen keine gemessenen oder prozessierten Globalstrahlungsdaten vorliegen, aus der Statistik genommen, es sei denn, sie sind innerhalb von [SOLIS](#) interpoliert worden. Dies führt natürlich zu einer Reduktion der Datenbasis und damit der Grundgesamtheit der Statistik.

Um Vergleiche anstellen zu können, müssen die verschiedenen Datenquellen die gleiche zeitliche Auflösung haben. Dazu müssen die Bodendaten meist zeitlich gemittelt werden, da es sich oft um 1 Minuten- oder 5 Minuten-Daten handelt. Im Falle der Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) handelt es sich um bereits vorverarbeitete Globalstrahlungsdaten mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde. Entsprechend müssen die Satellitendaten, die eine zeitliche Auflösung von 15 Minuten haben, entweder innerhalb [SOLIS](#) gemittelt werden oder außerhalb von [SOLIS](#) durch Mittelung der 15 Minutenwerte der Globalstrahlung.

Bei den Bodenmeßdaten aus Vaulx-en-Velin, die im betrachteten Zeitraum (16. März 2004 bis 31. August 2004) eine Auflösung von 5 Minuten haben, wird ähnlich verfahren. Auch sie müssen unter Extraktion von fehlenden Slots zeitlich gemittelt werden, im Gegensatz zu den DWD-Daten werden aber neben Stundenmittelwerten auch 15 Minutenwerte der Globalstrahlung zum Vergleich generiert. Je vollständiger die Datenbasen sind, desto besser ist die Näherung durch Mittelungen mit extrahierten Slots. Fehlen jedoch viele Werte, kann diese Vorgehensweise beliebig schlecht werden. Bei der Ableitung der Tagessummen der Globalstrahlung kann sich das besonders auswirken, da hier entsprechende Anteile fehlen. Zum Vergleich werden deshalb vor allem relative Angaben herangezogen.

Die Qualität der verwendeten Datenquellen reicht aus, um die beschriebene Vorgehensweise zu rechtfertigen und gute Resultate zu erzielen, aber nur, solange *all sky* Verfahren untersucht werden. Werden nur Teile der Daten, also insbesondere nur bestimmte Bewölkungssituationen, extrahiert und verglichen, wie das in Teil IV der Fall ist, kann die Extraktion von Zeitpunkten mit anderer Bewölkungssituation bei der anschließenden Mittelung oder Summierung zu sehr großen Fehlern führen. In der Folge sind die ermittelten statistischen Fehler vergleichsweise groß und fallen weniger schnell mit wachsendem Mittelungszeitraum. Deshalb wird in diesen Fällen nicht von Tagessummen, sondern von tagesbezogenen Globalstrahlungssummen gesprochen. Diese Vorgehensweise wurde hier dennoch gewählt, um überhaupt zwischen den verschiedenen Verfahren für bestimmte Bewölkungssituationen vergleichen zu können. Die ermittelten statistischen Fehler für Stundenmittel und Tagessummen erlauben deshalb nur einen relativen Vergleich.

Teil VII

Literaturverzeichnis

- [1] C. Cano, J.M. Monget, M. Albuissou, H. Guillard, N. Regas, L. Wald: A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy* **37**, 31-39 (1986)
- [2] D. Dumortier: Modeling global and horizontal irradiance under cloudless skies with different turbidities, Final report Vol. 2 Daylight II, JOU2-CT92-0144, CNRS-ENTPE (1995)
- [3] D. Dumortier: The Satelight model of turbidity variations in Europe, Technical Report SATEL-LIGHT, JOR3-CT950041, CNRS-ENTPE (1998)
- [4] A. Skartveit, J. A. Olseth, M. E. Tuft: An hourly diffuse fraction model with correction for variability and surface albedo. *Solar Energy* **63**, 173-183 (1998).
- [5] K.T. Kriebel, G. Gesell, K. Kästner, H. Mannstein: The cloud analysis tool APOLLO: improvements and validations, *Int. J. Remote Sensing*, **24**, 2389-2408 (2003)
- [6] Müller, R. W., Dagestad, K. F., Ineichen, P., Schroedter, M., Cros, S., Dumortier, D., Kuhlemann, R., Olseth, J. A., Piernavieja, C., Reise, C., Wald, L. and Heinemann, D.: Rethinking satellite based solar irradiance modeling - The SOLIS clear sky module. *Remote Sensing of the Environment* **91**, 160-174 (2004)
- [7] H. G. Beyer, C. Constanzo, D. Heinemann: Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite data. *Solar Energy* **56**, 207-212 (1996)
- [8] C. Moulin, C. E. Lambert, J. Poitou, F. Dulac: Long term 1983-1994 calibration of the Meteosat solar VIS channel using desert and ocean targets. *International Journal of Remote Sensing* **17**, 1183-1200 (1996)
- [9] A. Hammer: Anwendungsspezifische Solarstrahlungsinformationen aus Meteosat-Daten, *Doktorarbeit*, 56 (2000)
- [10] Vermote, E.F., Tanre, D., Deuzé, J.L., Herman, M., and Morcrette, J.J.: Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.* **35(3)** 675-686 (1997)
(<http://www.ltid.inpe.br/dsr/mauro/6s/>)

- [11] G. P. Anderson, S. A. Clough, F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd, and E. P. Shettle: AFGL Atmospheric Constituent Profiles; Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, *MA Rep.* AFGL-TR-86-0110 (1986)
- [12] Manual of Remote Sensing, Falls Church, Virginia, *American Society of Photogrammetry* (1983)
- [13] M. Verstraete, B. Pinty, R.E. Dickinson: A Physical Model of the Bidirectional Reflectance of Vegetation Canopies - 1. Theory, *J. Geophys. Res.* **95**, 11755-11765 (1990)
- [14] A. Hammer, D. Heinemann, C. Hoyer: Effect of Meteosat VIS Sensor Properties on Cloud Reflectivity *Third SoDa meeting report*, Bern (1/2001)
- [15] C. Costanzo: Bestimmung der solaren Einstrahlung am Boden aus METEOSAT-Daten, *Diplomarbeit*, Fachbereich Physik, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg (9/1994)
- [16] Fontoynt et al.: Satellite: A www server which provides high quality daylight and solar radiation data for Western und Central Europe. *9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography* (Paris), 434-437 (1998)
- [17] F. Linke: Transmissions-Koeffizient und Trübungsfaktor. *Beitr. Phys. Atmos.* **10**, 91-103 (1922)
- [18] F. Kasten: Elimination of the virtual diurnal variation of the Linke turbidity factor. *Meteorologische Rundschau* **3**, 93-94 (1988)
- [19] A. Louché, G. Peri, M. Igbal: An analysis of the Linke turbidity factor. *Solar Energy* **37**, 393-396 (1986)
- [20] J. Page: Algorithms for the Satellight programme. *Technical report*, June 1996
- [21] B. Bourges: Yearly variations of the Linke-turbidity factor. *Climatic Data Handbook of Europe*, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 61-64 (1992)
- [22] siehe zum Beispiel: C. Rigollier, O. Bauer, L. Wald: On the clear sky model of the ESRA - European Solar Radiation Atlas - with respect to the heliosat method; *Solar Energy* **68**, 33-48 (2000)
- [23] A. Westerhellweg: Bestimmung der Diffusstrahlung aus Meteosat-Daten mittels Strahlungstransferrechnungen - Untersuchung des unbewölkten Falls. *Diplomarbeit*, Fachbereich Physik, Carl von Ossietzky Universität, Oldenburg 1997

- [24] Knut-Frode Dagestad: An alternative algorithm for calculating the cloud index, *Heliosat-3 Projekt-Bericht* (2005)
(<http://www.nersc.no/knutfd/documents/phdthesis/>)
- [25] E. Lorenz: Improved diffuse radiation model, *Project Report PVSAT-2*, NNE5-2001-0571, Oldenburg University
- [26] persönliche Mitteilungen durch Sybille Petrak (EHF/Universität Oldenburg) (2006)
- [27] Susanne Heinicke: Schneeererkennung auf Basis von multispektralen und multitemporalen Meteosat-8 Informationen, *Diplomarbeit*, Fachbereich Physik, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg (7/2006)
- [28] E. Lorenz: PVSAT-2 Projekt der Europäischen Union (Vertragsnummer: ENK5-CT-2002-00631), *Endbericht* (2006), (befindet sich in Arbeit)
- [29] siehe offizielle Internetseiten der ESA (<http://www.esa.int/SPECIALS/MSG/>)
- [30] Zur Dekomprimierung und zum Zusammenbau der HRIT Daten wird in Oldenburg eine Software der Firma VCS verwendet, welche auch die Empfangsanlage geliefert hat. (<http://www.vcs.de>)
- [31] F.M. Bréon, *Remote Sens. Environ.* **43**, 193-207 (1993)
- [32] Clark University (<http://www.clarklabs.org>)
- [33] Firma ESRI (<http://www.esri.com>)
- [34] persönliche Mitteilungen durch Lucien Wald (École des Mines de Paris) und Marion Schroedter-Homscheidt (DLR) (2004)
- [35] persönliche Mitteilungen durch Lucien Wald (École des Mines de Paris) (2004)
- [36] P. Minnis, D. F. Young, S. Sun-Mack, Q. Z. Trepte, Y. Chen, R. R. Brown, S. Gibson, P. W. Heck: Diurnal, seasonal, and interannual variations of cloud properties derived for CERES from imager data. *13th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography* (P6.10), 22. September 2004
- [37] Heliosat-3 Projekt der Europäischen Union: Vertragsnummer: NNK5-CT-2000-00322; Projektnummer: NNE5-2000-00413
(<http://www.heliosat3.de>)
- [38] Mayer, B. and Kylling, A., Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations description and examples of use, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* **5**, 1319-1381 (2005)

- [39] Kato, S., Ackermann, T. P., Mather, J. H., Clothiaux, E. E.: The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* **62**, 109-121 (1999)
- [40] siehe zum Beispiel: G. E. Thomas, K. Stamnes: Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean, *Cambridge Atmospheric and Space Science Series*, 281 ff. (1999)
- [41] D. Dumortier: IDMP-Pyranometer in Vaulx-en-Velin: CM 6
(<http://idmp.entpe.fr>)
- [42] siehe zum Beispiel: Mishchenko, M. I., I. V. Geogdzhayev, B. Cairns, W. B. Rossow, and A. A. Lacis: Aerosol retrievals over the ocean by use of channels 1 and 2 AVHRR data: sensitivity analysis and preliminary results, *Appl. Opt.* **38**, 7325-7341 (1999)
- [43] siehe zum Beispiel: Randel, D.L., T.H. Vonder Haar, M.A. Ringerud, G.L. Stephens, T.J. Greenwald, and C.L. Combs: A New Global Water Vapor Dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 1233-1246 (1996)
- [44] persönliche Mitteilungen durch E. Lorenz (EHF/Universität Oldenburg)
- [45] Schroedter-Homscheidt, M., Drews, A.: Total water vapor column retrieval from MSG-SEVIRI split window measurements exploiting the daily cycle of land surface temperature, (eingereicht bei *Remote Sensing of Environment* in 11/2005.)
- [46] Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer: SBDART
(www.crseo.ucsb.edu/esrg/pauls_dir)
- [47] siehe zum Beispiel: I. Sokolik, Lecture 8: Properties of Atmospheric Aerosols and Clouds.
(<http://irina.eas.gatech.edu/>)
- [48] siehe zum Beispiel: M.L. Salby: Atmospheric Physics, *International Geophysics Series* **61**, 201 ff.(1996)
- [49] siehe zum Beispiel: I. Sokolik, Lecture 7: Absorption / Emission by atmospheric gases.
(<http://irina.eas.gatech.edu/>)
- [50] siehe zum Beispiel: K.N.Liou: Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere, *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* **20** , 180 (1992)
- [51] K. Levenberg: A method for the solution of certain non-linear problems in least squares, *Quarterly of Applied Mathematics* **2**, 164-168 (1944)
D.W. Marquardt: An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters, *SIAM J. Appl. Math.* **11**, 431-441 (1963)

- [52] Schroedter-Homscheidt, M., Bugliaro, L., Erbertseder, L., Gesell, G., Holzer-Popp, T.: Atmospheric parameter retrieval *Heliosat-3 Projektberichte D9.1 bis D9.4*, DLR, 31-05-2004.
- [53] C.M.R. Platt, D.W. Reynolds, N.L. Abshire: Satellite and Lidar observations of the albedo, emittance and optical depth of Cirrus compared to model calculations. *Mon. Wea. Rev.* **108** , 195-204 (1980)
- [54] *neuere Quelle*: K. T. Kriebel, G. Gesell, M. Kästner, H. Mannstein: The cloud analysis tool APOLLO: Improvements and Validation, erste Version gesandt an *Int. J. Rem. Sens.* (2001)
- [55] persönliches Mitteilungen durch Annette Hammer (EHF/Universität Oldenburg) (2005)
- [56] A. Hammer, D. Heinemann, C. Hoyer, E. Lorenz: Treatment of errors in METEOSAT derived cloud index images due to partial sensor failures or satellite displacements. *Fourth SoDa meeting report*, Lyon (6/2001)
- [57] J. W. Spencer: Fourier series representation of the position of the sun, *Search* **2**, 172 (1971)
- [58] Quelle: http://en.wikipedia.org/wiki/Normal_distribution
- [59] D. Hou, E. Kalnay, K.K. Droegemeier: Objektive Verification of the SAMEX '98 Ensemble Forecasts, *Mon. Wea. Rev.* 73-91 (1/2001)
- [60] siehe zum Beispiel: C.D. Schönwiese: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, 3. Auflage, 80 (2000)
- [61] persönliche Mitteilungen durch Hans-Georg Beyer (Hochschule Magdeburg-Stendal (FH)) (2006),
siehe auch SWERA-Projekt (<http://swera.unep.net/swera/>)
- [62] persönliches Mitteilungen durch Jethro Betcke (EHF/Universität Oldenburg) (2005)
- [63] WMO 1986: Atmospheric Ozone: Assessment of Our Understanding of the Processes Controlling Its Present Distribution and Change. *Report 16, World Meteorological Organization*, Global Ozone Research and Monitoring Project, NASA, Washington, DC.
- [64] R. C. Willson, H. S. Hudson, C. Fröhlich, R. W. Brusa: Long-term downward trend in total solar irradiance. *Science* **234**, 1114-1117 (1986)

Lebenslauf

Rolf Kuhlemann (Dipl. Phys. LL.M.)
geboren am 6.9.1967 in Osnabrück, Deutschland

Schulbildung:

- 1973-1979 Grundschule + Orientierungsstufe Belm (Osnabrück)
- 1979-1987 Hindenburgschule Oldenburg (heute Herbartgymnasium)
- 1987 Abitur

Studium:

- 1989-1995 Physik, Technische Universität Berlin
- 11/1995 Diplom in Physik
Diplomarbeit am *Fritz-Haber-Institut* der *Max-Planck-Gesellschaft* zum Thema:

Wechselwirkung von C_{60} mit molekularem Sauerstoff O_2

- 1996-1998 Gewerblicher Rechtsschutz, Humboldt-Universität Berlin
- 7/1998 Magister in Gewerblichem Rechtsschutz
Magisterarbeit an der Humboldt-Universität zum Thema:

Ausgewählte Aspekt des Patent- und Sortenschutzrechts in Bezug auf den internationalen Schutz von Pflanzen und genetisch transformierten Pflanzen.

Promotion:

- seit 2001 Promotion in der Abteilung Energie- und Halbleiterforschung (Bereich Energiemeteorologie) an der Carl-von-Ossietzky Universität Oldenburg

Danksagung

Ich möchte mich ganz herzlich bei allen bedanken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Vielen Dank an Detlev Heinemann, der diese Arbeit betreut und mich mit Vorschlägen und Ideen bei der Strukturierung der Arbeit unterstützt hat.

Bei Jürgen Parisi möchte ich mich dafür bedanken, daß er diese Arbeit ermöglicht und mir Anregungen und Korrekturvorschläge zur Gestaltung der Arbeit gegeben hat.

Mein besonderer Dank gilt Annette Hammer, die mich bei der Einarbeitung in das Gebiet des Strahlungstransports und bei der Interpretation von Ergebnissen unterstützt hat, ohne die die programmtechnische Umsetzung vieler Ideen nicht möglich gewesen wäre, sowie für viele Korrekturvorschläge in Bezug auf die Gestaltung dieser Arbeit.

Dank auch Richard Müller, der mir bei der Einarbeitung und im Umgang mit computergestützten Strahlungstransportsimulationen geholfen hat.

Anja Drews und Jethro Betcke sei gedankt für viele Gespräche über dies und jenes im Zusammenhang mit dem Thema dieser Arbeit und “drumrum”. Die für das Gelingen dieser Arbeit nötige Geolokation wäre ohne Anja Drews Unterstützung wesentlich schwieriger geworden. Die Bereitstellung von Berechnungen für den wolkenfreien Fall durch Jethro Betcke war ebenfalls sehr hilfreich.

Elke Lorenz und Sybille Petrak sei Dank für viele hilfreiche Anmerkungen über die Eigentümlichkeiten des Heliosat-Verfahrens, Sybille Petrak außerdem für hilfreiche Korrekturvorschläge und Elke Lorenz insbesondere für die Unterstützung bei der Validierung mit Bodendaten.

Bei Hans-Georg Beyer möchte ich mich für die Unterstützung bei der Beurteilung und Behandlung von Fehlern bedanken.

Schließlich möchte ich mich auch bei meinen Kollegen Hans Holtorf, Holger Koch, Michael Golba und Stephan Block für viele wichtige und unwichtige Kommentare zu verschiedensten Themen bedanken, die erheblich dazu beigetragen haben, sich in der EHF wohl zu fühlen.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, daß ich die vorliegende Dissertation selbstständig verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe.

Oldenburg, den 22.9.2006

Rolf Kuhlemann