

**Deutsches Zentrum  
für Luft- und Raumfahrt e. V.**

Forschungsbericht 2006-13

Langzeitvariabilität der  
globalen und direkten Solarstrahlung  
für Solarenergieanwendungen

Sina Lohmann

Institut für Physik der Atmosphäre  
Oberpfaffenhofen

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

138 Seiten  
74 Bilder  
37 Tabellen  
132 Literaturstellen



**DLR**

**Deutsches Zentrum  
für Luft- und Raumfahrt e.V.**  
in der Helmholtz-Gemeinschaft

Gutachter der Dissertation

Erster Gutachter: Prof. Dr. Ulrich Schumann  
Zweiter Gutachter: Prof. Dr. Susanne Crewell

Tag der Abgabe: 14.06.2006  
Tag der Disputation: 26.07.2006

# **Langzeitvariabilität der globalen und direkten Solarstrahlung für Solarenergieanwendungen**

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

Sina Lohmann

DLR Oberpfaffenhofen  
Institut für Physik der Atmosphäre  
D-82234 Weßling

Juni 2006

*Strahlungstransfer, Globalstrahlung, Direktnormalstrahlung, Langzeitvariabilität, Solarenergie*  
**Langzeitvariabilität der globalen und direkten Solarstrahlung für Solarenergieanwendungen**

Kurzzusammenfassung

Die Solarenergie nimmt eine führende Rolle unter den erneuerbaren Energiequellen ein. Für die Planungsphase neuer Solarkraftwerke wurde im Rahmen dieser Arbeit der ISIS-Datensatz erstellt (*Irradiance at the Surface derived from ISCCP cloud data*), der zum ersten Mal sowohl Global- als auch Direktnormalstrahlung enthält und daher bei der Planung aller Typen von Solarkraftwerken anwendbar ist. ISIS besteht aus dreistündigen Werten der jeweiligen Strahlungsflussdichten über den Zeitraum von 21 Jahren (1984-2004), die anhand der in dieser Arbeit entwickelten Methode aus den Wolkendaten des *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) durch eindimensionale Strahlungstransferrechnungen abgeleitet wurden. Anhand des ISIS-Datensatzes wurde die Langzeitvariabilität der Global- und Direktnormalstrahlung untersucht. Die Globalstrahlung einer 280 km x 280 km großen ISIS-Gitterbox variiert von Jahr zu Jahr im Mittel um 3%, die Variabilität der Direktnormalstrahlung ist mit 7% mehr als doppelt so hoch. Vulkanausbrüche führen in der Direktnormalstrahlung zu einer Verringerung der Jahresmittelwerte von 19% im globalen Mittel, der Einfluss auf die Jahresmittelwerte der Globalstrahlung ist mit 3% dagegen wesentlich geringer. Während die Globalstrahlung innerhalb des untersuchten Zeitraums im globalen Mittel keinen Trend zeigt, nimmt die Direktnormalstrahlung im Mittel um 0.63% pro Jahr zu. Als Ursache für die Trends konnte stratosphärisches Aerosol sowie Veränderungen im Bedeckungsgrad und der optischen Dicke der Wolken identifiziert werden.

*Radiative transfer, global irradiance, direct normal irradiance, long-term variability, solar energy*

**Long-term variability of global and direct solar irradiance for solar energy applications**

Short abstract

Solar energy takes a leading role amongst renewable energies. For the planning of new solar power plants the ISIS data set (*Irradiance at the Surface derived from ISCCP cloud data*) has been generated in this study. For the first time a data set contains global and direct normal irradiance and is therefore applicable for all kinds of solar power plants. The ISIS data set consists of 21 years of three-hourly irradiances (1984-2004), which have been derived from *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) cloud data with the method that has been developed for this study. On the basis of the ISIS data set long-term variability of global and direct normal irradiance has been investigated. The average year to year variability of global irradiance within an ISIS grid box of 280 km x 280 km is 3%, the variability of direct normal irradiance of 7% is more than twice as high. Through volcano eruptions yearly averages of direct normal irradiance are reduced by 19% on average, yearly averages of global irradiance are only reduced by 3%. Global irradiance shows no trend within the analysed time span, but direct normal irradiance increases on average by 0.63% per year. As cause of these trends stratospheric aerosol and changes in cloud amount and optical thickness of clouds could be identified.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Kurzfassung</b>	<b>vii</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Grundlagen</b>	<b>5</b>
2.1 Definition der Strahlungsgrößen . . . . .	5
2.2 Wechselwirkung zwischen Strahlung und Materie . . . . .	6
2.2.1 Streuung . . . . .	7
2.2.2 Absorption und Emission . . . . .	8
2.3 Wolken . . . . .	9
2.4 Aerosol . . . . .	11
2.5 Das solare Spektrum . . . . .	12
2.6 Variabilität der Atmosphäre . . . . .	16
<b>3 Methode</b>	<b>19</b>
3.1 Berechnung des Strahlungstransfers . . . . .	19
3.1.1 Lösung der Strahlungstransfergleichung . . . . .	19
3.1.2 Absorption der atmosphärischen Gase . . . . .	21
3.1.3 Parametrisierung der Wolkeneigenschaften . . . . .	22
3.2 Eigenschaften der Atmosphäre . . . . .	23
3.2.1 Wolken . . . . .	23
3.2.2 Ozon, Wasserdampf und Bodenalbedo . . . . .	31
3.2.3 Atmosphärenprofile . . . . .	32
3.2.4 Troposphärisches Aerosol . . . . .	33
3.2.5 Stratosphärisches Aerosol . . . . .	34
3.3 Ablauf der Strahlungstransferrechnungen . . . . .	34
3.3.1 Vorbereitung der Datensätze . . . . .	34
3.3.2 Die libRadtran-Bibliothek . . . . .	36
3.3.3 Sensitivitätsstudien . . . . .	37
3.3.4 Berechnung des Strahlungstransfers . . . . .	40

3.3.5	Der ISIS-Datensatz . . . . .	41
<b>4</b>	<b>Validierung</b>	<b>43</b>
4.1	Vergleich mit gemessener Solarstrahlung . . . . .	43
4.1.1	Vergleich der Monatsmittelwerte der Solarstrahlung . . . . .	48
4.2	Räumliche Variabilität der Solarstrahlung . . . . .	56
4.2.1	Vergleich von Messungen mehrerer Stationen . . . . .	56
4.2.2	Erhöhung der Auflösung der Aerosol-Daten . . . . .	62
4.2.3	Erhöhung der Auflösung der Wolkendaten . . . . .	66
4.3	Zusammenfassung und Diskussion der Validierungsergebnisse . . . . .	69
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>73</b>
5.1	Mittelwerte der Solarstrahlung . . . . .	73
5.1.1	Mittelwerte der Globalstrahlung . . . . .	73
5.1.2	Mittelwerte der Direktnormalstrahlung . . . . .	76
5.1.3	Diskussion der Mittelwerte . . . . .	80
5.2	Interannuale Variabilität der Solarstrahlung . . . . .	83
5.3	Einfluss von Vulkanausbrüchen auf die Solarstrahlung . . . . .	86
5.4	Langfristige Variabilität der Solarstrahlung . . . . .	89
5.4.1	Trends der Solarstrahlung . . . . .	89
5.4.2	Ursachen der Trends . . . . .	93
5.4.3	Diskussion der Trends . . . . .	102
5.4.4	Globalstrahlung aus Re-Analysen und Klimamodellen . . . . .	104
	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>111</b>
	<b>Anhang</b>	<b>115</b>
A1	Die Zwei-Strom-Methode . . . . .	115
A2	Die Chapman-Funktion . . . . .	117
A3	Die Methode der k-Verteilung . . . . .	118
A4	Satelliten in ISCCP . . . . .	120
A5	Korrelation und Signifikanz . . . . .	122
A6	Bodenstationen zur Validierung des ISIS-Datensatzes . . . . .	123
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>135</b>

# Abkürzungsverzeichnis

<b>AERONET</b>	<b>A</b> erosol <b>R</b> obotic <b>N</b> ETwork
<b>AOD</b>	Aerosol <b>O</b> ptische <b>D</b> icke
<b>APOLLO</b>	<b>A</b> VHRR <b>P</b> rocessing scheme <b>O</b> ver <b>c</b> LOUDs, <b>L</b> and and <b>O</b> cean
<b>AVHRR</b>	<b>A</b> dvanced <b>V</b> ery <b>H</b> igh <b>R</b> esolution <b>R</b> adiometer
<b>BSRN</b>	<b>B</b> aseline <b>S</b> urface <b>R</b> adiation <b>N</b> etwork
<b>CERES</b>	<b>C</b> louds and the <b>E</b> arth's <b>R</b> adiant <b>E</b> nergy <b>S</b> ystem
<b>DHI</b>	<b>D</b> iffuse <b>H</b> emispherical <b>I</b> rradiance
<b>DLR</b>	<b>D</b> eutsches Zentrum für <b>L</b> uft- und <b>R</b> aumfahrt
<b>DNI</b>	<b>D</b> irect <b>N</b> ormal <b>I</b> rradiance
<b>DU</b>	<b>D</b> obson <b>U</b> nits
<b>DWD</b>	<b>D</b> eutscher <b>W</b> etter <b>D</b> ienst
<b>ECC</b>	<b>E</b> uropean <b>C</b> loud <b>C</b> limatology
<b>ECHAM</b>	<b>E</b> CMWF model, <b>H</b> AMburg version
<b>ECMWF</b>	<b>E</b> uropean <b>C</b> entre for <b>M</b> edium-Range <b>W</b> eather <b>F</b> orecasts
<b>ERBE</b>	<b>E</b> arth <b>R</b> adiation <b>B</b> udget <b>E</b> xperiment
<b>GADS</b>	<b>G</b> lobal <b>A</b> erosol <b>D</b> ata <b>S</b> et
<b>GAW</b>	<b>G</b> lobal <b>A</b> tmosphere <b>W</b> atch
<b>GCM</b>	<b>G</b> eneral <b>C</b> irculation <b>M</b> odel
<b>GEBA</b>	<b>G</b> lobal <b>E</b> nergy <b>B</b> alance <b>A</b> rchive
<b>GEWEX</b>	<b>G</b> lobal <b>E</b> nergy and <b>W</b> ater <b>C</b> ycle <b>E</b> Xperiment
<b>GHI</b>	<b>G</b> lobal <b>H</b> emispherical <b>I</b> rradiance
<b>GISS</b>	<b>G</b> oddard <b>I</b> nstitute for <b>S</b> pace <b>S</b> tudies
<b>GMS</b>	<b>G</b> eostationary <b>M</b> eteorological <b>S</b> atellite
<b>GMT</b>	<b>G</b> reenwich <b>M</b> ean <b>T</b> ime
<b>GOCART</b>	<b>G</b> orgia <b>T</b> ech/ <b>G</b> oddard <b>G</b> lobal <b>O</b> zone <b>C</b> hemistry <b>A</b> erosol <b>R</b> adiation <b>T</b> ransport <b>M</b> odel
<b>GOES</b>	<b>G</b> eostationary <b>O</b> perational <b>E</b> nvironmental <b>S</b> atellite
<b>GSFC</b>	<b>G</b> oddard <b>S</b> pace <b>F</b> light <b>C</b> enter
<b>IPCC</b>	<b>I</b> ntergovernmental <b>P</b> anel on <b>C</b> limate <b>C</b> hange
<b>IR</b>	<b>I</b> nfra- <b>R</b> ot
<b>ISCCP</b>	<b>I</b> nternational <b>S</b> atellite <b>C</b> loud <b>C</b> limatology <b>P</b> roject
<b>ISIS</b>	<b>I</b> rradiance at the <b>S</b> urface derived from <b>ISCCP</b> cloud data (auch: DLR-ISIS)
<b>ISE</b>	<b>F</b> raunhofer- <b>I</b> nstitut für <b>S</b> olare <b>E</b> nergiesysteme
<b>libRadtran</b>	<b>l</b> ibrary for <b>R</b> adiative <b>t</b> ransfer
<b>MB</b>	<b>M</b> ean <b>B</b> ias

<b>MODIS</b>	<b>MOD</b> erate-Resolution <b>I</b> maging <b>S</b> pectroradiometer
<b>NASA</b>	<b>N</b> ational <b>A</b> eronautics and <b>S</b> pace <b>A</b> dministration
<b>NCAR</b>	<b>N</b> ational <b>C</b> enter for <b>A</b> tmospheric <b>R</b> esearch
<b>NESDIS</b>	<b>N</b> ational <b>E</b> nvironmental <b>S</b> atellite, <b>D</b> ata, and <b>I</b> nformation <b>S</b> ervice
<b>NN</b>	<b>N</b> ormal <b>N</b> ull (Meeresspiegelniveau)
<b>NOAA</b>	<b>N</b> ational <b>O</b> ceanic and <b>A</b> tmospheric <b>A</b> dministration
<b>NREL</b>	<b>N</b> ational <b>R</b> enewable <b>E</b> nergy <b>L</b> aboratory
<b>OPAC</b>	<b>O</b> ptical <b>P</b> roperties of <b>A</b> erosols and <b>C</b> louds
<b>RMSD</b>	<b>R</b> oot <b>M</b> ean <b>S</b> quare <b>D</b> eviation
<b>ScaRaB</b>	<b>S</b> canner for <b>R</b> adiation <b>B</b> udget instrument
<b>SAGE</b>	<b>S</b> tratospheric <b>A</b> erosol and <b>G</b> as <b>E</b> xperiment
<b>SAM</b>	<b>S</b> tratospheric <b>A</b> erosol <b>M</b> easurement
<b>SKAL-ET</b>	Hoch <b>SKAL</b> ierung der <b>E</b> uro <b>T</b> rough <b>T</b> echnologie
<b>SWERA</b>	<b>S</b> olar and <b>W</b> ind <b>E</b> nergy <b>R</b> esource <b>A</b> ssessment
<b>SYNOP</b>	Surface <b>SYNO</b> Ptic Observations
<b>TIROS</b>	<b>T</b> elevision <b>I</b> nfra <b>R</b> ed <b>O</b> bservation <b>S</b> atellite
<b>TOMS</b>	<b>T</b> otal <b>O</b> zone <b>M</b> apping <b>S</b> pectrometer
<b>TOVS</b>	<b>TIROS</b> <b>O</b> perational <b>V</b> ertical <b>S</b> ounder
<b>UTC</b>	<b>C</b> oordinated <b>U</b> niversal <b>T</b> ime
<b>UV</b>	<b>U</b> ltra- <b>V</b> iolett
<b>WBFB</b>	<b>W</b> eltraum <b>B</b> au <b>F</b> ahrzeug
<b>WCRP</b>	<b>W</b> orld <b>C</b> limate <b>R</b> esearch <b>P</b> rogramme
<b>WMO</b>	<b>W</b> orld <b>M</b> eteorological <b>O</b> rganization
<b>WRDC</b>	<b>W</b> orld <b>R</b> adiation <b>D</b> ata <b>C</b> enter

# Kurzfassung

Die Bedeutung von erneuerbaren Energiequellen und insbesondere der Solarenergie wird vor dem Hintergrund steigender Erdölpreise und eines anhaltenden Treibhauseffektes zunehmend größer. Im Rahmen dieser Arbeit wurde daher zum ersten Mal ein Datensatz erstellt, der sowohl Globalstrahlung als auch Direktnormalstrahlung auf globalem Maßstab bereitstellt und somit die Abschätzung sowohl der mittleren Bestrahlungsstärke als auch der Langzeitvariabilität von Global- und Direktnormalstrahlung für Solarenergieanwendungen ermöglicht.

Zur Erstellung des Datensatzes wurde in dieser Arbeit ein Verfahren entwickelt, das basierend auf den Wolkendaten des *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) anhand von detaillierten, eindimensionalen Strahlungstransferrechnungen Global- und Direktnormalstrahlung auf der Erdoberfläche berechnet. Die Ergebnisse stehen in Form von dreistündigen Strahlungsflussdichten der Global- und Direktnormalstrahlung in einer räumlichen Auflösung von 280 km x 280 km für 21 Jahre von 1984 bis 2004 bereit und erhielten die Bezeichnung ISIS (*Irradiance at the Surface derived from ISCCP cloud data*).

Im Vergleich mit Messungen von 89 Bodenstationen liegen die Monatsmittelwerte der ISIS-Globalstrahlung im Mittel um +3% über den gemessenen Werten. Die Direktnormalstrahlung des ISIS-Datensatzes ist dagegen im Mittel um -3% kleiner als die gemessene Strahlungsflussdichte. Die jahresgangbereinigten Korrelationskoeffizienten für Monatsmittelwerte betragen 0.64 für die Globalstrahlung und 0.63 für die Direktnormalstrahlung.

Die Globalstrahlung einer ISIS-Gitterbox variiert von Jahr zu Jahr im Mittel um 3%. In der Direktnormalstrahlung weichen die Strahlungsflussdichten aufeinander folgender Jahre dagegen im Mittel um 7% voneinander ab. Um aus einer Messung einen Mittelwert zu erhalten, der maximal um  $\pm 5\%$  vom langjährigen Mittelwert abweicht, muss in der Globalstrahlung über mindestens drei Jahre gemessen werden. Aufgrund der stärkeren Variabilität der Direktnormalstrahlung erhöht sich die Mindestlänge der Messung auf 12 Jahre.

Der Vergleich der Ergebnisse aus zwei Modellläufen mit und ohne die Einbeziehung des stratosphärischen Aerosols zeigt mittlere Rückgänge der Monatsmittelwerte der Direktnormalstrahlung von 35%. Die Jahrsmittelwerte aus den ISIS-Ergebnissen mit vulkanischem Aerosol liegen im Mittel um 19% unter den Ergebnissen ohne vulkanischem Aerosol. Monatsmittel der Globalstrahlung wurden durch stratosphärisches Aerosol im Mittel um 5% vermindert, Jahresmittel um 3%.

Die Direktnormalstrahlung des ISIS-Datensatzes zeigt innerhalb des untersuchten Zeitraums für die Mehrheit der Gitterboxen signifikante, ansteigende Trends. Im globalen Mittel nimmt die Strahlungsflussdichte um 0.63% pro Jahr zu. Die Globalstrahlung bleibt im globalen Mittel konstant. Die Trends werden teilweise durch Veränderungen der optischen Dicke des stratosphärischen Aerosols durch die Ausbrüche des El Chichon und des Pinatubo verursacht. Die

Strahlungsflussdichte der Direktnormalstrahlung steigt aber auch in den ISIS-Ergebnissen ohne die Berücksichtigung des stratosphärischen Aerosols im globalen Mittel um 0.36% pro Jahr an. Die verbleibenden Trends in den Zeitreihen der Direktnormalstrahlung konnten auf Veränderungen im Bedeckungsgrad und der optischen Dicke der Wolken zurückgeführt werden.

Zur Abschätzung von Trends der Globalstrahlung über den in ISIS betrachteten Zeitraum hinaus wurden die Zeitreihen der ECMWF Re-Analyse ERA40 und eines transienten Laufs des Klimamodells ECHAM4 untersucht. Für beide Datensätze ergaben stichprobenartige Vergleiche mit gemessener Globalstrahlung jedoch keine Übereinstimmung mit beobachteten Trends. Von einer weiterführenden Untersuchung der Globalstrahlung auf dieser Datenbasis wurde daher abgesehen.

# Kapitel 1

## Einleitung

Vor dem Hintergrund des anhaltenden Treibhauseffektes und einer sich zuspitzenden Erdölknappheit werden umweltfreundliche, erneuerbare Energiequellen zunehmend wichtiger. Eine führende Rolle nimmt die Solarenergie ein, die aufgrund verschiedener verfügbarer Technologien vielfältig einsetzbar ist. Kleinere Solaranlagen produzieren Strom und Warmwasser für einzelne Haushalte, große Solarkraftwerke liefern einen wertvollen Beitrag zur nachhaltigen Gesamtenergieversorgung. Zur Bestimmung von günstigen Standorten für solche Großanlagen werden Informationen über die mittlere Bestrahlungsstärke der Sonne ebenso benötigt wie Untersuchungen der zeitlichen Variabilität derselben. Ziel der vorliegenden Arbeit ist daher, einen Datensatz der Solarstrahlung zu erstellen, der es ermöglicht, die zukünftigen Erträge von Solarkraftwerken auch für entlegene Regionen der Erde abzuschätzen. Die mittleren Schwankungen der Bestrahlungsstärke von Jahr zu Jahr müssen aus diesem Datensatz ebenso hervorgehen wie die Auswirkungen von Extremereignissen. Da die Laufzeit von Kraftwerken mehrere Jahrzehnte beträgt, sind auch die langfristigen Veränderungen der solaren Ressource Gegenstand dieser Arbeit.

Photovoltaische Anlagen nutzen die von der Sonne kommende Globalstrahlung zur Stromerzeugung anhand von Solarzellen. Die Globalstrahlung umfasst die gesamte Strahlung, die den Erdboden erreicht. Sie setzt sich zusammen aus der aus Richtung der Sonne kommenden Direktstrahlung und der in der Atmosphäre gestreuten, aus allen Richtungen auftreffenden Diffusstrahlung. Die Photovoltaik ist daher nicht von direkter Sonneneinstrahlung abhängig. Sie kann auch an Standorten eingesetzt werden, die häufig bewölkt sind und daher einen hohen Anteil an Diffusstrahlung aufweisen. Die Solarzellen in neueren Anlagen werden der Sonne nachgeführt, um die verfügbare Strahlung maximal ausnutzen zu können. Zur Modellierung von Kraftwerkserträgen wird daher die Summe aus der Diffusstrahlung und der Direktstrahlung auf einer Fläche senkrecht zur Sonne, der sogenannten Direktnormalstrahlung, benötigt.

Konzentrierende solarthermische Kraftwerke verwenden die direkte Komponente der Solarstrahlung. Durch Parabolspiegel wird die einfallende Strahlung auf ein Absorberrohr konzentriert (Abbildung 1.1) und die darin fließende synthetische Flüssigkeit auf etwa 400°C erhitzt. Über herkömmliche Wärmetauscher wird aus der aufgenommenen Energie Dampf erzeugt. Die Stromerzeugung erfolgt durch den Antrieb konventioneller Turbinen. Auch die Parabolspiegel dieser Technik werden der Sonne nachgeführt. Die zur Kraftwerksmodellierung benötigte Strahlungsgröße ist daher die Direktnormalstrahlung. Solarthermische Kraftwerke erzielen die höchsten Erträge unter wolkenlosen Bedingungen. Die möglichen Standorte sind

auf aride Regionen beschränkt. Dieser Nachteil wird durch den höheren Wirkungsgrad kompensiert, der mit dieser Technik erzielt wird. Bisher sind erst neun Parabolrinnenkraftwerke in Kalifornien installiert. Diese liefern jedoch bereits etwa die Hälfte des weltweit erzeugten Solarstroms.



Abbildung 1.1: Parabolspiegel eines konzentrierenden solarthermischen Kraftwerks in Spanien (Quelle: SKAL-ET)

Zur Auswahl geeigneter Standorte für Solarkraftwerke werden Kraftwerkssimulationen für ein typisches Jahr der solaren Einstrahlung durchgeführt (MEYER et al. 2004). Die Solarstrahlungsdaten stammen meist von Messstationen, die an geplanten Standorten aufgestellt werden. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sollen sowohl der Vorauswahl dieser Standorte dienen, als auch der Bestimmung der Repräsentativität der Messungen für den langjährigen Mittelwert der Bestrahlungsstärke. Kraftwerkssimulationen dienen jedoch nicht nur der Abschätzung des Ertrags eines Standortes, auch die benötigte Spiegelfläche für die geplante Leistung hängt von der mittleren Bestrahlungsstärke ab (QUASCHNING et al. 2002). Eine Überschätzung der Solarstrahlung führt beispielsweise dazu, dass zu wenig Parabolspiegel eines solarthermischen Kraftwerks installiert werden, um die anvisierte Endleistung zu erreichen. Bei einer Unterschätzung der Strahlung werden dagegen zu viele Spiegel aufgestellt, was sowohl die Baukosten des Solarkraftwerks als auch die benötigte Landfläche stark erhöht. Ungenaue Abschätzungen der zur Verfügung stehenden Solarstrahlung wirken sich somit nicht nur auf den modellierten Ertrag aus, sondern auch auf die Kostenabschätzung für den Bau des Solarkraftwerkes. Die Genauigkeit der Bestrahlungsstärken für die Kraftwerkssimulationen sollte daher im Bereich von  $\pm 5\%$  liegen.

Die Variabilität der Solarstrahlung auf der Erdoberfläche wurde bisher fast ausschließlich anhand der Messungen von Bodenstationen untersucht. Einzelne Messreihen der Solarstrahlung reichen bis in die Anfänge des 20. Jahrhunderts zurück, doch erst im Zuge des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/58 wurde ein weltweites Netzwerk von Messstationen installiert. Viele dieser Stationen liefern bis heute Daten, so dass die Variabilität der Strahlung über mehrere Jahrzehnte untersucht werden kann. Ihre geographische Verteilung ist jedoch im wesentlichen auf Europa, Nordamerika und Japan beschränkt. In den für Solarenergieanwendungen interessanten Wüstengebieten liegen kaum Messungen vor.

Die Mehrzahl der vorhandenen Stationen registriert ausschließlich Globalstrahlung. Bisherige Untersuchungen der Variabilität sind daher meist auf diese beschränkt. (OHMURA 1990) berichtete Ende der 1980er Jahre zum ersten Mal von einem anhaltenden Rückgang der Globalstrahlung, der kurze Zeit später anhand von Messungen in Europa (RUSSAK 1990, OHMURA und GILGEN 1991, LIEPERT et al. 1994), Asien (STANHILL und KALMA 1995, ABAKUMOVA et al. 1996) und schließlich an über 1500 Stationen weltweit bestätigt wurde (GILGEN et al.



1998). Zwischen 1960 und 1990 sanken die Werte zwischen 0.14% und 0.27% pro Jahr (GILGEN et al. 1998, LIEPERT 2002, STANHILL und COHEN 2001). Da es sich um eine Abnahme der Globalstrahlung handelte, wurde das Phänomen als *global dimming* (von engl. *to dim* = verdunkeln) bezeichnet. Die gemessenen Trends weisen eine starke räumliche Variabilität auf. An Stationen in stark bevölkerten Gebieten wurde zwischen 1960 und 1990 eine doppelt so hohe Abnahme der Globalstrahlung gemessen wie an Stationen in ländlichen Gegenden. In Äquatornähe wurde sogar ein durchgehend positiver Trend registriert (ALPERT et al. 2005). Transmissionsbestimmungen an abgelegenen astronomischen Observatorien in Chile und auf Hawaii zeigten keine signifikanten Trends (SCHWARTZ 2005).

Als Ursachen für den Rückgang der Globalstrahlung wurden Änderungen des Bedeckungsgrades (DUTTON et al. 1991, LIEPERT et al. 1994, ABAKUMOVA et al. 1996, LIEPERT 2002) und Variationen der optischen Dicke des Aerosols (ALPERT et al. 2005, STANHILL und IANETZ 1997, LIEPERT et al. 1994) identifiziert. Messungen zwischen 1990 und 2002 zeigten vor allem auf der Nordhalbkugel eine Erholung der Globalstrahlung (WILD et al. 2005). Diese wurde dem Rückgang der Aerosolbelastung aufgrund des Inkrafttretens von Gesetzen zur Regulierung der Luftverschmutzung zugeschrieben (WILD et al. 2005). Da Aerosolpartikel als Kondensationskeime für Wolkentröpfchen und Eiskristalle dienen können, schließen (WILD et al. 2005) auch eine Abnahme des Bedeckungsgrades als mögliche Ursache für die Erholung der Globalstrahlung nicht aus.

Direktstrahlungsmessungen sind bis auf wenige Ausnahmen erst seit der Einführung des *Baseline Surface Radiation Network* im Jahr 1992 (OHMURA et al. 1998) an 31 Stationen weltweit verfügbar. Untersuchungen zur Direktstrahlung wurden bisher nur vereinzelt durchgeführt. Während zwischen 1967 und 1989 ein Anstieg der Direktstrahlung in Hamburg beobachtet wurde (GRABBE und GRASSL 1994), zeigen Zeitreihen von 1960 bis 1995 in der ehemaligen Sowjetunion (ABAKUMOVA et al. 1996) und von 1961 bis 2000 in China (CHE et al. 2005) einen Rückgang der Direktstrahlung. Nach dem Ausbruch des Pinatubo im Juni 1992 wurde eine Reduktion der Direktstrahlung aufgrund des ausgeworfenen vulkanischen Aerosols zwischen 15% und 20% an mehreren Stationen auf der Nordhalbkugel beobachtet (MICHALSKY et al. 1994, ALADOS-ARBOLEDAS et al. 1997, OLMO et al. 1999). In Genf nahm die Direktstrahlung nach dem Vulkanausbruch unter wolkenlosen Bedingungen um 27% ab. Gleichzeitig wurde ein Anstieg der Diffusstrahlung um 47% gemessen. Die beiden Effekte löschten sich nahezu gegenseitig aus, so dass die Globalstrahlung kaum Variationen zeigte (MOLINEAUX und INEICHEN 1996).

Aus den bisherigen Untersuchungen geht hervor, dass die Messergebnisse einzelner Stationen stark voneinander abweichen können. Über die Bestrahlungsstärke zwischen den Stationen kann daher keine verlässliche Aussage gemacht werden. Aufgrund der ungleichmäßigen Verteilung über die Kontinente liefern die vorhandenen Stationen somit nur für ein sehr begrenztes Gebiet repräsentative Messdaten. Zur Abschätzung der Bestrahlungsstärke auch in entlegenen Regionen der Erde wird daher eine globalere Methode der Strahlungsmessung benötigt.

Die Anwendung in der Solarenergie ist jedoch nicht der einzige Grund, die globale Verteilung der Solarstrahlung zu bestimmen. Die Einstrahlung der Sonne spielt für die Entwicklung des Erdklimas eine entscheidende Rolle. Über 70% der Erdoberfläche sind von Ozeanen bedeckt und die Verdunstung über den Oberflächen ist eine treibende Kraft des Wasserkreislaufs der Erde. Die Ozeane sind aber bis auf wenige Messungen an Bord von Schiffen kaum erfasst. Messstationen an Land wiederum liegen häufig in der näheren Umgebung von Städten und sind daher wenig repräsentativ für entlegene Gebiete. Auch für die Klimamodellierung werden

daher globale Strahlungsdaten unabhängig von der Verteilung der Messstationen benötigt.

Die Beobachtungen meteorologischer Satelliten bieten eine annähernd lückenlose Abdeckung der gesamten Erde. Sie stellen daher einen guten Ausgangspunkt dar, um die globale Verteilung der Solarstrahlung zu bestimmen. Im Rahmen des *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) werden aus globalen Daten von meteorologischen Satelliten die Eigenschaften der Wolken abgeleitet (SCHIFFER und ROSSOW 1983). Die Wolkeninformationen des ISCCP bilden die Grundlage der meisten Globalstrahlungsdatensätze über Zeiträume von mehr als 10 Jahren, die heute verfügbar sind (ZHANG et al. 2004, PINKER et al. 2005). Die maximale Länge dieser Datensätze ist jedoch auf etwa 25 Jahre begrenzt, da vor 1980 nur sehr wenige Satelliten im Einsatz waren. Zur Untersuchung der Solarstrahlung vor Beginn der Satellitenmeteorologie können aber möglicherweise die Ergebnisse von Re-Analysen meteorologischer Messdaten oder Klimamodellen verwendet werden. Diese modellieren die Globalstrahlung für einen Zeitraum von etwa 50 Jahren und können auch für die Zeit des *global dimming* ausgewertet werden. Keiner der genannten Datensätze aus Satellitendaten oder Klimamodellen beinhaltet Direktstrahlung. (SCHILLINGS et al. 2004a) bestimmten anhand von Messungen der Meteosat-Satelliten die Direktstrahlung, bisher sind jedoch nur Ergebnisse für wenige Jahre verfügbar. Eine globale Abdeckung der Erde kann die Methode aufgrund des begrenzten Meteosat-Sichtfeldes nicht bereitstellen.

In dieser Arbeit soll diese Lücke geschlossen und ein Datensatz erstellt werden, der sowohl Global- als auch Direktnormalstrahlung in globaler Abdeckung bereitstellt. Die Länge der Zeitreihen muss eine repräsentative Abschätzung der Bestrahlungsstärke an Standorten von Solarkraftwerken ermöglichen und die typische Variabilität der Solarstrahlung erfassen. In Kapitel zwei der vorliegenden Arbeit wird dazu zunächst eine Einführung in die grundlegenden Wechselwirkungen zwischen der einfallenden Strahlung und der Atmosphäre gegeben. Das solare Spektrum wird erläutert und natürliche Schwankungen der Solarstrahlung aufgezeigt. Im dritten Kapitel wird die Methode zur Berechnung des gesuchten Datensatzes vorgestellt. Ausgehend von der Strahlungstransfergleichung wird die getroffene Wahl bezüglich des Lösungsalgorithmus der Strahlungstransfergleichung und der Parametrisierung der Absorption der Atmosphäre erläutert. Im Anschluss werden die verwendeten Datensätze der atmosphärischen Parameter ausführlich vorgestellt. Das vierte Kapitel befasst sich mit der Validierung der Ergebnisse. Monatsmittel der Global- und Direktnormalstrahlung werden mit einem umfangreichen Satz an Strahlungsmessungen von Bodenstationen verglichen. Auftretende Abweichungen werden analysiert und diskutiert. Im fünften Kapitel werden die Ergebnisse detailliert vorgestellt. Die Variabilität der Global- und Direktstrahlung wird bestimmt und der Einfluss von Vulkanausbrüchen evaluiert. Der Einfluss großräumiger Klimaphänomene wie der Nord-Atlantik-Oszillation oder der El-Niño-Südlichen-Oszillation wird untersucht. Eine Trendanalyse zur Bestimmung langfristiger Veränderungen der Global- und Direktstrahlung wird durchgeführt und die Ergebnisse diskutiert. Zum Abschluss wird die Globalstrahlung des erstellten Datensatzes mit der Globalstrahlung aus der ECMWF Re-Analyse ERA40 (UPPALA et al. 2005) und den Ergebnissen eines transienten Laufs des Klimamodells ECHAM4 (DAMERIS et al. 2005) verglichen. Die Eignung dieser Datensätze zur Bestimmung von Trends wird untersucht. Den Abschluss bildet eine Zusammenfassung der Arbeit sowie ein Ausblick auf mögliche anschließende Studien.

# Kapitel 2

## Grundlagen

Zu Beginn des Kapitels werden die für diese Arbeit benötigten Strahlungsgrößen definiert (Kapitel 2.1). Nach einer allgemeinen Betrachtung der Wechselwirkungen zwischen einfallender Solarstrahlung und der Atmosphäre (Kapitel 2.2) wird die Wirkungsweise von Wolken und Aerosol erläutert (Kapitel 2.3 und 2.4). Den Abschluss bildet eine genauere Betrachtung der Strahlung der Sonne (Kapitel 2.5) und eine Charakterisierung von großräumigen Zirkulationsmustern der Atmosphäre, die sich auf die Strahlung auf der Erdoberfläche auswirken können (Kapitel 2.6).

### 2.1 Definition der Strahlungsgrößen

Als Strahlungsfluss  $\Phi$  wird die elektromagnetische Strahlungsenergie  $dQ$  bezeichnet, die pro Zeiteinheit  $dt$  übertragen wird:

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad [W] \quad (2.1)$$

Die Strahlungsflussdichte  $F$  ist der Strahlungsfluss  $\Phi$ , der pro Zeiteinheit  $dt$  auf einer Einheitsfläche  $dA$  gemessen wird:

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

Die auftreffende Strahlungsflussdichte wird als Bestrahlungsstärke  $E$  bezeichnet, die von der Fläche  $dA$  ausgehende Strahlungsflussdichte ist die spezifische Ausstrahlung  $M$ . Das Verhältnis der Bestrahlungsstärke  $E$  zur spezifischen Ausstrahlung  $M$  beschreibt die Reflektivität einer Oberfläche. Sie wird als Albedo  $A$  bezeichnet.

$$A = \frac{E}{M} \quad 0 \leq A \leq 1 \quad (2.3)$$

Die Strahlungsflussdichte, die aus einem infinitesimalen Raumwinkel  $d\Omega = \sin\theta d\theta d\phi$  (Abbildung 2.1) auf eine Einheitsfläche  $dA$  trifft, ist definiert als Intensität oder Strahldichte  $L$ :

$$L = \frac{dQ}{dt \, dA \, \cos\theta \, d\Omega} \quad \left[ \frac{W}{m^2 \, sr} \right] \quad (2.4)$$

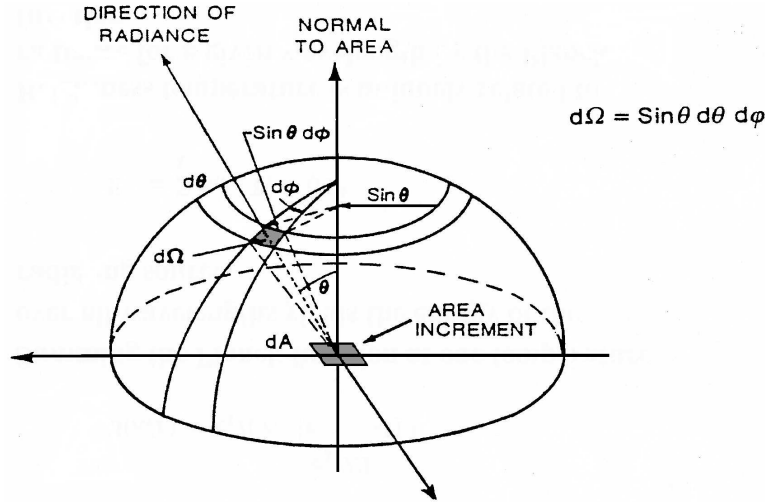


Abbildung 2.1: Strahlungsgeometrie und Raumwinkel  $d\Omega$  (aus MENZEL 2005).

mit dem Zenitwinkel  $\theta$  und dem Azimut  $\phi$ . Die Bestrahlungsstärke  $E$  erhält man damit aus

$$E = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} L(\theta, \phi) \cos \theta d\Omega \quad (2.5)$$

Ist die Strahldichte  $L$  richtungsunabhängig (isotrop), so ergibt sich  $E = \pi L$ .

## 2.2 Wechselwirkung zwischen Strahlung und Materie

Durchquert elektromagnetische Strahlung eine Schicht eines optisch aktiven Mediums, hängt die Art der auftretenden Wechselwirkung sowohl von der Wellenlänge der Strahlung als auch von der Struktur des Mediums ab. Streuung und Absorption vermindern die einfallende Strahldichte  $L_0$  entlang der Strecke  $ds$  durch das Medium. Sie werden unter dem Begriff Extinktion zusammengefasst:

$$dL \sim -L_0 ds \quad (2.6)$$

Die Proportionalitätskonstante ist der Extinktionskoeffizient  $k_e$ :

$$k_e = -\frac{dL}{L_0 ds} \quad \left[ \frac{1}{m} \right] \quad (2.7)$$

$k_e$  setzt sich zusammen aus dem Absorptionskoeffizienten  $k_a$  und dem Streukoeffizienten  $k_s$ :

$$k_e = k_a + k_s \quad (2.8)$$

Den Anteil der Streuung an der Extinktion gibt die Einfachstreueralbedo  $\omega$  an:

$$\omega = \frac{k_s}{k_e} \quad (2.9)$$

Aus der Integration von Gleichung 2.6 über eine endliche Strecke  $s$  im Medium ergibt sich das Beer-Lambert-Gesetz:

$$L = L_0 e^{-\tau_z} \quad \text{mit} \quad \tau_z = \int_0^z dz' k_e(z') \quad (2.10)$$

$\tau_z$  bezeichnet die optische Dicke des Mediums der Dicke  $z$ . Bei schrägem Einfall bewegt sich die Strahlung entlang  $ds = z/\mu$  mit  $\mu = \cos \theta$ . Für die optische Dicke  $\tau_s$  gilt daher  $\tau_s = \tau_z/\mu$ .

### 2.2.1 Streuung

Bei Streuung bleibt die Wellenlänge  $\lambda$  der einfallenden elektromagnetischen Strahlung unverändert, die Richtung der gestreuten Strahlung kann dagegen von der Einfallsrichtung abweichen. Der Winkel zwischen der Richtung der einfallenden und der gestreuten Strahlung wird als Streuwinkel  $\Theta$  bezeichnet. Ist  $\Theta < \pi/2$ , so spricht man von Vorwärtsstreuung, für  $\Theta > \pi/2$  dagegen von Rückwärtsstreuung. Der gemittelte Kosinus des Streuwinkels  $\Theta$  beschreibt den Grad der Asymmetrie der Verteilung der gestreuten Strahlung und wird daher als Asymmetrieparameter  $g$  bezeichnet. Für  $g = 0$  erfolgt die Streuung zu gleichen Teilen in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung,  $g = -1$  bedeutet vollständige Rückwärtsstreuung,  $g = 1$  vollständige Vorwärtsstreuung. Zur Beschreibung der Richtungsverteilung wird die Streu- oder Phasenfunktion  $p(\Theta)$  verwendet. Sie gibt die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines bestimmten Streuwinkels  $\Theta$  an. Die genaue Verteilung der gestreuten Strahlung hängt von Form, Größe und Brechungsindex des streuenden Teilchens sowie der Wellenlänge der einfallenden Strahlung ab. Anhand des Größenparameters  $\chi = 2\pi r/\lambda$  ( $r$ : Radius des streuenden Teilchens) lässt sich Streuung in drei Kategorien einteilen:

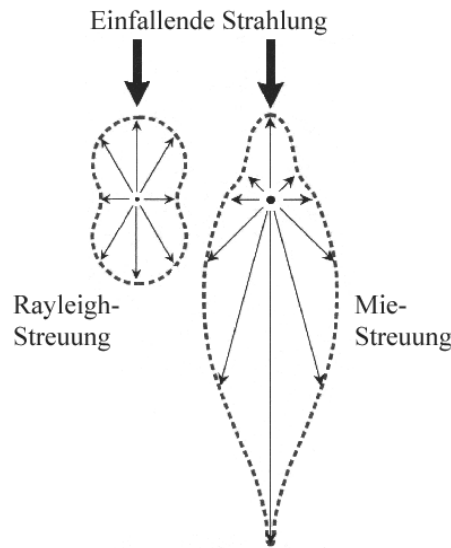


Abbildung 2.2: Winkelverteilung der gestreuten Strahlung bei Rayleigh- (links) und Mie-Streuung (rechts). Während bei Rayleigh-Streuung zu gleichen Teilen in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung gestreut wird, ist das Verhältnis bei der Mie-Streuung stark in die Vorwärtsrichtung verlagert (nach HÄCKEL 2005).

- $\chi < 0.1$ : **Rayleigh-Streuung**: Der Durchmesser des Teilchens ist klein gegenüber der Wellenlänge der einfallenden Strahlung. Die Streuung erfolgt zu gleichen Teilen in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung (Abbildung 2.2 links). Der Streuquerschnitt  $\sigma$  der Rayleigh-Streuung ist proportional zu  $\lambda^{-4}$ , kurzwellige Strahlung wird also stärker gestreut als langwellige. Rayleigh-Streuung des einfallenden Sonnenlichts an den Molekülen der Atmosphäre ist verantwortlich für die Blaufärbung des Himmels.
- $0.1 \leq \chi \leq 50$ : **Mie-Streuung**: Der Durchmesser der streuenden Teilchen entspricht in etwa der Wellenlänge der auftreffenden Strahlung. Für sphärische Teilchen beschrieb Gustav Mie die Verteilung der gestreuten Strahlung (MIE 1908). Mit zunehmender Größe des streuenden Teilchens wird die Intensität der gestreuten Strahlung mehr und mehr in Vorwärtsrichtung verlagert (Abbildung 2.2 rechts). Dabei werden alle Wellenlängen der Strahlung in etwa gleich stark gestreut. Aerosolpartikel führen aufgrund der Mie-Streuung zu einer milchigen Trübung der Atmosphäre.
- $\chi > 50$ : Das streuende Teilchen ist groß gegenüber der Wellenlänge der einfallenden Strahlung. Die Streuung kann mit den Regeln der **geometrischen Optik** für Beugung, Brechung und Reflexion beschrieben werden. Phänomene wie Regenbogen oder Halo können mit den Regeln der geometrischen Optik erklärt werden.

Die Rayleigh-Streuung ist unabhängig von der Form des streuenden Teilchens. Mit wachsendem Größenparameter  $\chi$  spielt diese jedoch eine wichtige Rolle für die Verteilung der gestreuten Strahlung. Zur Beschreibung der Streuverteilung muss das Grenzflächenproblem der auf ein Teilchen treffenden elektromagnetischen Welle gelöst werden. Für sphärische Wassertropfen ist die Lösung von Gustav Mie (MIE 1908) gültig. Für Eiskristalle gibt es jedoch keine allgemeine Lösung, da diese in ihrer Form und Größe sehr variabel sind (Kapitel 2.3). Die Verteilung der gestreuten Strahlung zur Beschreibung der optischen Eigenschaften von Eiswolken wird daher entweder für einzelne Kristallformen getrennt berechnet oder in Laborversuchen gemessen.

### 2.2.2 Absorption und Emission

Als Absorption bezeichnet man den Übergang eines Elektrons in der Hülle eines Atoms oder Moleküls auf ein höheres Energieniveau durch die Aufnahme der Energie eines auftreffenden Photons. Nach den Regeln der Quantenmechanik finden diese Übergänge nur bei festen Energiebeträgen und damit festen Wellenlängen der auftreffenden Strahlung statt. Fällt dagegen ein Elektron von einem höheren auf ein tieferes Energieniveau, wird ein Photon der Differenzenergie emittiert. Jedes Atom oder Molekül absorbiert und emittiert entsprechend des Aufbaus seiner Elektronenhülle bei charakteristischen Wellenlängen.

Das Absorptionsspektrum der Atmosphäre setzt sich aus den Beiträgen ihrer Bestandteile zusammen (2.3). Bei Wellenlängen unter 300 nm absorbiert stratosphärisches Ozon praktisch die gesamte Strahlung. Oberhalb von 2  $\mu\text{m}$  wird die solare Strahlung bis auf wenige sogenannte „atmosphärische Fenster“ vollständig von Wasserdampf absorbiert.

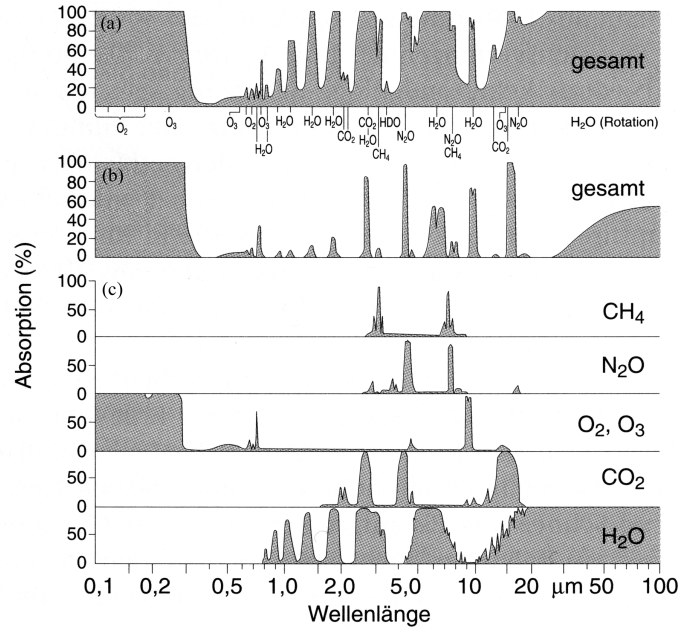


Abbildung 2.3: Oben: Absorption der atmosphärischen Spurengase auf Meeresspiegelniveau. Unten: Absorptionsbanden der wichtigsten atmosphärischen Gase (nach SCHÖNWIESE 2003).

## 2.3 Wolken

Wolken sind Ansammlungen von Wassertropfchen und/oder Eiskristallen verschiedener Größe, deren Masse so gering ist, dass sie nicht signifikant sedimentieren. Der Radius der Wassertropfchen in Wolken variiert typischerweise zwischen  $2 \mu\text{m}$  und  $15 \mu\text{m}$ . Ihre optischen Eigenschaften werden durch die Mie-Theorie beschrieben. Eiskristalle bilden sich abhängig von der Übersättigung und der Temperatur der Luft in sehr unterschiedlichen Strukturen (Abbildung 2.4). Aufgrund der vielfältigen Formen, die noch dazu häufig nicht bekannt sind, ist die Berechnung der optischen Eigenschaften von Eiswolken viel komplexer als bei Flüssigwasserwolken.

Sowohl Wasser- als auch Eiswolken enthalten meist eine mehr oder weniger breite Verteilung von flüssigen Tröpfchen oder Eiskristallen verschiedener Größe. Für ein einzelnes Wolkenpartikel zeigt die Streufunktion deutliche Strukturen und Resonanzen, die für die Größe des Teilchens charakteristisch sind. Bei der Mittelung über eine Verteilung von Tröpfchen oder Eiskristallen verschiedener Größe werden diese Strukturen geglättet. Für eine typische Verteilung von Wassertropfchen können die Einfachstreuungseigenschaften von Wasserwolken durch den Effektivradius  $r_{eff}$  beschrieben werden (HANSEN und TRAVIS 1974)

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} dr n(r)r^3}{\int_0^{\infty} dr n(r)r^2} \quad (2.11)$$

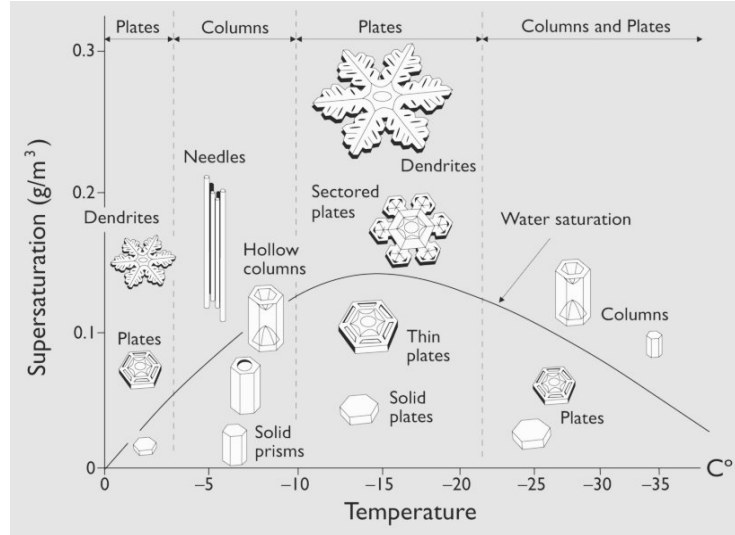


Abbildung 2.4: Unterschiedliche Eiskristallformen in Wolken in Abhängigkeit der Übersättigung der Luft (engl. *supersaturation*) und der Temperatur (Quelle: <http://www.snowcrystals.com>).

wobei  $r$  der Radius der Wolkenteilchen und  $n(r)$  die Häufigkeitsverteilung des Teilchens mit Radius  $r$  ist. Der Zähler ist proportional zum Flüssigwassergehalt (LWC von engl. *liquid water content*)

$$\text{LWC} = \frac{4}{3} \pi \rho_w \int_0^{\infty} r^3 n(r) dr \quad \left[ \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right] \quad (2.12)$$

wobei  $\rho_w$  die Dichte des Wassers ist. Der Flüssigwassergehalt beschreibt die Masse der Wolkentröpfchen pro Volumeneinheit. Aus dem Flüssig- bzw. Eiswassergehalt der Wolke und dem Effektivradius der Wolkenteilchen können die optischen Eigenschaften wie Extinktionskoeffizient, Einfachstreuabedo oder Asymmetrieparameter der Wolke bestimmt werden. Die genaue Form der Größenverteilung, ihre Breite oder Schiefe spielen dabei nur eine untergeordnete Rolle (HU und STAMNES 1993). Die optische Dicke einer Wolke der Höhe  $h$  ergibt sich mit dem Extinktionskoeffizienten  $k_e$  schließlich zu

$$\tau = \int_0^h \int_0^{\infty} k_e(r, h') n(r, h') dr dh' \quad (2.13)$$

Die genaue Verteilung der einzelnen Kristallformen in Eiswolken ist meist nicht bekannt. Zur Beschreibung der optischen Eigenschaften von Eiswolken wird daher meist auf Parametrisierungen zurückgegriffen die auf der Messung der optischen Eigenschaften einzelner Eiskristalle oder der exemplarischen Berechnung der Streuung für bestimmte Eiskristallformen basiert (Kapitel 3.1.3).



## 2.4 Aerosol

Als Aerosol bezeichnet man Suspensionen von flüssigen oder festen Teilchen in der Luft, mit Ausnahme von Wolkentröpfchen, Eispartikeln und Niederschlag. Beispiele für Aerosol sind Staub, Ruß, Seesalz oder Schwefelsäuretröpfchen. Da die Größe wesentlichen Einfluss auf das Streuverhalten hat, werden Aerosolpartikel häufig nach Größenklassen unterschieden. Gängig ist die Klassifizierung nach dem Radius  $r$  der Teilchen in vier Moden: Nukleationsmode ( $r < 0.005 \mu\text{m}$ ), Aitkenmode ( $0.005 \mu\text{m} \leq r \leq 0.05 \mu\text{m}$ ), Akkumulationsmode ( $0.05 \mu\text{m} \leq r \leq 0.5 \mu\text{m}$ ) und Grobpartikelmode ( $r > 0.5 \mu\text{m}$ ). Vor allem Aerosol der Akkumulations- und Grobpartikelmode ist durch Mie-Streuung des Sonnenlichtes verantwortlich für die Trübung der Atmosphäre.

Nach dem Auftreten in den verschiedenen Atmosphärenschichten wird Aerosol bis in eine Höhe von 10-15 km als troposphärisches Aerosol bezeichnet, darüber bis etwa 20 km als stratosphärisches Aerosol. Troposphärisches Aerosol kann natürlichen (Waldbrände, Staubstürme, Vulkanausbrüche) oder anthropogenen Ursprungs sein (Abgase, Rodungsbrände). Die Verweildauer der Aerosolpartikel in der Atmosphäre variiert je nach chemischer Zusammensetzung, Größe der Teilchen und der Höhe, in der sie vorkommen. Meist werden sie durch Niederschlag ausgewaschen oder sinken aufgrund der Gravitation langsam zu Boden (Sedimentation). Die mittlere Verweildauer liegt daher im Bereich von Tagen bis Wochen. Stratosphärisches Aerosol wird hauptsächlich durch hochreichende Vulkanausbrüche verursacht, bei denen Schwefelgase bis in die Stratosphäre transportiert werden.  $\text{SO}_2$  reagiert innerhalb weniger Wochen mit OH und  $\text{H}_2\text{O}$  zu Schwefelsäure ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). Größere Staub- und Ascheteilchen fallen meist innerhalb weniger Tage wieder zu Boden und beeinflussen die Strahlung nur lokal bis regional. Da die Auswaschung durch Niederschlag in der Stratosphäre entfällt, gilt für kleinere Aerosolpartikel wie Schwefelsäuretröpfchen dagegen eine charakteristische Zerfallszeit von etwa einem Jahr (ROBOCK 2000). Innerhalb von wenigen Wochen breiten sie sich in der Stratosphäre um die gesamte Erde aus (MCCORMICK et al. 1995, STOWE et al. 1992). Der Austausch von einer Hemisphäre in die andere ist langsamer und hängt stark von den vorherrschenden Windbedingungen ab (MCCORMICK et al. 1995). Aerosol aus hochreichenden Vulkanausbrüchen beeinflusst die Strahlungsbilanz auf globalem Maßstab.

Die Streuung und Absorption von einfallender Strahlung durch Aerosol wird als direkter Aerosol-Effekt bezeichnet. Die optischen Eigenschaften einzelner Aerosolpartikel werden meist im Labor gemessen, die optische Dicke einer Aerosolschicht ergibt sich wie für Wolken aus der Integration über den Extinktionskoeffizienten (Gleichung 2.13). Daneben treten verschiedene Wechselwirkungen von Aerosol mit Wolken auf, die indirekte Aerosol-Effekte genannt werden. Die beiden wichtigsten basieren auf der Wirkung von Aerosol als Kondensationskeime für Wolkentröpfchen oder Eiskristalle (LOHMANN und FEICHTER 2005). Diese führt zu kleineren Wolkenpartikeln bei gleichzeitiger Erhöhung der Konzentration derselben. Kleinere Partikel reflektieren mehr einfallendes Sonnenlicht und erhöhen die Wolkenalbedo. Dieser Effekt wird als erster indirekter Effekt oder Twomey-Effekt bezeichnet. Daneben verringern kleinere Wolkenpartikel die Niederschlagseffizienz und verlängern so die Lebensdauer einer Wolke. Dies wird als zweiter indirekter Effekt bezeichnet.

## 2.5 Solarstrahlung auf der Erdoberfläche

Das Spektrum der Sonne entspricht in etwa dem eines schwarzen Körpers der Temperatur 6000 K (Abbildung 2.5). Es erstreckt sich von 150 nm im ultravioletten bis 10  $\mu\text{m}$  im infraroten Bereich. Das Maximum liegt bei etwa 480 nm im sichtbaren Spektralbereich. Durch die Absorption der atmosphärischen Gase erreicht lediglich der Anteil der einfallenden Strahlung zwischen 200 nm und etwa 3  $\mu\text{m}$  die Erdoberfläche (Abbildung 2.5 schraffierte Fläche links). Dieser Anteil des Spektrums wird als solare oder kurzwellige Strahlung bezeichnet.

Die spezifische Ausstrahlung der Sonne in alle Raumrichtungen beträgt  $M = 6.3 \cdot 10^7 \text{ W/m}^2$ . Den fiktiven Oberrand der Erdatmosphäre erreichen hiervon im Jahresmittel  $S_0 = 1366 \pm 2 \text{ W/m}^2$  (FRÖHLICH und LEAN 1998). Diese Größe wird als Solarkonstante bezeichnet. Die Bestrahlungsstärke der gesamten Erdkugel beträgt somit im Mittel  $S_0/4 = 342 \text{ W/m}^2$ . Aufgrund der elliptischen Bahn der Erde um die Sonne variiert dieser Betrag um  $\pm 3.4\%$ . Der sonnennächste Punkt auf der Erdumlaufbahn wird im Januar erreicht.

Satellitenmessungen haben gezeigt, dass der Wert der Solarkonstanten mit dem quasi-11-jährigen Sonnenfleckenzyklus von Jahr zu Jahr in der Größenordnung von  $1 \text{ W/m}^2$  variiert (FRÖHLICH und LEAN 1998). Zu Zeiten hoher Sonnenfleckenaktivität strahlt die Sonne stärker ab als in Zeiten relativer Ruhe. Die jährlichen Variationen der Solarkonstanten liegen jedoch im Promillebereich, so dass diese im Rahmen dieser Arbeit als konstant angenommen werden kann.

Die spezifische Ausstrahlung der Erde ist annähernd die eines schwarzen Körpers der Temperatur 300 K. Der abgestrahlte Wellenlängenbereich zwischen 4  $\mu\text{m}$  und 60  $\mu\text{m}$  liegt vollständig im infraroten Teil des elektromagnetischen Spektrums. Das Maximum tritt bei etwa 10  $\mu\text{m}$  auf (Abbildung 2.5). Strahlung mit einer Wellenlänge über 4  $\mu\text{m}$  wird daher als terrestrische

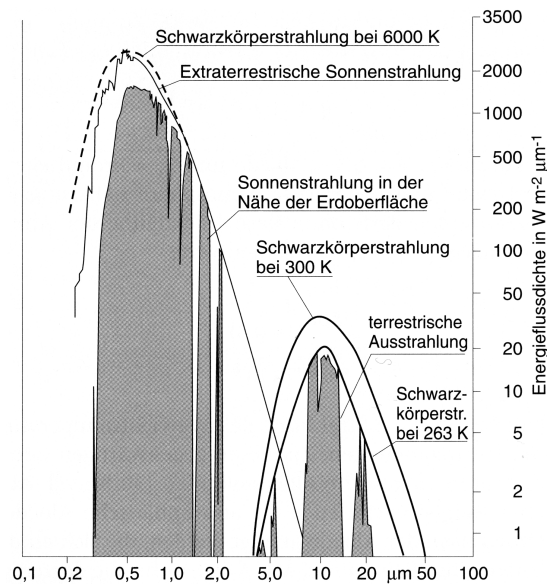


Abbildung 2.5: Spektralkurven der solaren Bestrahlungsstärke sowie der spezifischen terrestrischen Ausstrahlung. Die schraffierten Flächen entsprechen dem Anteil nach der Extinktion durch atmosphärische Gase (nach SCHÖNWIESE 2003).

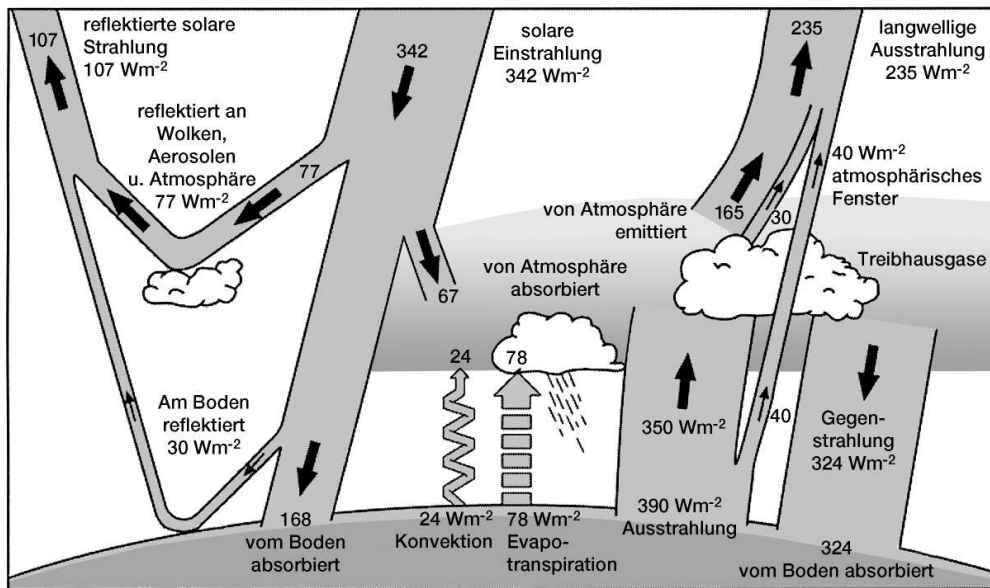


Abbildung 2.6: Schema der global über das Jahr gemittelten Strahlungsflüsse in der Atmosphäre. Links: Kurzwellige Strahlungsflüsse, rechts: langwellige Strahlungsflüsse (aus BAKAN und RASCHKE 2002).

oder langwellige Strahlung bezeichnet. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Variabilität der Solarstrahlung auf der Erdoberfläche. Der untersuchte Spektralbereich umfasst daher ausschließlich kurzwellige Strahlung zwischen  $200 \text{ nm}$  und  $4 \mu\text{m}$ .

Von der einfallenden Solarstrahlung am Oberrand der Atmosphäre erreicht nur etwas mehr als die Hälfte die Oberfläche der Erde (Abbildung 2.6). Die übrige Strahlung wird entweder zurück in den Weltraum reflektiert oder in der Atmosphäre absorbiert. Die über den gesamten Halbraum integrierte kurzwellige Strahlung, die den Boden erreicht, wird als Globalstrahlung bezeichnet (GHI, von engl. *Global Hemispherical Irradiance*). Sie setzt sich zusammen aus der Direkt- und der Diffusstrahlung. Diffusstrahlung nennt man den Anteil der einfallenden Strahlung, der nach mindestens einfacher Streuung in der Atmosphäre auf den Erdboden trifft. Der Anteil der solaren Strahlungsflussdichte, der nach der Wechselwirkung mit der Atmosphäre die Erdoberfläche aus Richtung der Sonne erreicht, wird als Direktstrahlung bezeichnet. Die senkrecht auf eine der Sonne zugewandte Fläche einfallende Direktstrahlung wird Direktnormalstrahlung genannt (DNI, von engl. *Direct Normal Irradiance*). Pyrheliometer zur Messung der Direktstrahlung werden der Sonne nachgeführt und messen somit die Normalkomponente. Der Öffnungswinkel der Geräte beträgt nach WMO-Standards  $5^\circ$ . Dies entspricht in etwa dem Winkelbereich, den Parabolspiegel eines konzentrierenden solarthermischen Kraftwerkes auffangen (Abbildung 2.7). Messungen der Direktnormalstrahlung können daher ohne weitere Umrechnung zur Abschätzung des Ertrages von solarthermischen Kraftwerken verwendet werden.

Der globale Jahresmittelwert der Globalstrahlung beträgt etwa  $198 \text{ W/m}^2$  (HOUGHTON et al. 2001). Der Anteil der Direktstrahlung an der Globalstrahlung wird auf etwa 60% geschätzt (SCHÖNWIESE 2003). Im Mittel erreichen also  $119 \text{ W/m}^2$  die Erdoberfläche als Direktstrahlung. Bei einem mittleren Zenitwinkel der Sonne von  $45^\circ$  ergibt sich daraus für die Direkt-

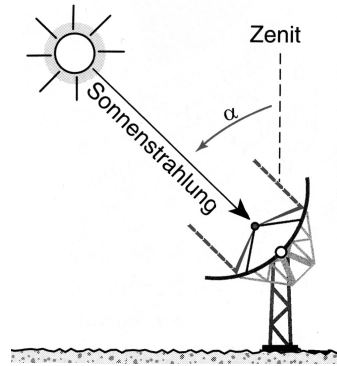


Abbildung 2.7: Die direkte Strahlung auf einem Empfänger senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der Strahlung bezeichnet man als Direktnormalstrahlung. Als Empfänger ist hier ein Parabolspiegel eines solarthermischen Kraftwerks dargestellt, der die einfallende Strahlung auf ein Absorberrohr konzentriert.

normalstrahlung ein globaler Mittelwert von  $168 \text{ W/m}^2$ . Die mittlere Bestrahlungsstärke auf der Erdoberfläche ist abhängig vom Zenitwinkel der Sonne und der Tageslänge. Letztere ist bestimmt durch die geographische Breite und den Zeitpunkt des Jahres und kann für jeden Ort auf der Erdoberfläche berechnet werden (siehe beispielsweise PEIXOTO und OORT 1992). Die effektive Bestrahlungsstärke durch die Sonne beträgt  $E = E_0 \cos \theta$ , wobei  $E_0$  die Bestrahlungsstärke bei senkrechtem Einfall und  $\theta$  der mittlere Zenitwinkel der Sonne ist. Über das gesamte Jahr integriert ergibt sich so am Oberrand der Atmosphäre eine Breitenabhängigkeit der mittleren Bestrahlungsstärke. Durch die Absorption in der Atmosphäre erreicht hiervon nur etwa die Hälfte die Erdoberfläche (Abbildung 2.8). Die Dicke der Atmosphäre ist am Äquator am größten, so dass die Absorption hier maximal wird. Das Maximum der Kurve der Globalstrahlung auf der Erdoberfläche ist daher flacher als in der Kurve am Oberrand der Atmosphäre.

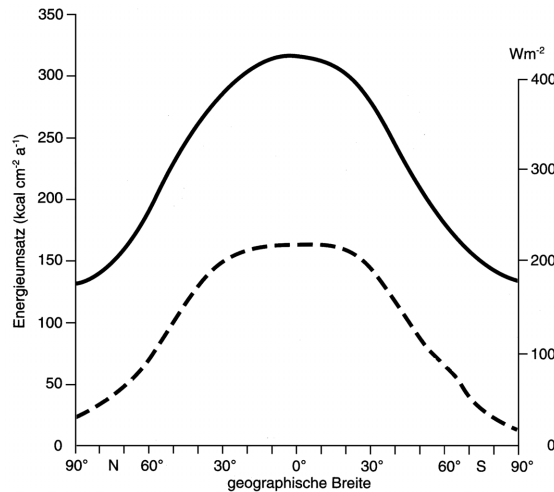


Abbildung 2.8: Meridionalprofil der Globalstrahlung am Oberrand der Atmosphäre (durchgezogene Kurve) und auf der Oberfläche (gestrichelte Kurve) (nach SCHÖNWIESE 2003).

Die Direktstrahlung ähnelt im Verlauf der Globalstrahlung. Bei Betrachtung der Normalkomponente der Direktstrahlung entspricht die effektive Bestrahlungsstärke  $E$  annähernd der Bestrahlungsstärke bei senkrechtem Einfall. Die Breitenabhängigkeit im Jahresmittel ist daher schwächer als die der Globalstrahlung und wird im wesentlichen durch die mittlere Tageslänge bestimmt. Unter großem mittlerem Zenitwinkel der Sonne, beispielsweise an den Polen, ist jedoch der Weg der Strahlung durch die Atmosphäre länger als bei senkrechtem Einfall und die Extinktion dementsprechend erhöht. Auch in der Direktnormalstrahlung ist daher eine Abnahme der Bestrahlungsstärke mit wachsendem Zenitwinkel der Sonne zu erwarten. Dieser Effekt zeigt sich auch bei der Untersuchung des Tagesganges der Strahlungskomponenten im nächsten Abschnitt.

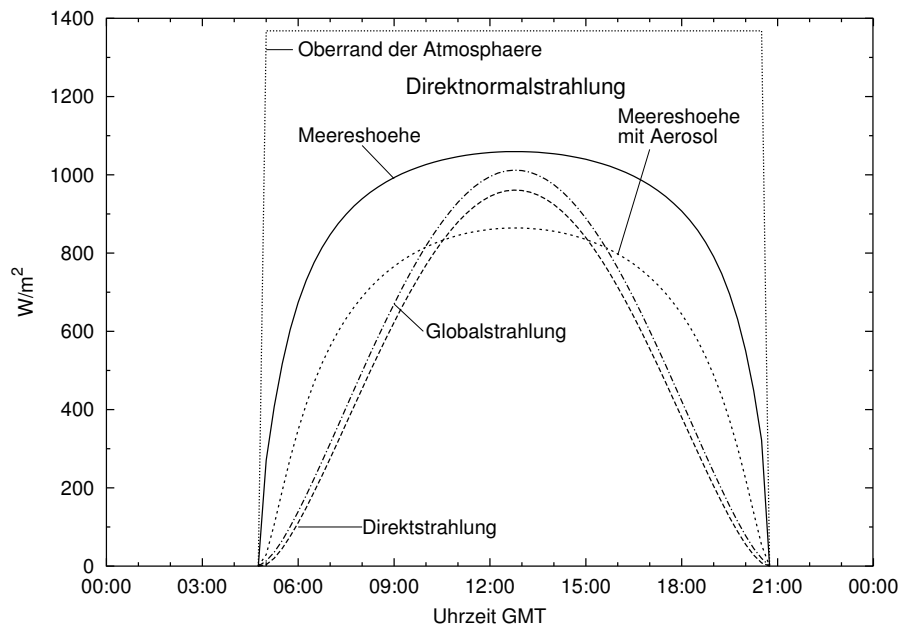


Abbildung 2.9: Tagesgang der Direktnormalstrahlung in Oberpfaffenhofen am 1. Juli am Oberrand der Atmosphäre und auf Meereshöhe in einer Atmosphäre mit und ohne Aerosolbelastung. Zum Vergleich ist der Tagesgang der Direktstrahlung und der Globalstrahlung zusätzlich eingetragen.

Zur Berechnung des Tagesganges der Bestrahlungsstärke wurden entsprechend der in Kapitel 3 entwickelten Methode eindimensionale Strahlungstransferrechnungen in 15-Minuten-Schritten durchgeführt. Der Sonnenstand entspricht dem 1. Juli in Oberpfaffenhofen ( $48.1^\circ\text{N}$ ,  $11.3^\circ\text{W}$ ). Der gesamte Tag wurde als wolkenfrei angenommen. Zur Veranschaulichung der atmosphärischen Wechselwirkungen wurde der Tagesgang der Direktnormalstrahlung am Oberrand der Atmosphäre und auf Meereshöhe berechnet. Aus der zweiten Rechnung wurde auch der Tagesgang der Global- und Direktstrahlung extrahiert. In einem dritten Schritt wurde die Direktnormalstrahlung auf Meereshöhe mit einer durchschnittlichen Aerosolbelastung abgeleitet. Verwendet wurde ein Standardaerosolprofil nach (SHETTLE 1989) mit städtischem Aerosol in der Grenzschicht bis 2 km Höhe und einem Hintergrundaerosol in höheren Schichten, so dass sich eine Sichtweite von 50 km ergibt.

Die Ergebnisse am Oberrand der Atmosphäre zeigen einen steilen Anstieg der Direktnormalstrahlung bei Sonnenaufgang auf den Wert der Solarkonstanten (Abbildung 2.9). Der Wert

bleibt über den ganzen Tag konstant und fällt erst bei Sonnenuntergang wieder auf  $0 \text{ W/m}^2$ . Auf Meereshöhe wird die Direktnormalstrahlung durch die Extinktion der Atmosphäre stark verringert. Das Maximum erreicht lediglich noch  $1059 \text{ W/m}^2$ . Besonders stark wirkt sich die atmosphärische Extinktion während der Morgen- und Abendstunden aus. Bei tiefstehender Sonne ist der Weg, den die Solarstrahlung vom Oberrand der Atmosphäre bis zum Erdboden zurücklegen muss, deutlich länger als bei niedrigem Zenitwinkel. Die Kurve der Direktnormalstrahlung steigt daher nicht wie am Oberrand der Atmosphäre steil an, sondern erhält eine abgerundete Form (Abbildung 2.9). Durch Aerosol wird dieser Effekt noch zusätzlich verstärkt. Auch das Tagesmaximum wird weiter reduziert und erreicht nur noch  $864 \text{ W/m}^2$ . Die Globalstrahlung entspricht der solaren Bestrahlungsstärke  $E$  über den gesamten Halbraum. Sie ist daher vom Kosinus des Zenitwinkels abhängig, der der Kurve die typische Form gibt (Abbildung 2.9). Aufgrund des minimalen Zenitwinkels von  $25^\circ$  am 1. Juli in Oberpfaffenhofen liegt das Maximum mit  $1012 \text{ W/m}^2$  unter dem der Direktnormalstrahlung. Da für das Beispiel von wolkenlosen Bedingungen ausgegangen wurde, ist der Anteil der Direktstrahlung an der Globalstrahlung sehr hoch. Die Maxima unterscheiden sich lediglich um  $51 \text{ W/m}^2$ . Die Differenz zwischen den beiden Kurven entspricht dem Anteil der Diffusstrahlung für einen wolkenfreien Tag.

## 2.6 Variabilität der Atmosphäre

Ein großer Anteil der einfallenden Solarstrahlung wird von Wolken absorbiert oder in den Weltraum zurückreflektiert (Abbildung 2.6). Veränderungen in der Bewölkung haben daher auch Auswirkungen auf die Höhe der Strahlungsflussdichte, die die Erdoberfläche erreicht. Großräumige Zirkulationsmuster in der Erdatmosphäre beeinflussen die Wolken- und Niederschlagsituation in ausgedehnten Gebieten. Sie wirken sich damit indirekt auch auf die solare Bestrahlungsstärke auf der Erdoberfläche aus. Beispiele solcher Zirkulationsmuster sind die Nord-Atlantik-Oszillation (NAO) und die El-Niño-Südliche-Oszillation (ENSO) im Pazifik. Sie werden in den folgenden Abschnitten kurz vorgestellt.

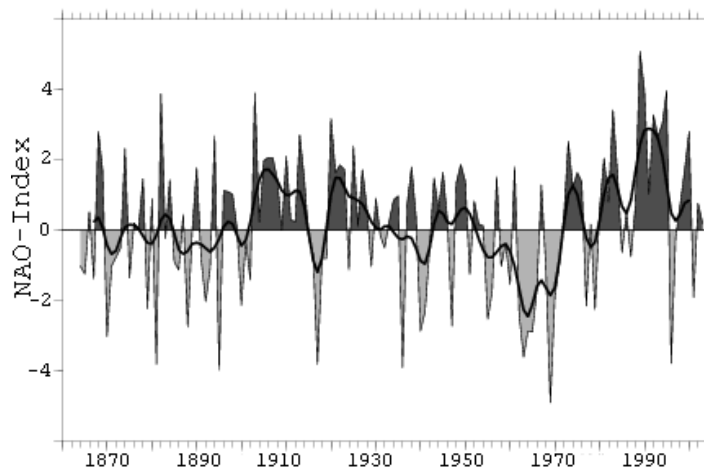


Abbildung 2.10: Zeitreihe der Winter-Anomalien 1864-2003 des Nord-Atlantik-Oszillations-Index (Quelle: <http://www.cgd.ucar.edu/>).

Die Nord-Atlantik-Oszillation ist definiert als meridionaler Meeresspiegel-Luftdruckgradient zwischen den Azoren und Island. Der NAO-Index beschreibt die Luftdruckdifferenz zweier Stationen in diesen Regionen bezüglich des Mittelwerts 0 und der Standardabweichung 1 (Abbildung 2.10). Trotz hoher Variabilität stellen sich immer wieder längere Phasen positiver oder negativer NAO-Indizes ein. Die geglättete Kurve zeigt eine zyklische Varianz mit einer Periode von etwa 7 Jahren (WERNER 1999). Langfristig ist ein abnehmender Trend zwischen 1900 und 1960 zu erkennen, gefolgt von überwiegend steigenden Werten bis etwa 1990 (HURRELL et al. 2004). Besonders interessant sind die Auswirkungen der NAO im Winter, da sich hier deutliche Zusammenhänge mit dem Wetter in Europa ergeben (JACOBET et al. 1998, WANNER 2001). Bei einem hohen NAO-Index werden milde, niederschlagsreiche Luftmassen nach Europa transportiert. Ein niedriger NAO-Index ist hingegen mit einem Hochdruckgebiet über Mitteleuropa und östlichen Winden verbunden, einer typischen Konstellation für einen Strengwinter.

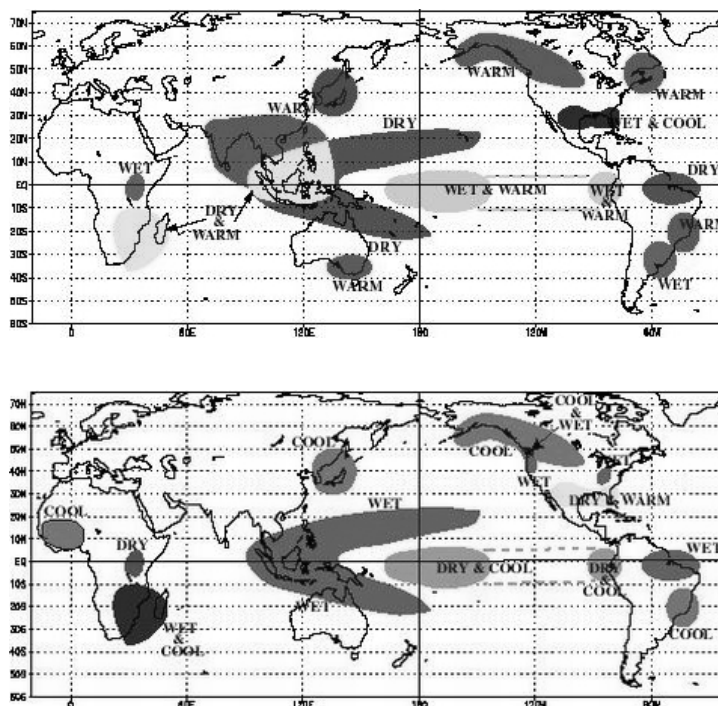


Abbildung 2.11: Schema der Temperatur- und Niederschlagsanomalien von Dezember bis Februar während einer El Niño Situation (oben) und einer La Niña Situation (unten) (Quelle: <http://iri.columbia.edu/climate/ENSO>).

Die El-Niño-Südliche-Oszillation beschreibt das ozeanographische und meteorologische Phänomen ungewöhnlicher Oberflächenwassertemperaturen und Luftdruckdifferenzen im Pazifik. Als Schwerpunkt wird meist die Küste vor Peru angegeben. Die Hadley-Zirkulation bewirkt in dieser Region den Südostpassat. Diese östliche Strömung wird durch die Walker-Zirkulation unterstützt, die zusätzlich ein Absinkgebiet im Bereich des kalten Humboldtstromes vor der Westküste Südamerikas beinhaltet. Kommt es zu einer Abschwächung der Ostwindkomponente, so fließt oberflächennahes Warmwasser von Westen nach Osten durch

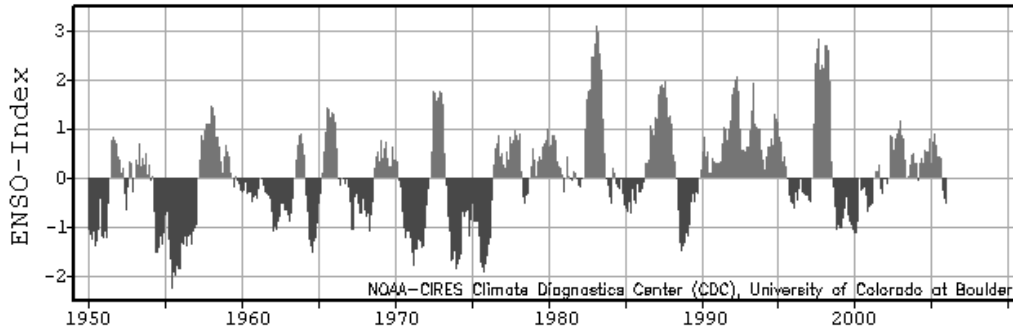


Abbildung 2.12: Standardisierter, multivariater ENSO-Index seit 1950. Die Periode der zyklischen Schwankungen variiert zwischen 3 und 8 Jahren (Quelle: <http://www.cdc.noaa.gov/>).

den Pazifik (PEIXOTO und OORT 1992). Dies führt zu einer Erwärmung des Oberflächenwassers im Osten des Pazifischen Beckens. Dieses Phänomen wird als El Niño (EN) bezeichnet. Es tritt in zyklischen, unregelmäßigen Abständen von 3-8 Jahren auf. Bei verstärktem Ostwind ist das Oberflächenwasser dagegen ungewöhnlich kühl. Diese Situation wird La Niña genannt. El Niño- und La Niña-Situationen führen in den betroffenen Regionen der Erde zu typischen Temperatur- und Niederschlagsanomalien (Abbildung 2.11).

El Niño-Ereignisse zeigen eine Antikorrelation mit Luftdruckschwankungen in der Südhemisphäre, die als Südliche Oszillation (SO) bezeichnet werden. Es handelt sich hierbei um die meridionale, bodennahe Luftdruckdifferenz zwischen Darwin in Nord-Australien und Tahiti. Aus der Kombination beider Phänomene wird der multivariate ENSO-Index bestimmt (Abbildung 2.12). Zur Berechnung werden sowohl atmosphärische als auch ozeanographische Variablen berücksichtigt. Hierzu gehören der Luftdruck an der Meeresoberfläche, die Temperatur in 2 m Höhe, der zonale, oberflächennahe Wind von Ost nach West, der meridionale, oberflächennahe Wind von Nord nach Süd, die Wassertemperatur an der Meeresoberfläche sowie die Bewölkung. Ein Wert  $> 0$  steht für eine El Niño-Situation, bei einem Wert  $< 0$  tritt dagegen das La Niña-Phänomen auf.

Sowohl die NAO als auch die ENSO sind über Ozeanen definiert. Ihre Auswirkungen reichen jedoch weit über diese hinaus bis auf die angrenzenden Kontinente und damit in Regionen, die als mögliche Standorte für Solarkraftwerke in Frage kommen. Die Variabilität der Solarstrahlung wird daher in Kapitel 5 stellvertretend für andere atmosphärische Zirkulationsmuster auch in Hinblick auf die NAO und ENSO untersucht.



# Kapitel 3

## Methode

Die Wechselwirkung von einfallender Strahlung mit der Atmosphäre wird durch die Strahlungstransfergleichung beschrieben. Zu Beginn dieses Kapitels werden die Ansätze und Parametrisierungen eingeführt, die in dieser Arbeit zu ihrer Berechnung verwendet wurden (Kapitel 3.1). Im Anschluss werden die Datensätze der Wolkeneigenschaften, der optischen Dicke des Aerosols und der sonstigen Atmosphärenparameter vorgestellt, die in die Berechnung der Solarstrahlung eingehen (Kapitel 3.2). Den Abschluss des Kapitels bildet die Beschreibung des für diese Arbeit entwickelten Programms, das die atmosphärischen Parameter zur Berechnung des Strahlungstransfers aufbereitet und die Berechnung des Strahlungstransfers koordiniert (Kapitel 3.3).

### 3.1 Berechnung des Strahlungstransfers in der Atmosphäre

#### 3.1.1 Lösung der Strahlungstransfergleichung

Die Strahlungstransfergleichung erfasst alle Wechselwirkungen zwischen einfallender Strahlung einer festen Wellenlänge  $\lambda$  und der Atmosphäre (z.B. THOMAS und STAMNES 2002):

$$\frac{dL_\lambda}{ds} = -k_{e,\lambda}L_\lambda(\theta, \phi) + k_{a,\lambda}B_\lambda(T) + \frac{k_{s,\lambda}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L_\lambda(\theta', \phi') p(\Theta_s) \sin \theta' d\theta' d\phi' \quad (3.1)$$

Durch den Index  $\lambda$  sind jeweils die monochromatischen Größen gekennzeichnet. Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die Extinktion nach dem Beer-Lambert-Gesetz (Gleichung 2.10). Im zweiten Term wird die Emission der Atmosphäre in Form der Planck-Strahlung  $B_\lambda(T)$  berücksichtigt. Der Emissionskoeffizient  $k_{em,\lambda}$  zur Gewichtung der Planck-Strahlung wurde hier durch den Absorptionskoeffizienten  $k_{a,\lambda}$  ersetzt. Dies ist zulässig, da nach dem Kirchhoff'schen Gesetz  $k_{a,\lambda} = k_{em,\lambda}$  ist. Im letzten Term wird die Streuung in alle Raumrichtungen erfasst. Um die breitbandige Strahldichte  $L$  zu erhalten, muss über alle monochromatischen Strahldichten  $L_\lambda$  integriert werden:

$$L = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_\lambda d\lambda \quad (3.2)$$

In der Praxis ist eine Berechnung des Strahlungstransfers für alle auftretenden Wellenlängen nicht möglich. Daher wird meist mit Bändermodellen gearbeitet, in denen die Eigenschaften der Atmosphäre für geeignete Wellenlängenintervalle durch Mittelwerte repräsentiert werden (Kapitel 3.1.2).

Auch die monochromatische Strahlungstransfergleichung ist analytisch nicht lösbar. Es gibt jedoch verschiedene näherungsweise Lösungsansätze, die von unterschiedlichen Annahmen zur Vereinfachung des Problems ausgehen. In der vorliegenden Arbeit wurde die Global- und Direktnormalstrahlung durch eindimensionale Strahlungstransferrechnungen in einer plan-parallel geschichteten Atmosphäre berechnet. Zur Lösung der Strahlungstransfergleichung wurde dabei die Zwei-Strom-Näherung gewählt. Diese geht von der Annahme aus, dass sich Strahlung in jeder Atmosphärenschicht nur in genau zwei Richtungen (Strömen) ausbreiten kann: aufwärts oder abwärts (BOHREN und CLOTHIAUX 2006, Anhang A1). Aus verschiedenen existierenden Implementierungen der Zwei-Strom-Näherung wurde für diese Arbeit der Zwei-Strom-Algorithmus nach (KYLING et al. 1995) ausgewählt. Dieser beinhaltet eine pseudo-sphärische Korrektur der plan-parallelen Atmosphäre. Pseudo-sphärisch bedeutet hier, dass der direkte Anteil der Strahlung korrekt unter Berücksichtigung der sphärischen Geometrie der Erde durch die Verwendung des Chapman-Faktors berechnet wird (Anhang A2), zur Berechnung des diffusen Anteils der Strahlung wird die plan-parallele Näherung beibehalten (KYLING et al. 1995).

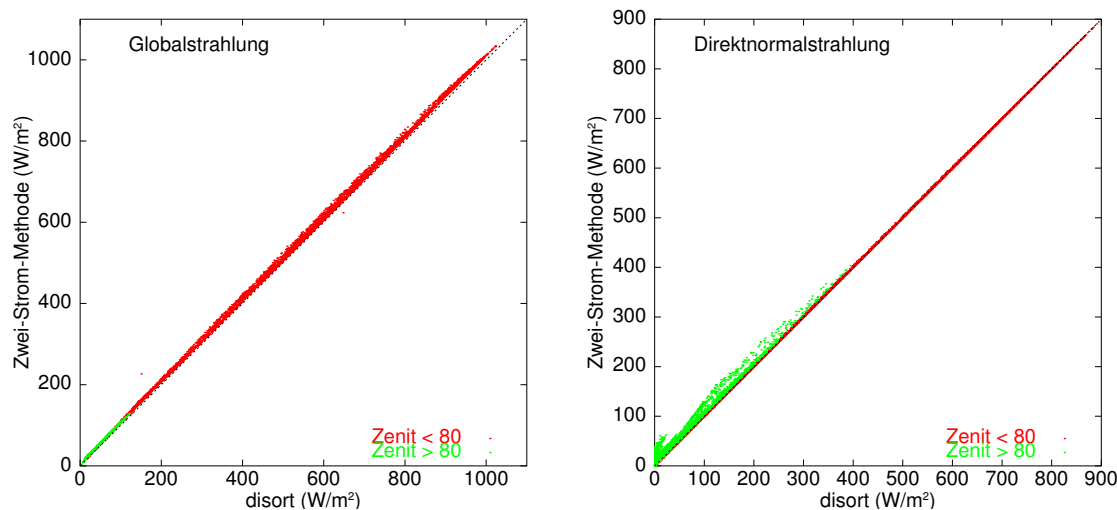


Abbildung 3.1: Vergleich der Globalstrahlung (links) und der Direktnormalstrahlung (rechts) aus Strahlungstransferrechnungen mit dem Zwei-Strom-Algorithmus nach (KYLING et al. 1995) und dem disort-Algorithmus nach (STAMNES et al. 1988). Abweichungen treten vor allem in der Direktnormalstrahlung bei Zenitwinkeln über  $80^\circ$  auf.

Zur Untersuchung der Unterschiede zwischen der Zwei-Strom-Näherung und exakteren Multi-Strom-Ansätzen wurde die Global- und Direktnormalstrahlung unter denselben Randbedingungen sowohl mit dem Zwei-Strom-Algorithmus nach (KYLING et al. 1995) als auch mit dem disort-Algorithmus nach (STAMNES et al. 1988) berechnet. Der disort-Algorithmus wurde ebenfalls zur Berechnung des Strahlungstransfers in einer plan-parallel geschichteten Atmosphäre entwickelt. Er stellt eine numerische Lösung der Strahlungstransfergleichung dar, die die Methode der diskreten Ordinaten verwendet (STAMNES et al. 1988). In dieser wird

die gesuchte Strahldichte in eine Reihe entwickelt. Die Genauigkeit der Strahlungstransferrechnungen kann durch die Anzahl der verwendeten Glieder (Ströme) variiert werden. Zur Berechnung von Strahlungsflussdichten ist die benötigte Anzahl an Gliedern der Reihenentwicklung zum Erreichen einer gewünschten Genauigkeit dabei geringer als bei der Berechnung von Strahldichten (SCHROEDTER 1996). Die Genauigkeit des disort-Algorithmus wurde intensiv untersucht (STAMNES et al. 1988). Nur in wenigen Ausnahmefällen wurden Abweichungen von mehr als  $0.1 \text{ W/m}^2$  registriert (STAMNES et al. 2000). Disort wird daher heute meist als Standard für die Berechnung des Strahlungstransfers angesehen (KYLLING et al. 1995, MAYER 2006). Für den Vergleich mit dem Zwei-Strom-Algorithmus nach (KYLLING et al. 1995) wurde die Reihenentwicklung nach 6 Gliedern abgebrochen.

Aus 3.5 Jahren der dreistündigen Wolkendaten des *International Satellite Cloud Climatology Project* (Kapitel 3.2.1) wurden für ein Gebiet im Nahen Osten (Gitterbox Nr. 4834) spektral integrierte Strahlungsflussdichten der Global- und Direktnormalstrahlung mit beiden Algorithmen nach der in diesem Kapitel vorgestellten Methode berechnet. In der Globalstrahlung liegen die Ergebnisse beider Lösungsansätze sehr dicht zusammen (Abbildung 3.1 links). Die mittlere Abweichung der Zwei-Strom-Ergebnisse von den disort-Ergebnissen beträgt  $+5.2\%$  (Tabelle 3.1). Für Zenitwinkel unter  $80^\circ$  sinkt die Abweichung auf  $2.9\%$ . Auffällig sind zwei Werte in Abbildung 3.1, die deutlich von der Einheitsgerade abweichen. Sie entstehen durch numerische Instabilitäten des Zwei-Strom-Algorithmus bei der Berechnung der Diffusstrahlung in Wolken mit einer optischen Dicke über 50 (KYLLING 2004).

In der Direktnormalstrahlung treten Abweichungen zwischen den Ergebnissen der beiden Algorithmen vor allem bei Zenitwinkeln über  $80^\circ$  auf (Abbildung 3.1). Der disort-Algorithmus enthält keine Korrektur bezüglich der sphärischen Geometrie der Erde. Dies führt bei niedrigen Sonnenständen zu einer Überschätzung der optischen Dicke der Atmosphäre. Die Direktstrahlung wird somit in den disort-Ergebnissen unterschätzt. Die mittlere Abweichung zwischen den Ergebnissen der beiden Algorithmen ist daher mit  $7.9\%$  recht hoch (Tabelle 3.1). Für Zenitwinkel unter  $80^\circ$  spielt die Erdkrümmung nur noch eine untergeordnete Rolle. Die Unterschiede in den Ergebnissen beider Methoden sinken auf daher  $0.4\%$ .

*Tabelle 3.1:* Abweichungen der Ergebnisse der Global- und Direktnormalstrahlung unter Verwendung des Zwei-Strom-Algorithmus nach (KYLLING et al. 1995) und des disort-Algorithmus nach (STAMNES et al. 1988).

	gesamt		$\theta < 80^\circ$	
	$r$	mittlere Abweichung	$r$	mittlere Abweichung
<b>Globalstrahlung</b>	1.00	5.2%	1.00	2.9%
<b>Direktnormalstrahlung</b>	1.00	7.9%	1.00	0.4%

Insgesamt stimmen die Ergebnisse beider Algorithmen sehr gut überein. Der Korrelationskoeffizient  $r$  beträgt sowohl in der Global- als auch in der Direktnormalstrahlung 1.00 (Tabelle 3.1). Die Beschränkung auf lediglich zwei Ströme in der Berechnung des Strahlungstransfers führt also nur zu sehr geringen Genauigkeitsverlusten. Aufgrund der pseudo-sphärischen Korrektur ist der Zwei-Strom-Algorithmus nach (KYLLING et al. 1995) bei hohen Zenitwinkeln dem disort-Algorithmus nach (STAMNES et al. 1988) sogar als überlegen anzusehen.

### 3.1.2 Absorption der atmosphärischen Gase: Die k-Verteilung

Die Absorption von atmosphärischen Gasen ist von der Wellenlänge des einfallenden Lichts abhängig (Kapitel 2.2.2). Um die Absorptionslinien aller Moleküle in der Atmosphäre genau zu erfassen, müsste für jede auftretende Wellenlänge eine monochromatische Strahlungstransferrechnung durchgeführt werden (*line-by-line*-Methode). Diese Art der Berechnung beansprucht sehr viel Rechenzeit und ist daher für die Ziele dieser Arbeit nicht anwendbar. Zur Berechnung des breitbandigen Strahlungstransfers wurde stattdessen die Methode der k-Verteilung nach (KATO et al. 1999) verwendet (Anhang A3). Hierbei wird das solare Spektrum in 32 nichtüberlappende Wellenlängenintervalle zerlegt, so dass die solare Bestrahlungsstärke am Oberrand der Atmosphäre innerhalb jedes Intervalls annähernd konstant ist (Abbildung 3.2). Für jedes Wellenlängenintervall wird mit Hilfe einer Verteilungsfunktion des Absorptionskoeffizienten  $k_a$  die mittlere transmittierte Strahlungsflussdichte berechnet. Die benötigten Verteilungsfunktionen wurden für vorgegebene Bereiche der atmosphärischen Parameter von (KATO et al. 1999) in Tabellenform zur Verfügung gestellt. Die Anzahl der benötigten Einzelrechnungen zur Bestimmung der atmosphärischen Absorption sinkt bei Verwendung der k-Verteilung auf weit unter 100. Die Methode ist daher um ein Vielfaches schneller als monochromatische Rechnungen.

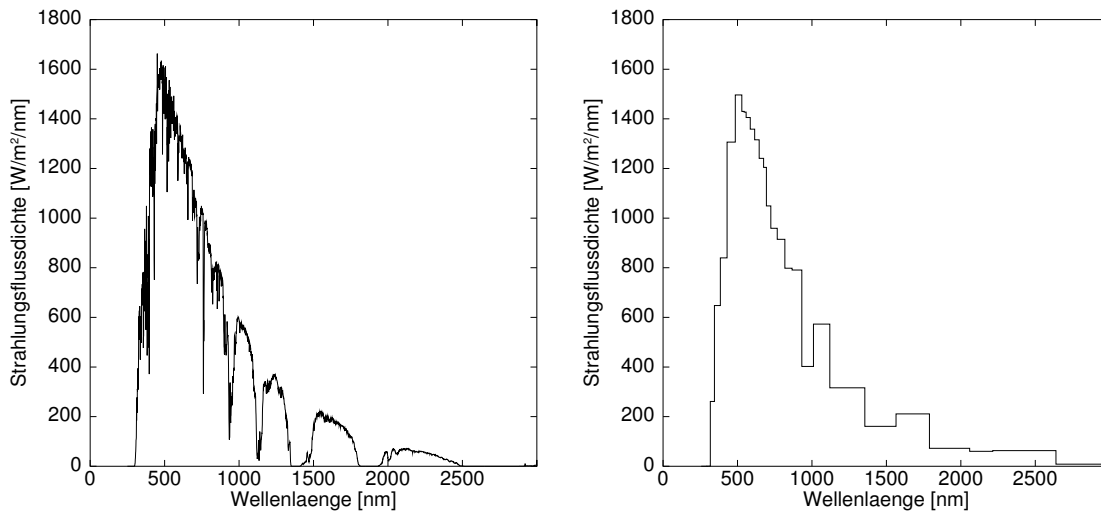


Abbildung 3.2: Solare Bestrahlungsstärke unter Verwendung von hochaufgelösten Absorptionslinien (links) und der k-Verteilung nach (KATO et al. 1999) (rechts).

Die Strahlungsflussdichte unter Verwendung der k-Verteilung wurde von (KATO et al. 1999) mit Ergebnissen verglichen, für die die Absorption mit MODTRAN3 (KNEIZYS et al. 1988) bestimmt wurde. Abweichungen traten vor allem im infraroten Spektralbereich auf. Als Ursache werden überlappende Absorptionsbänder der einzelnen Absorberspezies angegeben, die nicht detailliert genug berücksichtigt wurden (KATO et al. 1999). Integriert über das gesamte solare Spektrum ergab sich ein Fehler von 0.2% in der Direktstrahlung und -0.8% in der Globalstrahlung. Zur Berechnung der spektral integrierten Strahlungsflussdichten in der vorliegenden Arbeit wurde die verbesserte Version der k-Verteilung Kato2 verwendet, die die überlappenden Absorptionsbänder verschiedener Absorberspezies genauer erfasst.

### 3.1.3 Parametrisierung der Wolkeneigenschaften

Für Wasserwolken wurde in dieser Arbeit die Parametrisierung der optischen Eigenschaften nach (HU und STAMNES 1993) verwendet. Sie beruht auf der Annahme, dass der Effektivradius  $r_{eff}$  der Größenverteilung der Wolkentröpfchen groß gegenüber der Wellenlänge  $\lambda$  der einfallenden Strahlung ist. Für kurzwellige Strahlung ist dies sehr gut erfüllt. Die optische Dicke einer Wolke ergibt sich unter Verwendung des Flüssigwasserpfad  $LWP$  näherungsweise aus

$$\tau \approx \frac{3 LWP}{2 r_{eff}} \quad (3.3)$$

Im solaren Spektralbereich lagen Strahlungsflüsse, die mit der Parametrisierung berechnet wurden, lediglich um 1% unter den Ergebnissen von exakten Mie-Rechnungen (HU und STAMNES 1993).

Für Eiswolken wurde die Parametrisierung von (KEY et al. 2002) und (YANG et al. 2000) verwendet. (YANG et al. 2000) haben die Streueigenschaften für mehrere Eiskristallformen und -größen theoretisch berechnet. Die Ergebnisse sind daher realistischer als frühere Studien, in denen von nur einer Kristallform ausgegangen wird (EBERT und CURRY 1992). Aufbauend auf den Ergebnissen von (YANG et al. 2000) entwickelten (KEY et al. 2002) eine Parametrisierung der optischen Eigenschaften von Eiswolken für 30 Größenverteilungen unterschiedlicher Kristallformen. Die Phasenfunktion der Eispartikel wird in der Parametrisierung durch eine doppelte Henyey-Greenstein-Funktion angenähert, die auch die Spitzen der Vorwärts- und Rückwärtsstreuung erfasst. Ein Abschneiden des Maximums der Vorwärtsstreuung (*delta scaling*) und Umskalieren der optischen Parameter wie bei anderen Parametrisierungen (FU 1996) ist daher nicht nötig. Die optischen Eigenschaften werden von (KEY et al. 2002) für den gesamten Spektralbereich von  $0.2 \mu\text{m}$  -  $4.8 \mu\text{m}$  bereitgestellt. Inkonsistenzen, die durch ein Zusammensetzen der optischen Eigenschaften aus mehreren einzelnen Spektralintervallen entstehen wie beispielsweise in der Parametrisierung von (FU 1996) und (FU et al. 1998), treten daher nicht auf.

## 3.2 Eigenschaften der Atmosphäre

### 3.2.1 Wolken

#### Das International Satellite Cloud Climatology Project

Seit Juli 1983 werden im Rahmen des *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) Daten von bis zu fünf geostationären und zwei polar umlaufenden Satelliten gesammelt (SCHIFFER und ROSSOW 1983). Die Messdaten aller Satelliten werden zu einem globalen Datensatz in dreistündiger Auflösung kombiniert. Bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt haben etwa 30 Satelliten zu dem Datensatz beigetragen (Anhang A4).

Die verwendeten Satelliteninstrumente verfügen über mindestens einen Kanal im Bereich des sichtbaren Lichts ( $0.6 \mu\text{m}$ , VIS) nahe dem Maximum des solaren Spektrums und einen Kanal im infraroten Bereich des Spektrums ( $11 \mu\text{m}$ , IR). Somit ist sichergestellt, dass die verwendeten Messdaten eine einheitliche Basis für den Wolkenalgorithmus bilden. Die räumliche Auflösung der Rohdaten variiert je nach Instrument und Beobachtungsgeometrie zwischen 1 km und 7 km. Sie werden im folgenden als Satellitenpixel bezeichnet (von engl. *pixel* = *pic-*

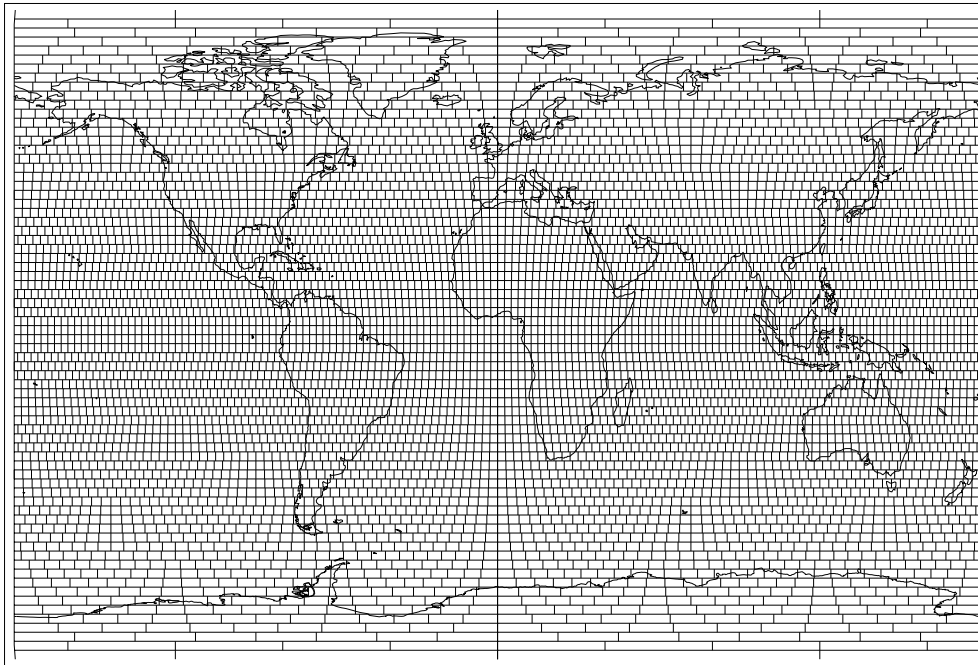


Abbildung 3.3: ISCCP-Gitternetz: Alle 6596 Gitterboxen decken in etwa dieselbe Fläche von 280 km x 280 km ab.

*ture element*). Aufgrund von Unsicherheiten in der Geolokation werden diese als repräsentativ für Gebiete von 25 km x 25 km angenommen.

Die Messungen der Satelliten werden auf einem Gitternetz zusammengefasst, in dem alle Gitterboxen in etwa eine Fläche 280 km x 280 km abdecken. Dieses Gitter wurde gewählt, um allen Punkten bei der Berechnung von globalen Mitteln ein annähernd gleiches statistisches Gewicht zu geben (ROSSOW et al. 1991). Die Gitterboxen sind in der geographischen Breite in konstanten 2.5°-Schritten angeordnet. Die Intervalle der geographischen Länge wurden so gewählt, dass die Boxen in der Größe einer 2.5° x 2.5° Gitterbox am Äquator möglichst nahe kommen und sich gleichzeitig eine ganzzahlige Anzahl an Längenintervallen pro Breitenindex ergibt. Das ISCCP-Gitternetz umfasst somit 6596 Boxen in 72 Breitenschritten (Abbildung 3.3).

Aufgrund der überlappenden Sichtbereiche der geostationären Satelliten treten Regionen auf, die von mehreren Satelliten simultan beobachtet werden. Die Wolkenparameter einer Gitterbox basieren jedoch stets nur auf Daten eines einzelnen Satelliten. Die Entscheidung, welcher Satellit verwendet wird, erfolgt nach einer vorgegebenen Satellitenhierarchie (Abbildung 3.4). Um einen möglichst hohen Grad an Kontinuität zu gewährleisten, werden, falls vorhanden, geostationäre Satelliten bevorzugt. Der Satelliten-Zenitwinkel darf hierbei für jedes Pixel höchstens 72.5° betragen, um Fehler aufgrund der Beobachtungsgeometrie zu begrenzen. Zwischen 55°N und 55°S werden seit der Verlegung von Meteosat-5 auf 63°O im Jahr 1998 ausschließlich geostationäre Satelliten verwendet (Abbildung 3.5). Nur in den Polargebieten werden die polar umlaufenden Satelliten der NOAA-Serie (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) ausgewertet. Ständig sind mindestens zwei dieser Satelliten im Einsatz. Sie

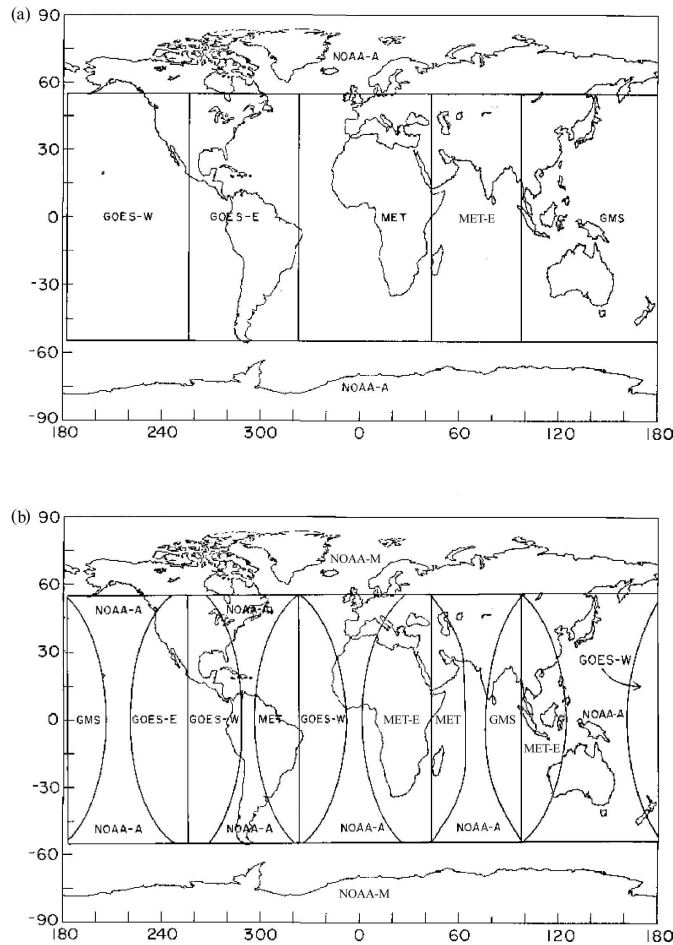


Abbildung 3.4: Satellitenhierarchie in ISCCP (nach Rossow et al. 1996b, verändert). (a) Primäre Abdeckung der Erde durch Satelliten im ISCCP: Zwischen 55°N und 55°S stehen geostationäre Satelliten zur Verfügung. (b) Ausweichmöglichkeiten bei Ausfall eines der Satelliten der primären Abdeckung: Falls möglich werden weiterhin geostationäre Satelliten verwendet, ansonsten wird auf die polar umlaufenden NOAA-Satelliten zurückgegriffen.

überfliegen jeden Punkt der Erde zu einer charakteristischen Tageszeit. Nach dieser erhalten sie den Namenszusatz A (für engl. *afternoon*) oder M (für engl. *morning*).

Um ein einheitliches Wolkenprodukt aus den Daten verschiedener Satelliten zu erhalten, werden die Messungen aller Satelliten auf die Vergleichswerte des NOAA9-Satelliten kalibriert (Anhang A4). Aus den 45 vorhandenen Monaten an NOAA9-Daten wurde dazu eine Klimatologie der Monatsmittel der Bodenalbbedo im sichtbaren Spektralbereich erstellt, mit der die Daten aller übrigen Satelliten verglichen und gegebenenfalls korrigiert werden (BREST und Rossow 1992). Diese sogenannte Normalisierung beruht damit auf der Annahme, dass die Albedo der wolkenfreien Erde sich nicht verändert.

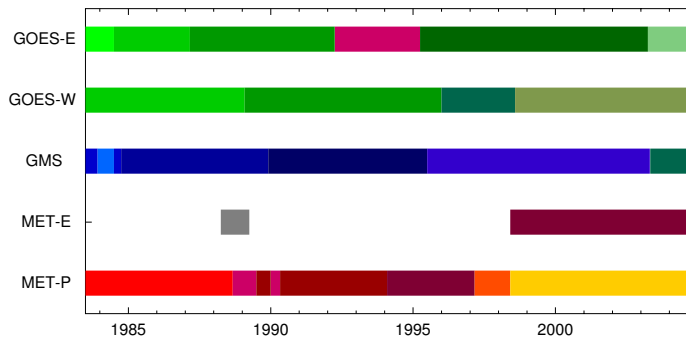


Abbildung 3.5: Schema der Satellitenbetriebszeiten auf den fünf geostationären Positionen (vgl. Abbildung 3.4). Farbwechsel stehen für einen Wechsel des in ISCCP verwendeten Satelliten.

### ISCCP Wolkenerkennung

Die Wolkenerkennung des ISCCP erfolgt im wesentlichen in zwei Schritten (ROSSOW et al. 1996b): Im ersten Schritt werden die von den Satelliten gemessenen Strahldichten auf Nadir-Sicht für den IR-Kanal und Nadir-Sonne für den VIS-Kanal korrigiert. Auf der Basis von Variabilitätstests wird separat für beide Kanäle eine vorläufige Karte der Strahldichten unter wolkenfreien Bedingungen erstellt. Hiermit werden erste Schwellenwerttests für jedes Pixel durchgeführt, und diese als „bewölkt“ oder „wolkenfrei“ klassifiziert (ROSSOW et al. 1996b, ROSSOW und SCHIFFER 1999). Die Ergebnisse der Tests dienen der Erstellung einer verbesserten Karte der Strahldichten unter wolkenlosen Bedingungen. Zusätzlich wird für den  $3.7 \mu\text{m}$ -Kanal des *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) der polar umlaufenden NOAA-Satelliten im nahen Infrarotbereich (NIR) ebenfalls eine solche erstellt. Anhand der verbesserten Strahldichtekarten werden die endgültigen Schwellenwerttests durchgeführt, wobei die Schwellenwerte anhand der Ergebnisse aus den vorhergehenden Schritten angepasst wurden. Zusätzlich zu den Tests im VIS und IR-Bereich kommt über schnee- bzw. eisbedeckten Gebieten der NIR-Kanal zum Einsatz. Der Bedeckungsgrad einer Gitterbox ergibt sich aus dem Verhältnis der Anzahl bewölkter Pixel zur Gesamtzahl der verwendeten Pixel in dieser Gitterbox.

Im zweiten Schritt der Wolkenerkennung werden die gemessenen Strahldichten der Satelliten mit den Ergebnissen eines Strahlungstransfermodells verglichen, um die physikalischen Eigenschaften der Wolken oder im unbewölkten Fall die Oberflächeneigenschaften der beobachteten Gebiete abzuleiten. Das Strahlungsmodell beinhaltet folgende wichtige Annahmen (ROSSOW et al. 1996b):

- Lateral erfolgt zwischen den Pixeln keinerlei Beeinflussung bzw. Austausch von Photonen (*independent pixel approximation*) (ROSSOW und SCHIFFER 1999).
- Die optischen Eigenschaften der Oberfläche und der Atmosphäre in einem Pixel sind konstant.
- Die optischen Eigenschaften von Wolken innerhalb eines Pixels sind konstant, d.h. jedes Pixel hat einen Bedeckungsgrad von 0% oder 100%.



- Im Strahlungstransfermodell wurde kein Aerosol berücksichtigt. In der Konsequenz ist die Reflektivität der wolkenfreien Oberfläche um den Beitrag von klimatologischen Mitteln der Aerosolstreuung erhöht. Starke Variabilitäten im Aerosolgehalt der Atmosphäre wie Staubstürme werden als Wolken erkannt.
- Im kurzwelligen Spektralbereich werden Wolken als einzelne, homogene Schichten angenommen, die die einfallende Strahlung ausschließlich streuen. In der Wolkenschicht findet keine Absorption oder Streuung durch atmosphärische Gase statt. Die Reflektivität wird aus Vielfachstreuungsberechnungen mit Hilfe von zwei mikrophysikalischen Modellen errechnet. Für Wasserwolken (Temperatur der Wolktoberkante  $<260\text{K}$ ) enthält das Modell eine Gamma-Verteilung von sphärischen Wassertröpfchen mit einem Effektivradius von  $10\ \mu\text{m}$  (HANSEN und TRAVIS 1974). Für Eiswolken (Temperatur der Wolktoberkante  $>260\text{K}$ ) wird eine Verteilung zufällig fraktaler Kristallformen zwischen  $20\ \mu\text{m}$  und  $50\ \mu\text{m}$  (Effektivradius  $30\ \mu\text{m}$ ) verwendet (MISHCHENKO et al. 1996).

Schritt eins der Wolkenerkennung wird in der 25 km-Auflösung durchgeführt, der zweite Schritt mit den ursprünglichen Satellitenpixeln in 1-7 km Auflösung. Die Zahl der verwendeten Pixel pro  $280\ \text{km} \times 280\ \text{km}$  Gitterbox variiert zwischen 20 und 120 und beträgt im Durchschnitt etwa 70. Liegen weniger als 20 Pixel innerhalb einer Box vor, so wird diese als ungültig gewertet. Dies bedeutet für den abgeleiteten Bedeckungsgrad einen Fehler von 0.005 (ROSSOW und SCHIFFER 1999). Bei bewölkten Pixeln wird die optische Dicke der Wolken bei  $\lambda = 600\ \text{nm}$  mit Hilfe der mikrophysikalischen Wolkenmodelle bestimmt und Temperatur und Druck an der Wolktoberkante angegeben. Niederschlag wird als Wolke erkannt und die optische Dicke entsprechend modifiziert. Für wolkenfreie Pixel werden Oberflächenreflektivitäten und -temperaturen ermittelt.

Im Rahmen des ISCCP werden mehrere Datensätze bereitgestellt, die sich in der zeitlichen und räumlichen Auflösung unterscheiden. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Datensätze in  $280\ \text{km} \times 280\ \text{km}$  Auflösung verwendet. Sie decken den Zeitraum zwischen Juli 1983 und Dezember 2004 ab. Hierzu gehören:

- *Gridded Cloud Product*(D1): dreistündige globale Abdeckung, Zusammenfassung der Bedeckungsstatistik und Eigenschaften der Wolkentypen
- *Climatological Summary Product* (D2): Monatsmittel der D1-Daten, Verteilung und Eigenschaften der Wolkentypen sowie der Gesamtbewölkung
- *Radiative flux profile data* (FD): dreistündige globale Abdeckung, Verteilung und Eigenschaften der Wolkentypen basierend auf dem D1-Datensatz sowie daraus erstellte Profile der Globalstrahlung

Der FD-Datensatz (ZHANG et al. 2004) wurde zur Bestimmung des Strahlungshaushalts der Erde im kurz- und langwelligen Spektralbereich erstellt. Er enthält vier Teildatensätze, die Globalstrahlung am Oberrand der Atmosphäre, auf der Erdoberfläche sowie Profile durch die Atmosphäre enthalten. Der vierte Teil, der FD-input Datensatz, umfasst die Wolken- und Atmosphärenparameter, die zur Erstellung der Strahlungsprofile verwendet wurden. Dieser Teil des FD-Datensatzes wurde als Basis des Strahlungstransfers der vorliegenden Arbeit verwendet.

### Wolkendaten des ISCCP

Die Wolkenparameter, die im FD-input-Datensatz enthalten sind, umfassen Bedeckungsgrade für verschiedene Wolkentypen, Temperatur und Druck der Wolkenoberkante, Flüssig- bzw. Eiswasserpfad sowie optische Dicke bei 600 nm. Die Klassifizierung der Wolken erfolgt nach dem Druck der Wolkenoberkante (PC) in drei Wolkenstockwerken: niedrige Wolken ( $PC > 680$  mb), mittelhohe Wolken ( $680 \text{ mb} \geq PC \geq 440$  mb) und hohe Wolken ( $PC \leq 440$  mb). Jede dieser Kategorien ist wiederum in drei Intervalle der optischen Dicke geteilt:  $\tau < 3.6$ ,  $3.6 \leq \tau \leq 23$  und  $\tau > 23$ . Hohe Wolken werden grundsätzlich als Eiswolken angenommen, niedrige und mittlere Wolkentypen können Eis- ( $T < 260 \text{ K}$ ) oder Wasserwolken sein ( $T > 260 \text{ K}$ ). Insgesamt werden 15 Wolkentypen unterschieden (Abbildung 3.6).

Die im FD-Datensatz bereitgestellten Wolkenparameter basieren auf dem D1-Datensatz. In diesem sind für etwa 15% der Datenpunkte aufgrund fehlender Satellitenbeobachtungen keine Werte vorhanden. Um dennoch eine kontinuierliche Zeitreihe zu erhalten, wurden im FD-Datensatz fehlende Beobachtungen mit einem gleitenden Mittel aus jeweils drei Jahren der Monatsmittelwerte des D2-Datensatzes um den fehlenden Zeitpunkt aufgefüllt. Der fertige Datensatz kann somit global in 280 km x 280 km Auflösung für die Zeitpunkte 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 und 21 Uhr GMT über den Zeitraum von Juli 1983 bis Dezember 2004 bereitgestellt werden.

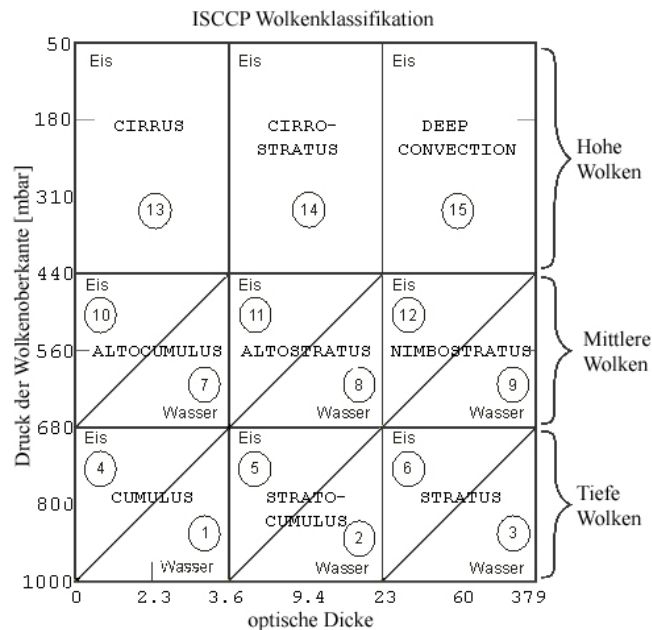


Abbildung 3.6: Klassifizierung der Wolkentypen in ISCCP nach optischer Dicke und Druck der Wolkenoberkante (nach Rossow et al. 1996b). Die eingekreisten Ziffern entsprechen der Nummerierung der Wolkenklassen in ISCCP.

### Vergleich der Bedeckungsgrade aus ISCCP mit der European Cloud Climatology

Um einen Anhaltspunkt für die Zuverlässigkeit des Bedeckungsgrades aus ISCCP zu erhalten, wurden diese mit dem Bedeckungsgrad der am DLR-Institut für Physik der Atmosphäre erstellten *European Cloud Climatology* (ECC) verglichen. Die ECC basiert auf Daten des AVHRR der polar umlaufenden NOAA-Satelliten. Mit dem APOLLO-Algorithmus (*AVHRR processing scheme Over cLOUDs, Land and Ocean*, KRIEBEL et al. 2003) wurde aus diesen der Gesamtbedeckungsgrad für das Gebiet Europas von 34°N bis 72°N und 11°W bis 32°O in einer räumlichen Auflösung von 1 km x 1 km bestimmt (MEERKÖTTER et al. 2004). Für den Vergleich mit ISCCP wurden die ECC-Daten über das Gebiet der ISCCP-Gitterboxen gemittelt.

Die Monatsmittelwerte des Gesamtbedeckungsgrades von 1989 bis 2003 für den Mittagsüberflug des NOAA-Satelliten aus der ECC wurden mit den ISCCP-D2-Daten für 15 Uhr GMT verglichen. Die Überflugszeit des NOAA-Satelliten variiert zwischen 11.30 Uhr und 17.30 Uhr. Die Variabilität der Bedeckung zu dieser Tageszeit beträgt 2% (MEERKÖTTER et al. 2004). Im Vergleich mit den ISCCP-Bedeckungsgraden sind daher Fehler dieser Größenordnung enthalten.

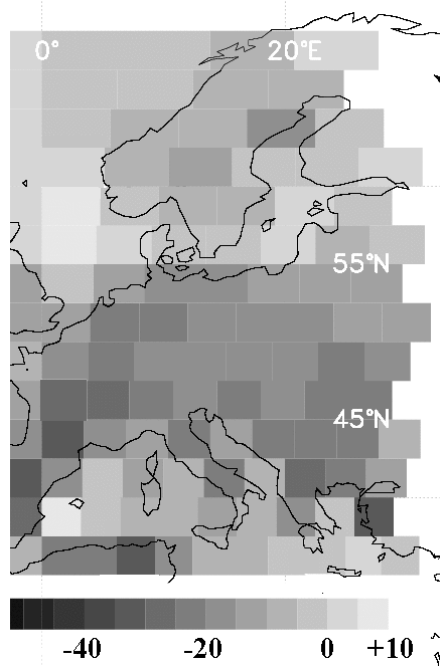


Abbildung 3.7: Relative Abweichung des Gesamtbedeckungsgrades aus der ECC von ISCCP-D2-Daten (Angaben in %).

Im überwiegenden Teil des Vergleichsgebiets liegt der ISCCP-Bedeckungsgrad über den Ergebnissen der ECC (Abbildung 3.7). Im Mittel treten Unterschiede von 14% zwischen den beiden Wolkenklimatologien auf. Deutlich höhere Abweichungen von bis zu 36% ergeben sich nur über Landgebieten. Nördlich von 55°N werden in beiden Datensätzen annähernd identische Bedeckungsgrade ermittelt. Die mittlere Differenz beträgt für diese Regionen lediglich noch 3%.

Die starke Variation der Abweichungen um die Linie bei  $55^{\circ}\text{N}$  wird dadurch hervorgerufen, dass hier bei der Erstellung des ISCCP-Datensatzes von der Verwendung von Daten des Meteosat-Satelliten im Süden auf Daten des NOAA-Satelliten im Norden gewechselt wurde. Im Norden basieren also beide Wolkenklimatologien auf demselben Satelliten, systematische Abweichungen entstehen nur durch unterschiedliche Wolkenerkennungsverfahren und sind daher klein. Südlich von  $55^{\circ}\text{N}$  hingegen treten Unterschiede im Satellitenzenitwinkel für die verwendeten Satelliten auf. Der hohe Zenitwinkel des Meteosat-Satelliten kann zur Überschätzung des Bedeckungsgrades durchbrochener Bewölkung von 10-15% führen (ROSSOW und GARDER 1993, WIELICKI und PARKER 1992). Der optische Weg durch die Atmosphäre ist zudem gegenüber niedrigen Satellitenzenitwinkeln verlängert. Bei sehr dünnen Wolken, die unter niedrigem Satellitenzenitwinkel von der Wolkenerkennung nicht als Wolke klassifiziert werden, kann dies dazu führen, dass der Schwellwert unter hohem Satellitenzenitwinkel doch überschritten und eine Wolke erkannt wird. Der Bedeckungsgrad dünner Wolken wird somit zu hoch angegeben. Beide Effekte tragen zu dem großen Unterschied zwischen den beiden Wolkenklimatologien bei. Staub- und Sandstürme werden vom ISCCP-Wolkenalgorithmus als Wolke erkannt (STUBENRAUCH et al. 1999). In Nordafrika kann dies die Überschätzung des Bedeckungsgrades in ISCCP noch erhöhen. Über Wasser ist die Wolkenerkennung aufgrund des guten Kontrastes und der Homogenität der Oberfläche mit geringeren Unsicherheiten behaftet als über Landgebieten. Die Abweichungen zwischen den beiden Wolkenklimatologien über den Ozeanen liegen daher sowohl nördlich von  $55^{\circ}\text{N}$  als auch südlich davon niedriger als über den Kontinenten (Abbildung 3.7).

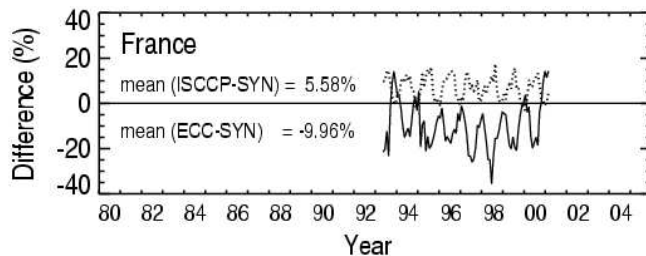


Abbildung 3.8: Abweichungen des Bedeckungsgrades aus ISCCP und ECC gegenüber dem Mittelwert der SYNOP-Beobachtungen in Frankreich.

Um eine weitere Abschätzung der Zuverlässigkeit der Wolkenerkennung zu erhalten, wurden beide Wolkenklimatologien zusätzlich mit Monatsmittelwerten aus SYNOP-Beobachtungen in Frankreich verglichen. Dabei zeigt sich eine systematische Unterschätzung der Bedeckungsgrade in der ECC von -10%, in ISCCP wurden dagegen um 6% höhere Bedeckungsgrade als in den Bodenbeobachtungen registriert (Abbildung 3.8). Sowohl der Vergleich der SYNOP-Beobachtungen mit der ECC als auch mit den Ergebnissen aus ISCCP zeigt einen starken Jahresgang. Dieser ist im wesentlichen durch die Unterschiede in der Beobachtungsgeometrie bestimmt, die sich vor allem bei durchbrochener Bewölkung auf die Ergebnisse der Wolkenerkennung auswirken. Im Sommer, bei vermehrt auftretender durchbrochener Bewölkung, wird der aus Meteosat abgeleitete Bedeckungsgrad in ISCCP aufgrund des hohen Satellitenzenitwinkels überschätzt (WIELICKI und PARKER 1992). Der APOLLO-Algorithmus des AVHRR, der für die ECC verwendet wurde, unterschätzt bei durchbrochener Bewölkung tendenziell

den Bedeckungsgrad. Dies gilt vor allem für sehr geringe Bewölkung von Subpixeln. Ist der Bedeckungsgrad innerhalb eines Pixels nicht ausreichend, um den Grenzwert in der Wolkenerkennung zur Klassifizierung des Pixels als „bewölkt“ zu erreichen, so werden die Pixel als „unbewölkt“ klassifiziert, obwohl eine anteilige Bedeckung vorliegt (MEERKÖTTER et al. 2004). Auch in Beobachtungen von Bodenstationen wirkt sich bei durchbrochener Bewölkung der Kulisseneffekt auf die Abschätzung des Bedeckungsgrades aus. Durch diesen werden tendenziell zu hohe Bedeckungsgrade angegeben. Bodenbeobachtungen sind daher unter diesen Bedingungen ebenfalls weniger zuverlässig. Im Winter beträgt der mittlere Bedeckungsgrad in Mitteleuropa über 70%. Bei starker Bewölkung treten die Effekte der Beobachtungsgeometrie und Subpixelbewölkung in den Hintergrund. Daher stimmen alle drei Datensätze im Winter nahezu überein.

Eine Bewertung von Vergleichen des Bedeckungsgrades aus satellitenbasierten Datensätzen mit Bodenbeobachtungen muss sehr vorsichtig vorgenommen werden. Aufgrund der systematischen Unterschiede des Beobachtungssystems kann der Bedeckungsgrad aus Satellitenbeobachtungen um bis zu 5% über Bodenbeobachtungen liegen (HAHN et al. 1995). Die Ergebnisse des Vergleichs bestätigen jedoch Untersuchungen, wonach die Ergebnisse der ECC zwischen 2% und 10% von Bodenbeobachtungen abweichen (MEERKÖTTER et al. 2004). Frühere Vergleiche der ISCCP-D2-Daten gegen Bodenbeobachtungen in Deutschland ergaben dagegen eine etwas höhere mittlere Abweichung zwischen 11% und 15% (BISSOLLI und GELHARDT 2002).

Insgesamt ergibt sich eine Überschätzung des Bedeckungsgrades in ISCCP, insbesondere in den Regionen, für die zur Erstellung des ISCCP-Datensatzes Messungen von Satelliten unter hohem Satellitenzenitwinkel verwendet wurden. Im Mittel aus dem Vergleich mit der ECC und den SYNOP-Beobachtungen beträgt die Überschätzung 10%. Ausgedehnte Vergleiche des ISCCP-Bedeckungsgrades mit anderen Wolkendatensätzen bestätigen diesen Wert sowohl über Land als auch über Wasser (ROSSOW und SCHIFFER 1999).

### 3.2.2 Ozon, Wasserdampf und Bodenalbedo

Im Rahmen des ISCCP-FD-Datensatzes werden neben den Wolkeneigenschaften weitere Datensätze bereitgestellt, die zur Ableitung des Bedeckungsgrades und zur Berechnung der Globalstrahlungsprofile verwendet wurden. Hierzu gehört die mittlere topographische Höhe jeder Gitterbox basierend auf dem U.S. Navy Datensatz des *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) ebenso wie der mittlere Zenitwinkel für jedes 3-Stunden-Intervall in ISCCP. Letzterer wurde nach dem Astronomischen Almanach von 1950-2050 berechnet.

Die Ozon- und Wasserdampfsäulen wurden zur Ableitung der Wolkeneigenschaften im Rahmen des ISCCP-Projektes aus anderen Datensätzen und Messungen zusammengestellt. Die Ozonsäule wurde aus Daten des *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS, Version 7, MCPETERS et al. 1996) erstellt. Falls diese nicht verfügbar waren, wurden zusätzlich Daten des *Television Infrared Observation Satellite* (TIROS) *Operational Vertical Sounder* (TOVS) verwendet. Der globale Mittelwert der Ozonsäule ergibt sich hieraus zu 287 DU. Innerhalb des betrachteten Zeitraums treten Schwankungen von  $\pm 15$  DU auf (Abbildung 3.9).

Wasserdampfprofile wurden auf Grundlage des TOVS-Instruments bereitgestellt (KIDWELL 1995). Im Falle fehlender Messungen wurden Werte aus 5-Jahres-Mitteln des *Stratospheric Aerosol and Gas Experiment* SAGE II für die obere Troposphäre und Stratosphäre mit  $p \leq 200$  mbar (RIND und LIAO 1997, LIAO und RIND 1997) mit einer 10-Jahres-Klimatologie des

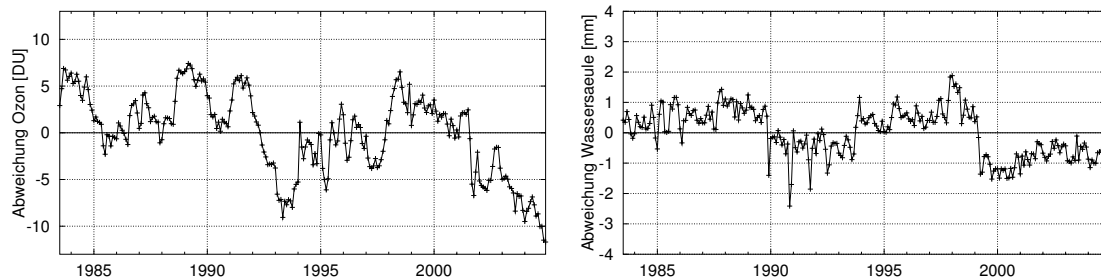


Abbildung 3.9: Abweichungen des globalen Mittelwertes der Ozonsäule (links) und der Wasserdampfsäule (rechts) vom langjährigen Mittelwert (Ozon: 287 DU, Wasserdampf: 25 mm) aus den von ISCCP bereitgestellten Daten.

Drucks ( $p \geq 300$  mbar, OORT 1983) zu Monatsmitteln kombiniert und in die TOVS-Daten eingefügt. Der globale Mittelwert der Wasserdampfsäule beträgt 25 mm, zwischen Juli 1983 und Dezember 2004 treten Schwankungen von  $\pm 4$  mm von diesem Mittelwert auf (Abbildung 3.9). Starke Veränderungen der Wasserdampfsäule wie Ende 1989 und Ende 1998 werden vermutlich durch den Wechsel des verwendeten TOVS-Instrumentes verursacht (Rossow 2006).

Auch die Werte der Bodenalbido für den solaren Spektralbereich sind in den ISCCP-FD-input-Daten enthalten. Die Bodenalbido für eine Gitterbox wurde aus dem flächengewichteten Mittel von bis zu vier Unterboxen berechnet. Neun verschiedene Oberflächentypen wurden unterschieden. Basierend auf (MATTHEWS 1983) wurden sieben Vegetationsarten erfasst, dazu kommen eisbedecktes Land oder Ozean und offenes Meer. Wöchentliche Werte der Meereisanteile wurden von der U.S. Navy und dem *National Snow and Ice Data Center* in Boulder, Colorado bezogen, die Schneebedeckung vom *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA)/*National Environmental Satellite, Data, and Information Service* (NESDIS). Bei Vorhandensein von Schnee wurde die zuvor berechnete Landalbido entsprechend modifiziert.

### 3.2.3 Atmosphärenprofile

Für die vertikale Verteilung der atmosphärischen Spurengase wurden in dieser Arbeit Standardprofile angenommen. Fünf verschiedene US-Standard Atmosphären nach (ANDERSON et al. 1986) standen zur Verfügung: jeweils eine Winter- und Sommeratmosphäre für mittlere und hohe Breiten sowie eine tropische Atmosphäre. Sie umfassen Profile des Drucks, der Temperatur und der Teilchendichten von Luft, Ozon, Sauerstoff, Wasserdampf und Kohlendioxid bis in 50 km Höhe. Für die vertikale Verteilung des Aerosols in der Atmosphäre wurde ein Höhenprofil nach (SHETTLE 1989) angenommen. Die optische Dicke des Aerosols wurde mit den Angaben aus den Aerosoldatensätzen (Kapitel 3.2.4 und 3.2.5) skaliert.

Die Auswahl der zu verwendenden Atmosphäre wurde nach der mittleren geographischen Breite der betrachteten ISCCP-Gitterbox getroffen. Bis  $23^\circ$  nördlich und südlich des Äquators wurde die tropische Atmosphäre gewählt, zwischen  $\pm 23^\circ$  und  $\pm 67^\circ$  die Atmosphäre für mittlere Breiten und polwärts von  $\pm 67^\circ$  die Atmosphäre für hohe Breiten. Auf der Nordhalbkugel wurden von April bis September die Sommerwerte verwendet, für den Rest des Jahres die Winterwerte. Auf der Südhalbkugel wurden Sommer- und Winteratmosphären entspre-

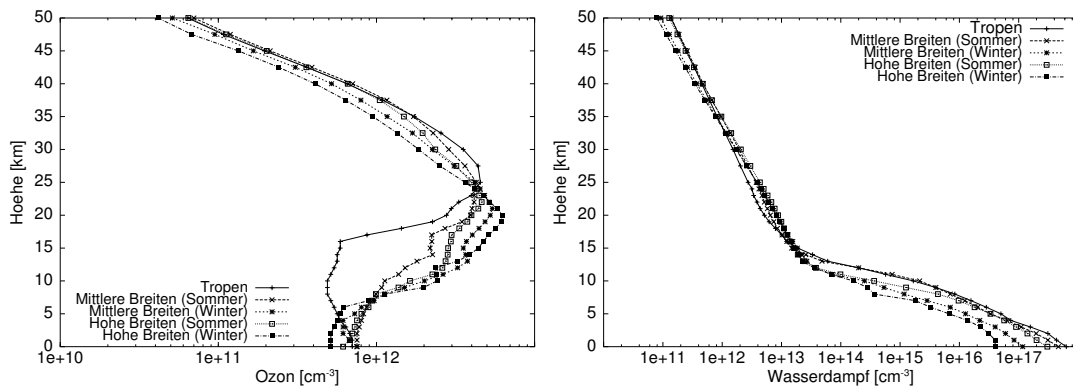


Abbildung 3.10: Ozon- (links) und Wasserdampfprofile (rechts) der U.S. Standardatmosphären nach (ANDERSON et al. 1986).

chend ausgetauscht. Der wichtigste Unterschied zwischen den Atmosphären hinsichtlich des Strahlungstransfers ist die Verteilung des Ozons und des Wasserdampfs (Abbildung 3.10). Die Gesamtsäulen dieser beiden Gase wurden durch die Einbindung der Messwerte (Kapitel 3.2.2) von skaliert.

### 3.2.4 Troposphärisches Aerosol

Globale Aerosolmessungen mit Hilfe von Satelliten existieren erst seit wenigen Jahren. Datensätze der Konzentration und Zusammensetzung des Aerosols in der Troposphäre werden daher meist mit Hilfe von Transportmodellen erstellt. Eine Zusammenstellung der zu Beginn dieser Arbeit verfügbaren Aerosol-Datensätze ist in Tabelle 3.2 gegeben.

Der NASA-GISS-Datensatz wurde zur Verwendung im Klimamodell des *Goddard Institute for Space Studies* (GISS) erstellt. Die Verteilungen der wichtigsten Aerosolarten Sulfat, Staub, Kohlenstoffaerosole und Seesalz wurden aus verschiedenen Aerosol-Transportmodellen kombiniert (CHIN et al. 1996, TEGEN und FUNG 1995, TEGEN et al. 1997, LIOUSSE et al. 1996). Die

Tabelle 3.2: Übersicht über die verfügbaren Aerosoldatensätze

Datensatz	räumliche Auflösung	zeitliche Auflösung	räumliche Abdeckung	Zeitraum
NASA-GISS	4°x5°	klimatologische Monatsmittel	global	Klimatologie
GADS	5°x5°	klimatologische Sommer- und Winterwerte	global	Klimatologie
GOCART	2°x2.5°	Monatsmittel	global	1990/1996/1997/2000/2001
AERONET	einzelne Stationen	tägliche Messungen	175 Stationen weltweit	ab 1993

optischen Eigenschaften jeder Aerosolart wurden exemplarisch im Labor bestimmt. Aus den von Modellen berechneten Massendichten der einzelnen Aerosolarten wurde für jede Gitterbox der Auflösung  $4^\circ \times 5^\circ$  die optische Dicke bei 550 nm abgeleitet. Für jeden Monat des Jahres wird pro Gitterbox ein klimatologischer Mittelwert der optischen Dicke des troposphärischen Aerosols bereitgestellt (Abbildung 3.11).

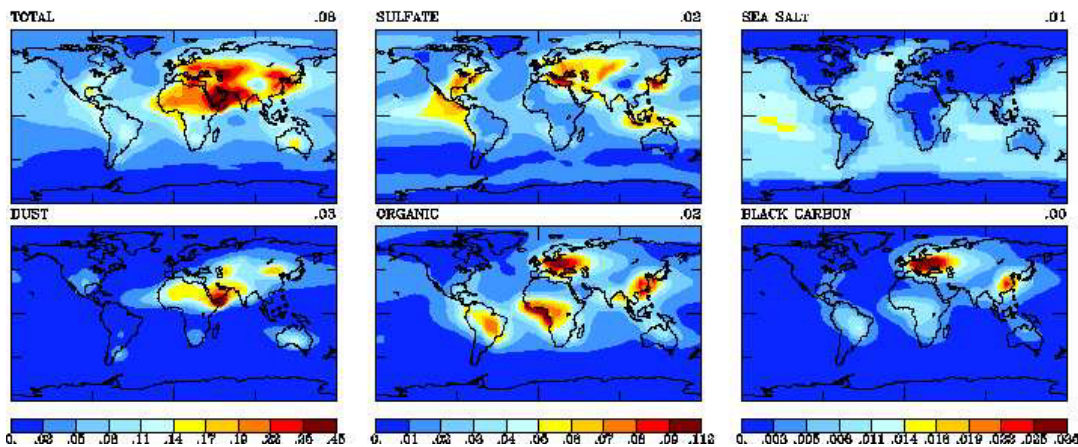


Abbildung 3.11: Jahresmittel der optischen Dicken einzelner Aerosolarten sowie die optische Dicke des gesamten troposphärischen Aerosols der NASA-GISS-Aerosolklimatologie (aus TEGEN et al. 1997).

Neben der NASA-GISS-Aerosolklimatologie umfassen auch der GADS-Datensatz (*Global Aerosol Data Set*, KÖPKE et al. 1997) und der GOCART-Datensatz (*Georgie Tech/Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport model*, CHIN et al. 2000, GINOUX et al. 2001) globale Verteilungen der optischen Dicke des troposphärischen Aerosols (Tabelle 3.2). GADS stellt jedoch lediglich einen klimatologischen Sommer- und Winterwert bereit. Zur Modellierung des Jahresganges der Solarstrahlung ist der Datensatz daher nicht geeignet. Die NASA-GISS-Klimatologie gab dagegen im Vergleich mehrerer Aerosolmodelle mit Messungen des AERONET-Netzwerkes (HOLBEN et al. 1998), darunter auch der GOCART-Datensatz, die jahreszeitlichen Schwankungen an 30 Stationen am besten wieder (KINNE et al. 2003). Auch in Vergleichen der Direktnormalstrahlung aus Strahlungstransferrechnungen unter Verwendung verschiedener Aerosoldatensätze ergaben sich gegenüber gemessener Direktnormalstrahlung in den Ergebnissen mit der NASA-GISS-Klimatologie die kleinsten systematischen Abweichungen (SCHILLINGS 2005). In der vorliegenden Arbeit wurden daher die optischen Dicken aus der NASA-GISS-Aerosolklimatologie zur Berechnung der Global- und Direktnormalstrahlung verwendet.

### 3.2.5 Stratosphärisches Aerosol

Verschiedene Indizes bewerten die Stärke von Vulkanausbrüchen nach verschiedenen Gesichtspunkten wie der Explosivität (*Volcanic explosivity index* (VEI), NEWHALL und SELF 1982) oder der Größenordnung der ausgeworfenen Staubwolke im Vergleich zur Eruption des Krakatau im Jahr 1883 (*Dust veil index* (DVI), LAMB 1970). Der Index nach (SATO et al. 1993) und der *Ice core volcanic index* (IVI) (ROBOCK und FREE 1995) klassifizieren die Stärke eines Vulkanausbruchs anhand der optischen Dicke des ausgeworfenen Materials. In dieser Arbeit



wurde der Index von (SATO et al. 1993) verwendet, der aus Monatsmitteln der optischen Dicke des stratosphärischen Aerosols bei 550 nm in 7.5° Breitenschritten besteht (Abbildung 3.12). Der Sato-Index wurde zur Verwendung in Klimamodellen für den Zeitraum von 1850-1999 mit unterschiedlichen Methoden erstellt (SATO et al. 1993). In dem für diese Arbeit relevanten Zeitraum von 1983 bis 1997 basieren die optischen Dicken des stratosphärischen Aerosols auf Satellitenbeobachtungen des *Stratospheric Aerosol Monitor* (SAM II) sowie SAGE I und SAGE II. Ab 1998 wurde ein exponentieller Abfall der optischen Dicke bis 1999 mit einer Zerfallskonstanten von einem Jahr angenommen (SATO 2002). Nach dem Ausbruch des Pinatubo 1991 fanden keine hochreichenden Vulkanausbrüche mit globalen Auswirkungen mehr statt. Die optische Dicke des Aerosols aus Lidarmessungen in Garmisch-Partenkirchen nach 1997 liegt unter den Werten von vor dem Ausbruch des El Chichon 1982 (JÄGER 2005). Ab 2000 wurde daher in den Strahlungstransferrechnungen dieser Arbeit kein stratosphärisches Aerosol mehr einbezogen.

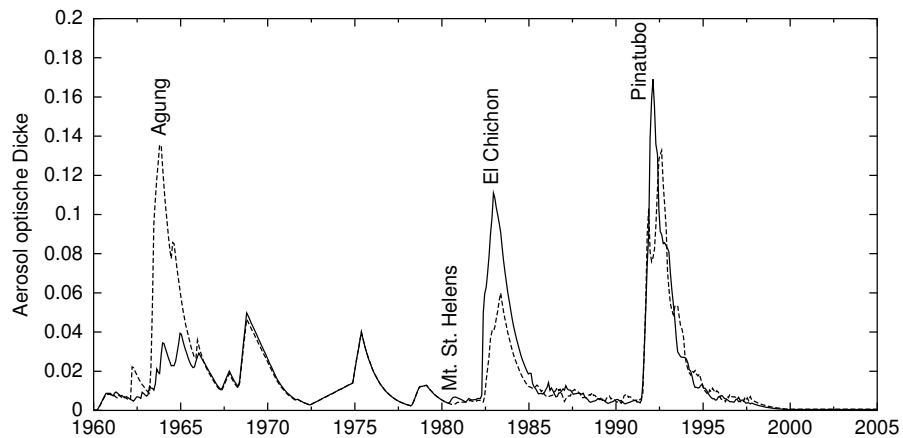


Abbildung 3.12: Optische Dicke des stratosphärischen Aerosols nach (SATO et al. 1993) für die nördlichen (durchgezogene Kurve) und südlichen Subtropen (gestrichelte Kurve).

### 3.3 Ablauf der Strahlungstransferrechnungen

#### 3.3.1 Vorbereitung der Datensätze

Zur Erstellung des globalen Datensatzes der Global- und Direktnormalstrahlung wurden die ISCCP-Wolkendaten in dieser Arbeit gitterboxweise bearbeitet. Dieses Vorgehen hat den Vorteil, dass zeitlich unveränderliche Parameter wie die geographische Lage der Gitterbox, die mittlere topographische Höhe über dem Meeresspiegel und die klimatologischen Monatsmittel der optischen Dicke des troposphärischen Aerosols nur für eine einzelne Gitterbox im Speicher gehalten werden müssen. Der benötigte Speicherplatz ist daher wesentlich geringer als bei der zeitschrittweisen Bearbeitung globaler Wolkendaten. Die Erstellung von Zeitreihen einzelner Gitterboxen unter Variation der Eingabeparameter für Sensitivitätsstudien ist ebenfalls problemlos gewährleistet.

Die Wolkenparameter des ISCCP-Datensatzes lagen in Form jeweils einer Datei für jeden dreistündigen Zeitpunkt GMT vor. Jede dieser Dateien enthielt die Daten für alle 6596 Gitterboxen des ISCCP-Gitternetzes. Damit eine gitterboxweise Bearbeitung möglich wurde, wurden sie in 6596 Dateien umgeschrieben, wobei am Ende jede Datei die Zeitreihe der Wolkenparameter für eine einzelne ISCCP-Gitterbox enthielt. Die Ozon- und Wasserdampfprofile sowie die Bodenbedo, die im Rahmen des ISCCP-FD-Datensatzes zur Verfügung gestellt wurden, sind in diesen Dateien ebenfalls enthalten. Die NASA-GISS-Klimatologie und die optische Dicke des stratosphärischen Aerosols wurden von der ursprünglichen Auflösung in das 280 km x 280 km Gitternetz überführt.

### 3.3.2 Die libRadtran-Bibliothek

In der Software-Bibliothek libRadtran (*library for Radiative transfer*, MAYER und KYLLING 2005) sind mehrere Algorithmen zur Berechnung der Strahlungstransfergleichung enthalten, darunter auch der in dieser Arbeit verwendete Zwei-Strom-Algorithmus nach (KYLLING et al. 1995) und der disort-Algorithmus nach (STAMNES et al. 1988). Zusätzlich werden verschiedene Parametrisierungen von Wolkeneigenschaften und atmosphärischer Absorption bereitgestellt, die zur Berechnung der Strahlungsflussdichte auf der Erde benötigt werden. Hierzu gehören auch die k-Verteilung nach (KATO et al. 1999) sowie die Wolkenparametrisierungen von (HU und STAMNES 1993) und (KEY et al. 2002).

Der Zwei-Strom-Algorithmus nach (KYLLING et al. 1995) wurde vor der Verwendung in dieser Arbeit mit unterschiedlichen Eingabeparametern getestet. Das Auftreten von numerischen Instabilitäten bei der Berechnung der Diffusstrahlung (Kapitel 3.1) konnte durch die Überarbeitung des Programms bis auf wenige Ausnahmefälle beseitigt werden (KYLLING 2004). Diese haben aufgrund des seltenen Auftretens keine Auswirkungen auf die Ergebnisse dieser Arbeit.

Die Implementierung der k-Verteilung nach (KATO et al. 1999) in der libRadtran-Bibliothek war auf einzelne Strahlungstransferrechnungen ausgelegt. Daher musste eine gründliche Überarbeitung für die wiederholte Berechnung von Strahlungsflussdichten durchgeführt werden. Die Anzahl zeitintensiver Einlesevorgänge wurde minimiert und das gesamte Programm auf Schnelligkeit optimiert. Die Geschwindigkeit der Strahlungstransferrechnungen konnte dadurch mehr als verdoppelt werden.

Zur Spezifizierung der gewünschten Einstellungen zur Berechnung des Strahlungstransfers und zur Übergabe der Atmosphärenparameter an die Strahlungstransferbibliothek libRadtran muss eine Datei erstellt werden, die folgende Angaben enthält: Lösungsalgorithmus der Strahlungstransfergleichung, Spezifikationen der k-Verteilung, zu verwendende Standardatmosphäre, Ozon- und Wasserdampfsäule, Spektralbereich, für den der Strahlungstransfer berechnet werden soll, Bodenbedo, Höhe über dem Meeresspiegel der untersten Atmosphärenschicht, Zenitwinkel der Sonne, Tag des Jahres, gewünschtes Aerosolprofil, optische Dicke des Aerosols und im Fall von Wolken die entsprechende Parametrisierung der optischen Eigenschaften, der Effektivradius der Wolkenteilchen und die Höhe und optische Dicke der Wolke. Die Höhe der untersten Atmosphärenschicht entspricht der mittleren topographischen Höhe einer Gitterbox. Sie wird benötigt, um die Profile der Standardatmosphäre während der Strahlungstransferrechnungen bis zur angegebenen Höhe über dem Meeresspiegel auf 0 zu setzen und damit die atmosphärische Absorption der jeweiligen Höhenlage anzupassen. Ozon- und Wasserdampfsäule sowie die optische Dicke des Aerosols werden hierdurch nicht verändert, da

sie auf die übergebenen Werte skaliert werden. Für den Spektralbereich wurde in dieser Arbeit der kurzwellige Bereich von 200 nm bis 4300 nm gewählt. Der Tag des Jahres wird dazu verwendet, die solare Bestrahlungsstärke dem Abstand zwischen Erde und Sonne entsprechend der Position der Erde auf der Umlaufbahn anzupassen (Kapitel 2.5).

Die Höhe einer Wolke wurde aus den Angaben zum Druck an der Wolkenoberkante in den ISCCP-Daten durch lineare Interpolation aus den Standardatmosphären berechnet. Die Schichtdicke der Wolke wurde konstant mit 1 km angenommen. Bei der Wahl der Wolkeneigenschaften wurde darauf geachtet, in größtmöglicher Konsistenz mit der ISCCP-Wolkenerkennung zu arbeiten. Für den Effektivradius wurde daher bei Wasserwolken 10  $\mu\text{m}$  und bei Eiswolken 30  $\mu\text{m}$  angenommen. Für Wasserwolken gibt die Parametrisierung nach (HU und STAMNES 1993) die optischen Eigenschaften von sphärischen Wolkentröpfchen konsistent zu den Annahmen in der ISCCP-Wolkenerkennung wieder. Die Parametrisierung der Eiswolken nach (KEY et al. 2002) und (YANG et al. 2000) behandelt zwar nicht dieselben fraktalen Eiskristallformen, die in ISCCP verwendet wurden (MISHCHENKO et al. 1996), der Asymmetriefaktor stimmt jedoch gut überein (MACKE 2004). Da die optische Dicke der Wolke aus den ISCCP-Daten übernommen und nicht nach den Parametrisierungen berechnet wird, ergeben sich für diese keine Inkonsistenzen. Auch bei der Skalierung der optischen Dicke von 600 nm auf andere Wellenlängen des betrachteten Spektralbereichs haben die Unterschiede zwischen den verwendeten Parametrisierungen und der ISCCP-Methode aufgrund der geringen Wellenlängenabhängigkeit der optischen Dicke im kurzwelligen Spektralbereich (SLINGO und SCHRECKER 1982) kaum Auswirkungen.

### 3.3.3 Sensitivitätsstudien

Zur Untersuchung der Strahlungsflussdichten in Abhängigkeit der verschiedenen Atmosphärenparameter wurden entsprechend des in dieser Arbeit entwickelten Verfahrens mehrere Sensitivitätsstudien durchgeführt. Jeweils ein Parameter wurde variiert, alle übrigen Einstellungen aber konstant gehalten. Die in diesem Kapitel dargestellten Ergebnisse beziehen sich jeweils auf die spektral integrierten Strahlungsflussdichten.

Der Einfluss der Auswahl der Standardatmosphäre auf die Ergebnisse (Kapitel 3.2.3) wurde untersucht, indem nacheinander unter Verwendung der fünf Standardatmosphären Strahlungsflussdichten bei einem konstanten Sonnenzenitwinkel von  $30^\circ$  berechnet wurden. Unter wolkenlosen Bedingungen ergab sich eine maximale Abweichung von  $4 \text{ W/m}^2$  in der Globalstrahlung und  $6 \text{ W/m}^2$  in der Direktnormalstrahlung zwischen den Ergebnissen der einzelnen Strahlungstransferrechnungen. Die größten Abweichungen traten dabei zwischen den Ergebnissen unter Verwendung der tropischen Atmosphäre und der Winteratmosphäre für hohe Breiten auf. Unter einer Wolke der optischen Dicke  $\tau = 1$  sanken die Unterschiede zwischen den Ergebnissen in der Global- und der Direktnormalstrahlung unter  $1 \text{ W/m}^2$ . Insgesamt sind daher nur minimale Fehler oder Inhomogenitäten in den Ergebnissen dieser Arbeit aufgrund der groben Einteilung nach Breitengraden bei der Auswahl der zu verwendenden Standardatmosphäre zu erwarten.

Die geometrische Dicke der Wolken wurde in den Strahlungstransferrechnungen konstant mit 1 km angenommen. Die optische Dicke der Wolken zur Berechnung des Strahlungstransfers wurde aus den ISCCP-Daten übernommen und nicht anhand der Parametrisierungen aus Kapitel 3.1.3 berechnet. In Sensitivitätsstudien wurde die geometrische Dicke der Wolken bei fester optischer Dicke ( $\tau = 1$  und  $\tau = 2$ ) und festem Zenitwinkel der Sonne ( $\theta = 30^\circ$ )

und  $\theta = 60^\circ$ ) zwischen 100 m und 5000 m in 100 m - Schritten variiert. Die maximalen Unterschiede der Strahlungsflussdichten der Global- und Direktnormalstrahlung sowohl bei Eis- als auch bei Wasserwolken betragen  $1.5 \text{ W/m}^2$  ( $<0.5\%$ ). Die Annahme einer konstanten geometrischen Dicke der Wolken wirkt sich daher nur minimal auf die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen aus.

Sensitivitätsstudien zu Ozon- und Wasserdampfsäulen sowie der optischen Dicke des Aerosols wurden bei einem Sonnenzenitwinkel von  $30^\circ$  und unter Verwendung der Standardatmosphäre für Sommerbedingungen der mittleren Breiten durchgeführt. Es wurde jeweils eine Reihe von Strahlungstransferrechnungen unter wolkenlosen Bedingungen und bei vollständiger Bedeckung von Wasserwolken der optischen Dicke  $\tau = 1$  durchgeführt.

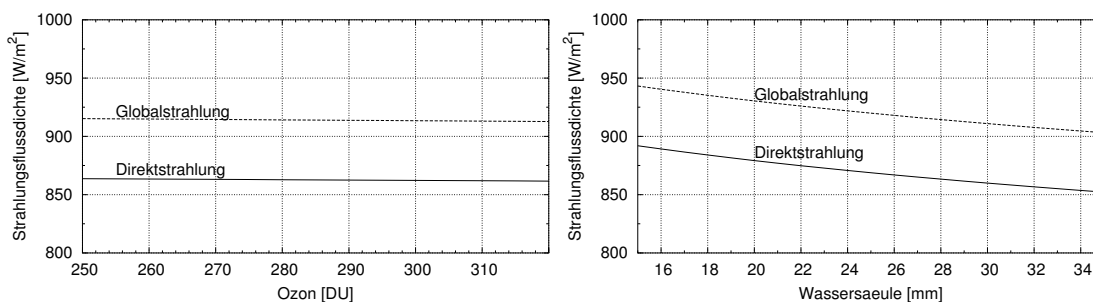


Abbildung 3.13: Veränderung der Global- und Direktstrahlung mit zunehmender Ozon- (links) und Wasserdampfsäule (rechts) unter wolkenlosen Bedingungen.

Schwankungen der Ozonsäule im Bereich der TOMS-Ergebnisse (Kapitel 3.2.2) wirken sich auf die Ergebnisse der Global- und Direktstrahlung praktisch nicht aus. Selbst unter wolkenlosen Bedingungen variieren Global- und Direktstrahlung in Abhängigkeit der Ozonsäule im Bereich von  $280 \text{ DU} \pm 30 \text{ DU}$  nur um  $2 \text{ W/m}^2$  ( $\ll 1\%$ ) (Abbildung 3.13). Ozon wirkt sich hauptsächlich durch Absorption im UV-Bereich des Spektrums aus (Abbildung 2.3). Bei einer Ozonsäule um  $280 \text{ DU}$  ist bereits der Großteil der betroffenen Wellenlängenbereiche in der Atmosphäre absorbiert worden, Änderungen wirken sich daher nur noch wenig aus. Auf die breitbandigen Strahlungsflussdichten der Global- und Direktstrahlung haben Schwankungen der Ozonsäule daher nur sehr geringen Einfluss.

Schwankungen der Wasserdampfsäule im Bereich der TOVS-Ergebnisse (Kapitel 3.2.2) von  $25 \text{ mm} \pm 4 \text{ mm}$  verändern die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen unter wolkenlosen Bedingungen um  $\pm 8 \text{ W/m}^2$  sowohl in der Direkt- als auch in der Globalstrahlung (Abbildung 3.13). Bei vollständiger Bedeckung variieren die Ergebnisse der Globalstrahlung in Abhängigkeit des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre um  $13 \text{ W/m}^2$ , die Direktstrahlung schwankt um  $\pm 4 \text{ W/m}^2$ . Sowohl unter wolkenlosen als auch unter bewölkten Bedingungen ( $\tau = 1$ ) liegt der Einfluss des Wasserdampfgehaltes auf die Strahlungsflussdichten damit im Bereich von  $1\%$ .

Eine Erhöhung der optischen Dicke des Aerosols wirkt sich auf die Direktstrahlung durch eine exponentielle Abnahme der Strahlungsflussdichte aus (Abbildung 3.14). Die Einfachstreueralbedo für Aerosol in den Profilen nach (SHETTLE 1989) beträgt etwa  $0.95$ . Strahlung wird daher fast ausschließlich gestreut. Die Diffusstrahlung nimmt somit mit steigender optischer Dicke des Aerosols zunächst zu. Die Abnahme der Globalstrahlung als Summe aus Direkt- und Dif-

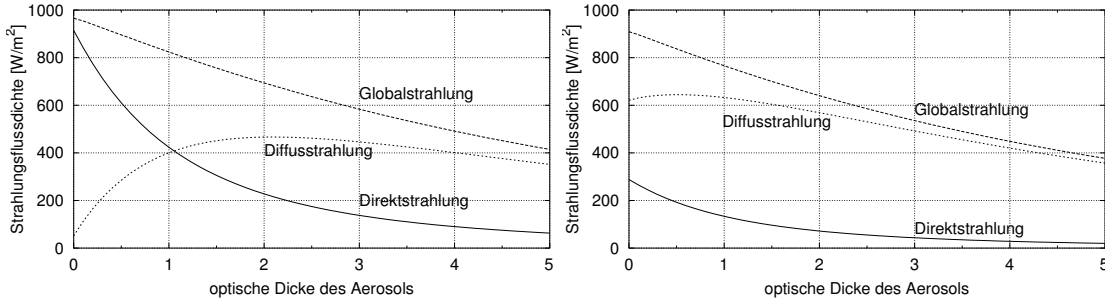


Abbildung 3.14: Veränderung der Global- und Direktstrahlung bei zunehmender optischer Dicke des Aerosols unter wolkenlosen Bedingungen (links) und bei vollständiger Bedeckung von Wasserwolken der optischen Dicke  $\tau = 1$  (rechts).

fußstrahlung ist daher weniger steil als der Abfall der Kurve der Direktstrahlung (Abbildung 3.14). Mit weiter zunehmender optischer Dicke des Aerosols tritt verstärkt Mehrfachstreuung auf. Die Wahrscheinlichkeit der Absorption von Strahlung nimmt entsprechend zu, so dass auch die Diffusstrahlung ab einer optischen Dicke des Aerosols von etwa  $\tau = 2$  abnimmt. Unter bewölkten Bedingungen ist die Strahlungsflussdichte der Direktstrahlung bei einer optischen Dicke des Aerosols von  $\tau = 0$  durch die Wolke bereits vermindert. Die Direktstrahlung fällt daher mit zunehmender optischer Dicke des Aerosols sehr schnell ab (Abbildung 3.14). Die Diffusstrahlung ist durch die Streuung an Wolkenpartikeln auch bei niedriger optischer Dicke des Aerosols bereits hoch und nimmt durch Streuung an Aerosolpartikeln nur noch wenig zu. Die Kurven der Globalstrahlung verlaufen unter bewölkten und wolkenfreien Bedingungen nahezu parallel und auch die Absolutwerte liegen in ähnlichen Größenordnungen (Abbildung 3.14). Der Einfluss der optischen Dicke des Aerosols auf die Globalstrahlung ist daher für die gezeigten Beispiele nahezu identisch für den bewölkten und den unbewölkten Fall. In der Direktstrahlung ist die Auswirkung der optischen Dicke des Aerosols innerhalb eines bestimmten Intervalls dagegen davon abhängig, ob wolkenfreie Bedingungen oder bewölkte Bedingungen vorliegen. Eine Schwankung der optischen Dicke des Aerosols von 0.5 um  $\pm 0.2$  ergibt eine Veränderung der Strahlungsflussdichte der Direktstrahlung von  $\pm 186 \text{ W/m}^2$  (30%) im wolkenlosen Fall und von  $\pm 33 \text{ W/m}^2$  (17%) bei vollständiger Bedeckung der optischen Dicke  $\tau = 1$ . Mit zunehmender optischer Dicke der Wolke wird ein Großteil der einfallenden Strahlungsflussdichte in der Wolke gestreut oder absorbiert. Der Einfluss der optischen Dicke des Aerosols nimmt daher mit zunehmender optischer Dicke der Wolken ab.

Die vorherige Studie zeigt bereits, dass der Bedeckungsgrad große Auswirkungen auf die Strahlungsflussdichte auf der Erdoberfläche hat. Bei teilweiser Bedeckung wurde die Strahlungsflussdichte  $F$  in dieser Arbeit aus

$$F = \sum_i \{ca_i * F_{bewölkt}^i\} + (1 - \sum_i ca_i) * F_{wolkenlos} \quad (3.4)$$

berechnet.  $ca_i$  ist der Bedeckungsgrad des Wolkentyps  $i$  mit  $0 \leq ca_i \leq 1$ ,  $F_{bewölkt}^i$  die Strahlungsflussdichte bei vollständiger Bedeckung des Wolkentyps  $i$  und  $F_{wolkenlos}$  die Strahlungsflussdichte unter wolkenlosen Bedingungen. Bei einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 1$  wirkt sich auch ein Bedeckungsgrad von 1 nur wenig auf die Globalstrahlung aus, während die Direktstrahlung bereits deutlich gegenüber dem wolkenlosen Fall verringert wird (Abbildung

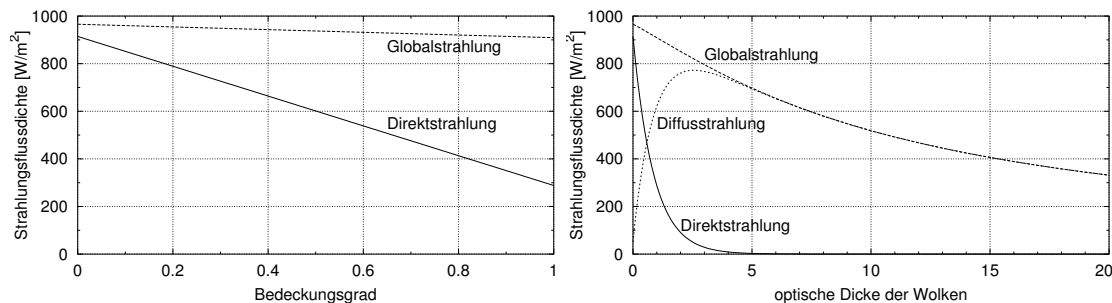


Abbildung 3.15: Abhängigkeit der Strahlungsflussdichte vom Bedeckungsgrad für Wasserwolken der optischen Dicke  $\tau = 1$  (links) und von der optischen Dicke der Wolken bei 100% Bedeckung (rechts).

3.15 links). Erhöht sich die optische Dicke der Wolke, nimmt die Direktstrahlung entsprechend noch stärker ab, bis schließlich bei einer Bedeckung von 100% keine Direktstrahlung mehr den Erdboden erreicht. Die Strahlungsflussdichte bei 100% Bedeckung folgt dabei einer exponentiell abfallenden Kurve (Abbildung 3.15 rechts). Die mittlere optische Dicke der Wolken aus den ISCCP-Daten beträgt  $\tau = 5.3 \pm 2.5$ . Der Betrag der Direktstrahlung, der bei dieser optischen Dicke in Gleichung 3.4 vom bedeckten Teil des Himmels beiträgt, liegt bei  $2 \pm 34 \text{ W/m}^2$ . Der ausschlaggebende Parameter bei der Berechnung der Direktstrahlung bei diesen optischen Dicken ist daher der Bedeckungsgrad. Die Auswirkungen auf die Globalstrahlung sind wie schon im Fall der Erhöhung der optischen Dicke des Aerosols weniger stark, da die Abnahme der Direktstrahlung zunächst durch eine Zunahme der Diffusstrahlung kompensiert wird.

### 3.3.4 Berechnung des Strahlungstransfers

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Programm erstellt, das die atmosphärischen Parameter zur Berechnung des Strahlungstransfers aus den Datensätzen ausliest und mit den Spezifikationen zur Lösung der Strahlungstransfergleichung in einer Übergabedatei für die libRadtran-Bibliothek zusammenstellt. Für jeden dreistündigen Zeitpunkt der ISCCP-Daten wurde eine Strahlungstransferrechnung für wolkenfreie Bedingungen und je eine Rechnung pro auftretendem Wolkentyp durchgeführt. Diese Art der Berechnung erhält die Konsistenz mit der Wolkenerkennung in ISCCP, da wie in der Ableitung der optischen Dicke der Wolken ein homogenes, vollständig bewölktetes Pixel angenommen wird (Kapitel 3.2.1). Die Ergebnisse für alle Wolkentypen eines dreistündigen Zeitpunktes wurden zum Abschluss gewichtet mit den zugehörigen Bedeckungsgraden summiert (Gleichung 3.4). Lag der Gesamtbedeckungsgrad unter 100%, so wurde der nicht bedeckte Prozentsatz als Gewicht für das Ergebnis des wolkenlosen Falles verwendet und dieser ebenfalls addiert.

Für die Berechnung der 21-jährigen Zeitreihe einer ISCCP-Gitterbox waren etwa 250000 Aufrufe des Strahlungstransfermoduls nötig. Die Dauer der Bearbeitung einer Gitterbox lag je nach verwendetem Prozessor und Anzahl der auftretenden Wolkentypen zwischen 3 und 24 Stunden. Um die Strahlungsflussdichte aller 6596 Boxen des ISCCP-Gitters betrachten zu können, wurden die Rechnungen daher parallelisiert. Als Programmiersprache wurde die

Skriptsprache gawk<sup>1</sup> verwendet. Programme in dieser Sprache können ohne den Einsatz eines Compilers auf allen UNIX-Systemen gestartet werden. Die libRadtran-Bibliothek bietet eine Reihe von Tests an, um Abweichungen in den Ergebnissen der Strahlungstransferrechnungen aufgrund von Compilerunterschieden anhand eines Referenzwertes abzuschätzen. Auf den in dieser Arbeit verwendeten Systemen (SUSE Linux, Debian Linux und IBM UNIX) lagen die Abweichungen im Promille-Bereich. Fehler aufgrund von Compilerunterschieden können daher ausgeschlossen werden.

Die Strahlungstransferrechnungen wurden auf etwa 50 Prozesse verteilt. Aus dem DLR-Institut für Physik der Atmosphäre wurden insgesamt 32 Rechner verwendet. In der *High Performance Computing Facility* des ECMWF wurden fünf Prozesse auf den IBM Cluster 1600 bearbeitet. Sechs befreundete Wissenschaftler aus anderen Institutionen stellten ebenfalls Rechenleistung für die Strahlungstransferrechnungen dieser Arbeit zur Verfügung. Die Gesamtrechenzeit von etwa 300000 Stunden zur Berechnung des Strahlungstransfers über 21 Jahre mit und ohne die Einbeziehung des stratosphärischen Aerosols konnte so innerhalb von 1.5 Jahren bearbeitet werden.

### 3.3.5 Der ISIS-Datensatz

Die Strahlungsflussdichten wurden aus dem ISCCP-Wolkendatensatz einmal mit und einmal ohne stratosphärisches Aerosol berechnet. Die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen lagen in Form von Strahlungsflussdichten der Direkt- und Diffusstrahlung vor. Aus diesen wurde die Global- und Direktnormalstrahlung berechnet. Die räumliche Auflösung des ISCCP-Datensatzes wurde beibehalten. Die gesamten Zeitreihen umfassen 21.5 Jahre von Juli 1983 bis Dezember 2004 in dreistündiger Auflösung. Der so entstandene Datensatz, der in den folgenden Kapiteln vorgestellt wird, erhielt die Bezeichnung ISIS für engl. *Irradiance at the Surface derived from ISCCP cloud data*.

Zeitreihen des ISIS-Datensatzes sind über die Webseite <http://www.pa.op.dlr.de/ISIS> im Internet erhältlich. Um Verwechslungen vorzubeugen, wird der Datensatz dort unter der Bezeichnung DLR-ISIS geführt. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird aber der Einfachheit halber die Bezeichnung ISIS beibehalten.

---

<sup>1</sup>awk ist eine Programmiersprache zur Bearbeitung und Auswertung von Textdaten, die in allen UNIX-Systemen enthalten ist. Die Bezeichnung ist aus den Anfangsbuchstaben der Nachnamen ihrer drei Autoren Alfred V. Aho, Peter J. Weinberger und Brian W. Kernighan zusammengesetzt. Gawk ist die GNU-Version von awk. GNU ist ein rekursives Akronym von GNU's Not Unix und bezeichnet das im Rahmen des GNU-Projekts in Entwicklung befindliche, vollständig freie Betriebssystem.





# Kapitel 4

## Validierung

Zur Validierung des ISIS-Datensatzes wurde die Global- und Direktnormalstrahlung mit Messungen von Bodenstationen verglichen. Kapitel 4.1 gibt einen Überblick über die Ergebnisse der Vergleiche und zeigt mögliche Ursachen für Abweichungen auf. Die Variabilität der Strahlung innerhalb einer Gitterbox wird in Kapitel 4.2 durch den Vergleich von Messungen mehrerer Stationen innerhalb eines begrenzten Gebietes abgeschätzt. Studien von Ergebnissen der Global- und Direktnormalstrahlung bei Verwendung von gemessenen optischen Dicken des Aerosols sowie von hochaufgelösten Direktnormalstrahlungsdaten werden durchgeführt, um den Effekt der Mittelung über eine ISIS-Gitterbox auf die Vergleiche mit gemessenen Bestrahlungsstärken zu untersuchen. Den Abschluss bildet eine Diskussion der Validierungsergebnisse in Kapitel 4.3.

### 4.1 Vergleich der ISIS-Ergebnisse mit Strahlungsmessungen von Bodenstationen

Die Unsicherheit einer abgeleiteten Größe kann auf zwei Arten bestimmt werden: durch Berechnung des Fehlers anhand der Fehlerfortpflanzung oder durch Vergleich mit Referenzwerten. Die Fehlerfortpflanzung ist anwendbar, falls die Unsicherheiten der verwendeten Parameter bekannt sind. Für die in dieser Arbeit berechneten Strahlungsflussdichten ist dies nicht der Fall, da beispielsweise die Abweichungen der Wolkendaten von Beobachtungen sehr stark räumlich und zeitlich variieren (Kapitel 3.2.1). Die optische Dicke des troposphärischen Aerosols ging als Klimatologie in die Strahlungstransferrechnungen ein. Ihre Unsicherheit muss daher eine von der Zeit abhängige Größe sein, die jedoch nicht bekannt ist. Zur Bestimmung der Unsicherheit des ISIS-Datensatzes wurden die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen daher mit Messungen von Bodenstationen verglichen. Hieraus lässt sich eine mittlere systematische und statistische Abweichung bestimmen, die einen Anhaltspunkt für die Qualität des Datensatzes bietet.

Die Unterschiede zwischen der ISIS-Solarstrahlung und gemessenen Strahlungsflussdichten werden durch die mittlere systematische Abweichung (MB von engl. *Mean Bias*), die mittlere statistische Abweichung (RMSD von engl. *Root Mean Square Deviation*) und den Korrelationskoeffizienten (Anhang A5) der Monatsmittelwerte charakterisiert. Der Korrelationskoeffizient  $r$  gibt an, wie gut der Jahresgang in den verglichenen Zeitreihen übereinstimmt.

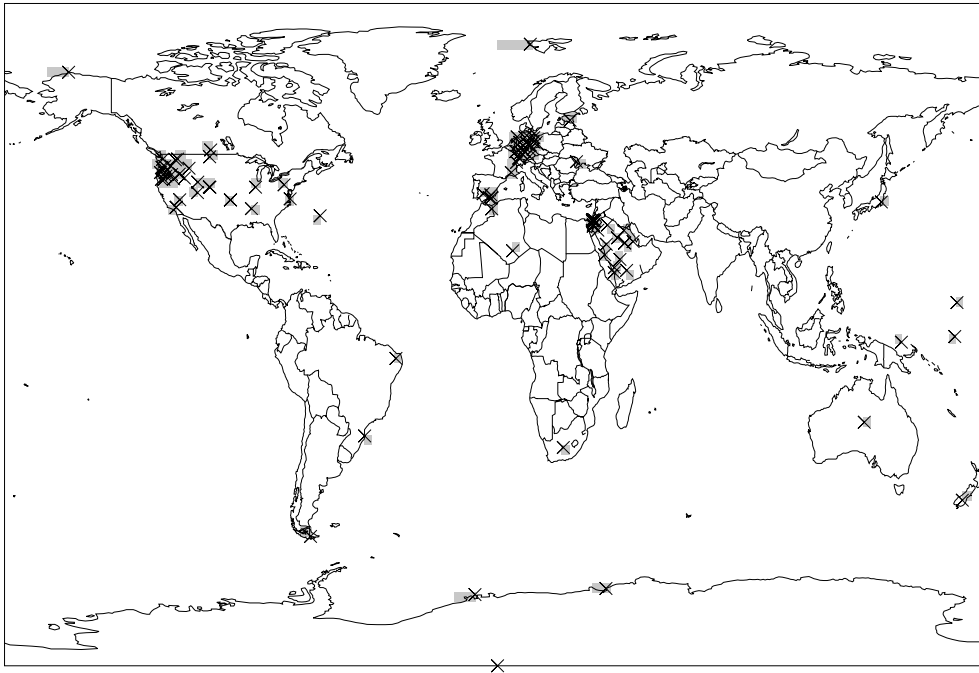


Abbildung 4.1: Geographische Verteilung der ISIS-Gitterboxen (graue Flächen) und Bodenstationen (Kreuze) für die die Strahlungsflussdichten der Global- und Direktnormalstrahlung verglichen wurden.

Anhand des jahresgangbereinigten Korrelationskoeffizienten  $r_A$  kann ermittelt werden, wie gut Abweichungen vom typischen Jahresgang jeder Zeitreihe übereinstimmen. Zur Berechnung des jahresgangbereinigten Korrelationskoeffizienten wurde aus allen Monatsmitteln für einen bestimmten Monat der Mittelwert gebildet. Alle Messungen dieses Monats wurden anschließend in Form der Abweichung von diesem Mittelwert weiter bearbeitet. Dies wurde für alle 12 Monate des Jahres durchgeführt. Für die Vergleiche der jahresgangbereinigten Messungen wurden nur Stationen verwendet, für die Daten von mindestens drei Jahren vorlagen. Dies gewährleistet, dass ein annähernd repräsentativer Mittelwert für den Jahresgang gebildet werden kann. Die Anomalien des ISIS-Datensatzes wurden auf der Basis des gesamten Zeitraums von 21 Jahren gebildet.

Während Globalstrahlungsmessungen weltweit in großer Anzahl vorliegen, ist die Zahl der Stationen, die Direktnormalstrahlung messen, sehr begrenzt. Für den Zeitraum vor 1990 nimmt die Anzahl der verfügbaren Messreihen noch einmal stark ab. An der Mehrzahl der gefundenen Stationen wird auch Globalstrahlung gemessen, so dass beide Strahlungsflussdichten für die Validierung verwendet werden können.

Seit der Gründung des *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN, OHMURA et al. 1998) im Jahr 1992 stehen Messungen von 37 Stationen in hoher Qualität zur Verfügung, 31 davon beinhalten auch Direktnormalstrahlung (Anhang A6, Tabelle 6.4). Die Länge der Messreihen variiert von Station zu Station von einigen Monaten bis zum gesamten Zeitraum von 1992 bis heute. Dieser Datensatz stellt die wichtigste Quelle für die Validierung der Direktnormalstrahlungsergebnisse dieser Arbeit dar.

Das *Solar Radiation Monitoring Laboratory* der *University of Oregon* in Eugene stellt insgesamt 18 Zeitreihen zur Verfügung (Anhang A6, Tabelle 6.5). Von besonderer Bedeutung sind hierbei die Daten der Standorte Eugene, Burns und Hermiston, da sie den gesamten in dieser Arbeit untersuchten Zeitraum und die Jahre darüber hinaus bis in die späten 1970er Jahre abdecken.

12 Stationen in Saudi Arabien werden im Rahmen des *NASA Remote Sensing Validation Data* bereitgestellt (Anhang A6, Tabelle 6.6). Der Messzeitraum für die arabischen Stationen umfasst die Jahre 1998-2002.

Das *Ben-Gurion National Solar Energy Center* in Sede Boqer (Israel) stellt acht Zeitreihen von Stationen in Israel über die Zeit von 1989 bis 1999 zur Verfügung (FAIMAN et al. 2004, Anhang A6, Tabelle 6.7). Diese sehr dicht zusammenliegenden Stationen bieten eine gute Möglichkeit, die Variabilität der Direktnormalstrahlung innerhalb eines begrenzten Gebietes zu untersuchen (Kapitel 4.2).

Einzelne Zeitreihen aus unterschiedlichen Quellen wurden herangezogen, um die Datenbasis für die Validierung weiter zu verbreitern (Anhang A6, Tabelle 6.8). Hierzu gehören Daten des Fraunhofer-Institut für Solare Energiesysteme (ISE) in Freiburg, des *Global Atmosphere Watch* (GAW) Projektes, der *Kramer Junction Power Plant* in Kalifornien sowie im Rahmen der Projekte SKAL-ET (HochSKALierung der EuroTrough Technologie) und SWERA (Solar and Wind Energy Resource Assessment) gemessene Zeitreihen. Von 18 Stationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) liegen Globalstrahlungszeitreihen vor (Anhang A6, Tabelle 6.9).

Insgesamt wurden Messungen von 97 Stationen mit den ISIS-Ergebnissen verglichen (Abbildung 4.1). Alle Zeitreihen wurden bei der Erstellung durch die jeweiligen Institutionen einer Qualitätskontrolle unterzogen. Der mittlere Fehler der Messungen wird zwischen 1% und 5% angegeben.

Die Messungen des BSRN-Netzwerkes liegen in Abständen von wenigen Minuten vor, die übrigen Strahlungszeitreihen werden in Form von Monatsmittelwerten bereitgestellt. Viele der gemessenen Zeitreihen des BSRN-Netzwerkes enthalten trotz der Qualitätskontrollen Messwerte unter Null oder weit über der Solarkonstanten. Dabei handelt es sich im überwiegenden Fall um Messungen kurz vor Sonnenaufgang oder kurz nach Sonnenuntergang. Die physikalisch unsinnigen Werte sind daher auf Fehler der Messgeräte zurückzuführen. Um diese vor dem Vergleich mit den ISIS-Ergebnissen auszusortieren, wurde der Zenitwinkel zum Zeitpunkt jeder Messung ermittelt. Falls dieser über  $90^\circ$  lag, wurden die Messwerte auf 0 gesetzt. Alle erkennbaren Messfehler konnten so eliminiert werden.

Der ISIS-Datensatz liegt in einer räumlichen Auflösung von 280 km x 280 km vor. Unterschiede im Vergleich mit den Messungen einer einzelnen Bodenstation innerhalb dieses Gebietes sind zu erwarten, da die gemittelten meteorologischen Bedingungen einer Gitterbox nicht notwendigerweise denen der Messstation entsprechen. Durch eine zeitliche Mittelung wird dies teilweise ausgeglichen. Am Beispiel der Station Kwajalein im Westpazifik wird im folgenden gezeigt, wie sich die zeitliche Mittelung auf die Abweichungen zwischen den Strahlungsflussdichten des ISIS-Datensatzes und Messungen von Bodenstationen auswirkt.

Die ISCCP-Wolkendaten wurden aus der Messung der Satelliten bestimmt, die den dreistündigen Zeitpunkten GMT (Kapitel 3.2.1) am nächsten kommt (ZHANG 2006). Sie stellen daher Instantanwerte innerhalb eines 3-Stunden-Intervalls dar, der genaue Zeitpunkt der Messung ist jedoch unbekannt. Zum Vergleich mit den ISIS-Ergebnissen wurden daher aus den BSRN-

Daten zunächst Stundenmittelwerte von 30 Minuten vor bis 30 Minuten nach dem nominellen Zeitpunkt der Satellitenmessung gebildet. Falls mehr als die Hälfte der Werte für eine Stunde fehlten, wurde die gesamte Stunde als ungültig gewertet. Aufgrund der sehr unterschiedlichen räumlichen Auflösung der beiden Datensätze sind die Abweichungen zwischen den beiden Zeitreihen sehr groß (Abbildung 4.2, Tabelle 4.1 und 4.2). Besonders in der Direktnormalstrahlung bewirken vor allem unterschiedliche Bedeckungsgrade über das Station und im Mittel über der Gitterbox Unterschiede in den Strahlungsflussdichten.

*Tabelle 4.1:* Abweichungen der ISIS-Globalstrahlung von Messungen der Station Kwajalein in Abhängigkeit des Mittelungszeitraums

	MB		RMSD		r
	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	
<b>Stundenmittel</b> (3-stündig)	-1.4	-6.4	164	141	0.87
<b>Tagesmittel</b>	1.0	4.3	34	32	0.83
<b>Monatsmittel</b>	7.0	3.0	12	5	0.93

*Tabelle 4.2:* Abweichungen der ISIS-Direktnormalstrahlung von Messungen der Station Kwajalein in Abhängigkeit des Mittelungszeitraums

	MB		RMSD		r
	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	
<b>Stundenmittel</b> (3-stündig)	-111	-56	287	382	0.56
<b>Tagesmittel</b>	-21	-17	75	101	0.76
<b>Monatsmittel</b>	-19	-12	29	18	0.87

Lagen alle dreistündigen Werte für einen Tag vor, wurden aus diesen Tagessummen und -mittel gebildet (Abbildung 4.3). Die Bildung von Tagesmittelwerten gleicht einen kleinen Anteil der unterschiedlichen räumlichen Auflösung der Datensätze aus, da im zeitlichen Mittel über einen Tag in der Gitterbox und über der Station zumindest ähnliche Wetterbedingungen herrschen. Durch die Mittelung über 24 Stunden verkleinern sich die Abweichungen in der Direktnormalstrahlung im Beispiel Kwajalein um 39% und auch die statistische Abweichung wird auf ein Drittel reduziert (Tabelle 4.2). In der Globalstrahlung nimmt vor allem die statistische Abweichung zwischen den ISIS-Ergebnissen und den Messwerten der Station deutlich ab (Tabelle 4.1).

Falls für mehr als 20 Tage eines Monats Tagessummen vorlagen, wurden aus diesen die Monatsmittelwerte abgeleitet (Abbildung 4.4). Die verbesserte Übereinstimmung zwischen den Messungen und den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes zeigt sich vor allem in der Abnahme des statistischen Fehlers und der Erhöhung des Korrelationskoeffizienten (Tabelle 4.1 und 4.2). Der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient beträgt für die Globalstrahlung 0.86 und für die Direktnormalstrahlung 0.87. Die Variabilität der Monatsmittelwerte wird durch den ISIS-Datensatz somit gut wiedergegeben. Auch große Abweichungen vom mittleren Jahresgang in der Direktnormalstrahlung werden im ISIS-Datensatz gut erfasst (Abbildung 4.4).

Im Mittel über einen Monat sind die Bedingungen für eine einzelne Station in der Gitterbox und die gesamte Gitterbox sehr ähnlich, sofern keine systematischen Unterschiede wie bei-

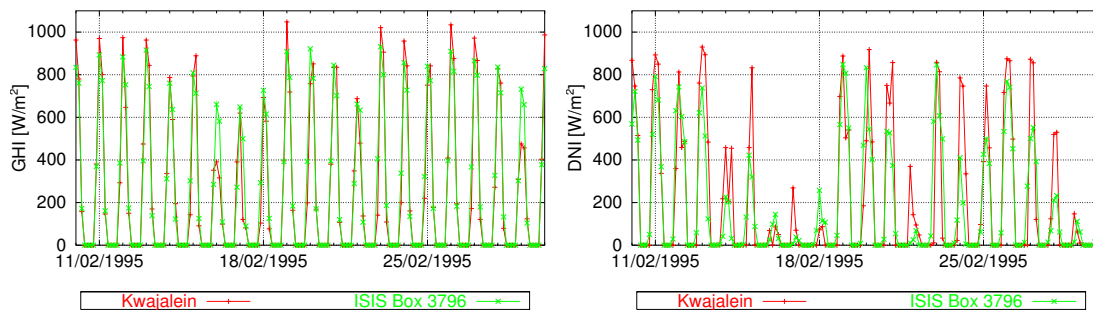


Abbildung 4.2: Vergleich von Stundenmittelwerten der Messungen der Station Kwajalein mit den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes für die entsprechende Gitterbox (links: Globalstrahlung, rechts: Direktnormalstrahlung).

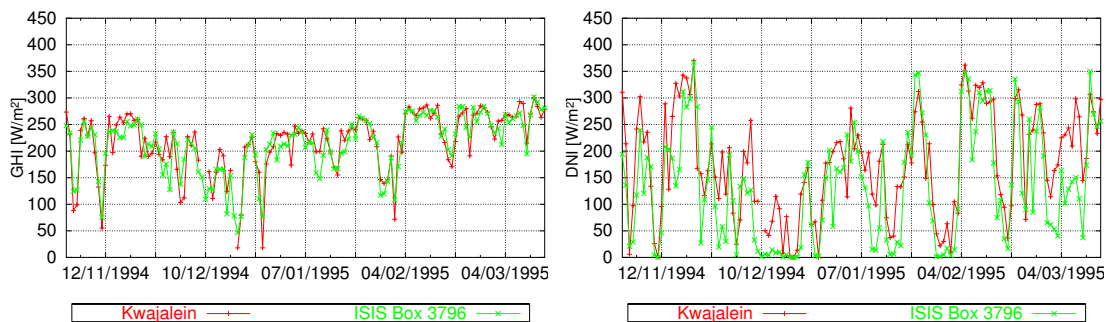


Abbildung 4.3: Vergleich von Tagesmittelwerten der Messungen der Station Kwajalein mit den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes für die entsprechende Gitterbox (links: Globalstrahlung, rechts: Direktnormalstrahlung).

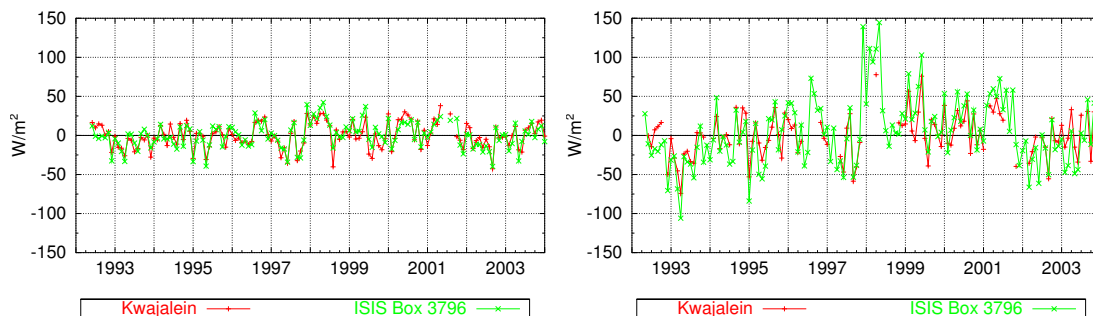


Abbildung 4.4: Vergleich von Monatsmittelwerten (jahresgangbereinigt) der Messungen der Station Kwajalein mit den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes für die entsprechende Gitterbox (links: Globalstrahlung, rechts: Direktnormalstrahlung).

spielsweise eine starke Variabilität der Bodeneigenschaften innerhalb der Gitterbox vorliegen. Für die Station Kwajalein ist dies nicht der Fall, die prozentualen Abweichungen zwischen den ISIS-Daten und den Messungen nehmen daher von Stunden- zu Monatsmittelwerten kontinuierlich ab. Um einen möglichst geeigneten Kompromiss zwischen hoher zeitlicher Auflösung zur Erfassung der Variabilität der Strahlung und einer Vergleichbarkeit der Strahlungsflussdichten des ISIS-Datensatzes mit den Messungen der Bodenstationen zu erzielen, wurden daher Monatsmittelwerte als Basis für die Validierung des ISIS-Datensatzes gewählt.

#### 4.1.1 Vergleich der Monatsmittelwerte der Solarstrahlung

Für 89 Stationen lagen Globalstrahlungsmessungen vor. Damit gingen insgesamt 6458 Monatsmittelwerte in den Vergleich ein. Die Monatsmittelwerte der ISIS-Globalstrahlung stimmen sehr gut mit Messungen überein. Das Streudiagramm zeigt nur wenig Streuung der Werte symmetrisch um die Einheitsgerade (Abbildung 4.5 links). Die Steigung der Regressionsgeraden beträgt 1.00, der Korrelationskoeffizient ist 0.99. Direktnormalstrahlung wurde an 78 Stationen mit den ISIS-Ergebnissen verglichen. Die Länge der Zeitreihen schwankt zwischen 5 und 246 Monaten, so dass insgesamt 5433 Monatsmittelwerte verglichen wurden (Abbildung 4.5 rechts). Die ISIS-Direktnormalstrahlung liegt im Mittel unter den Messungen, die Steigung der Regressionsgeraden beträgt 0.83, der Korrelationskoeffizient liegt bei 0.88. Auffällig sind Datenpunkte mit Monatsmittelwerten von über  $500 \text{ W/m}^2$ . Die ISIS-Ergebnisse sind für diese Punkte größer als die Direktnormalstrahlung der Bodenstationen. Diese Datenpunkte stehen ausschließlich für die ISIS-Gitterbox und die Messstation am Südpol. Sie wird in einem späteren Abschnitt genauer betrachtet.

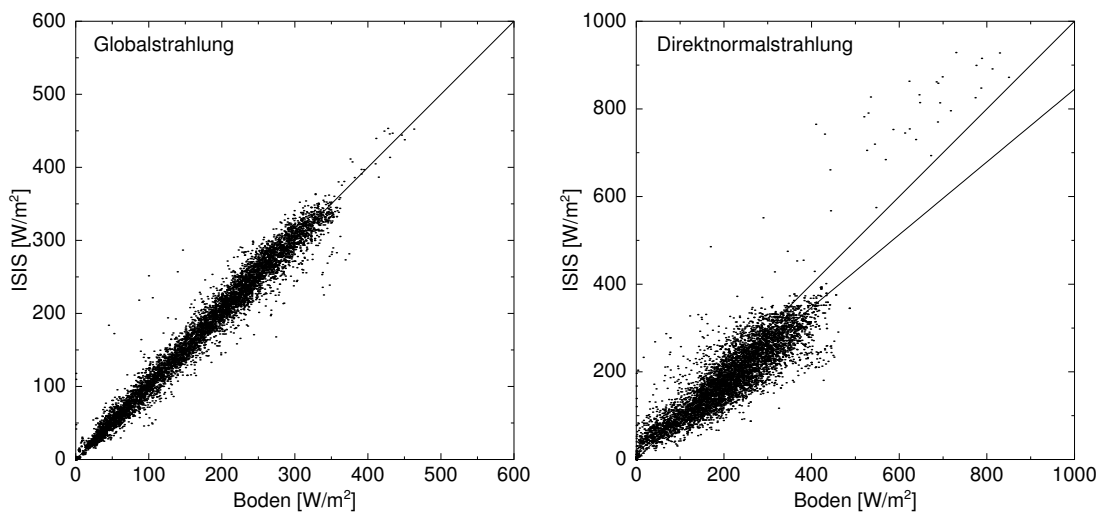


Abbildung 4.5: Vergleich der gemessenen Monatsmittelwerte der Global- und Direktnormalstrahlung mit ISIS-Ergebnissen. Die Steigung der Regressionsgerade beträgt 1.00 für den Vergleich der Globalstrahlung und 0.83 für den Vergleich der Direktnormalstrahlung.

In Abbildung 4.6 sind zwei typische Beispiele für Zeitreihen der ISIS-Ergebnisse und darin enthaltenen Bodenstationen dargestellt. Aufgetragen sind jeweils die Monatsmittelwerte der

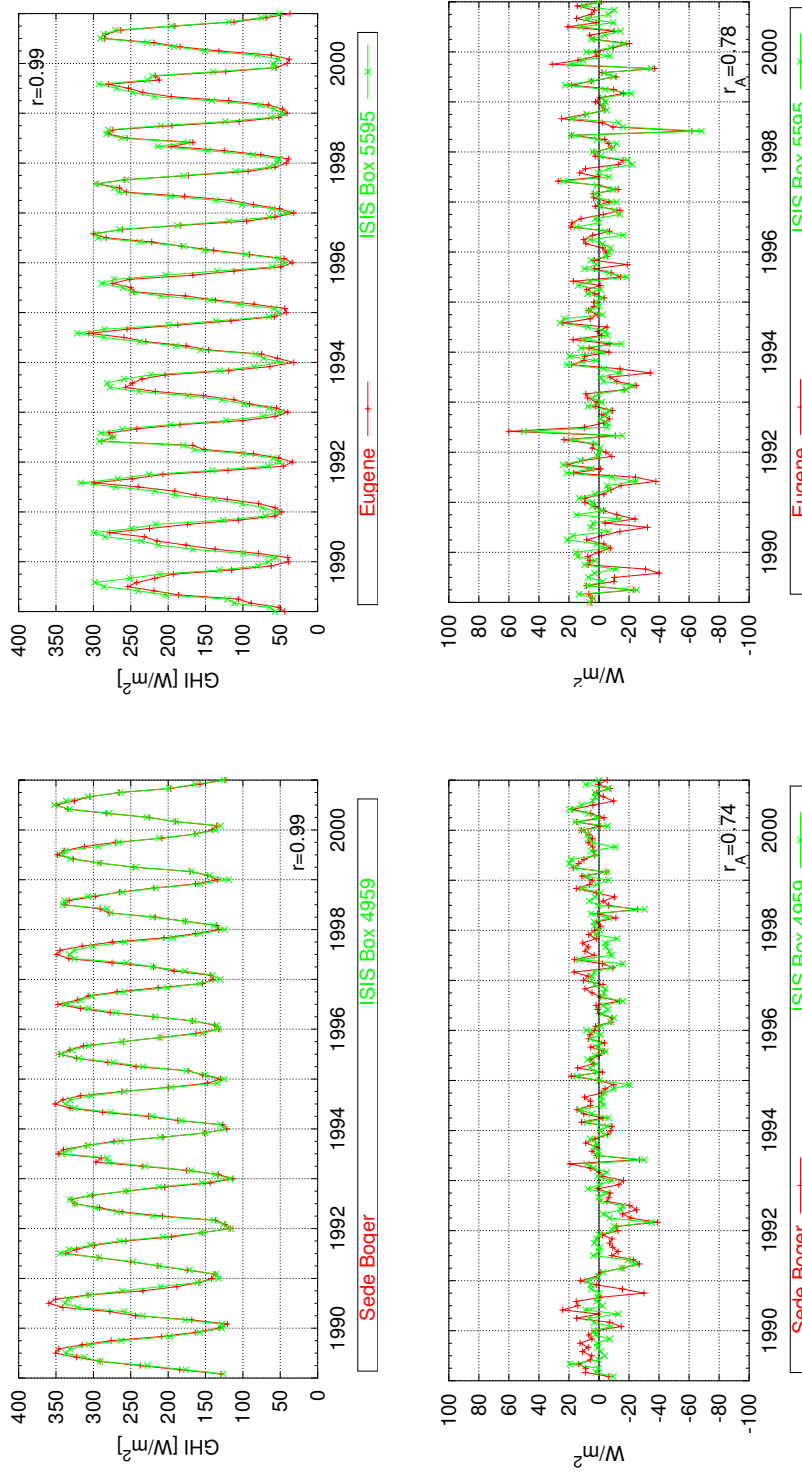


Abbildung 4.6: Beispiele für Zeitreihen der Globalstrahlung aus ISIS und Messungen von Bodenstationen innerhalb der jeweiligen Gitterboxen. Oben: Absolutwerte der Strahlungsflussdichten, unten: jahresgangbereinigte Darstellung.

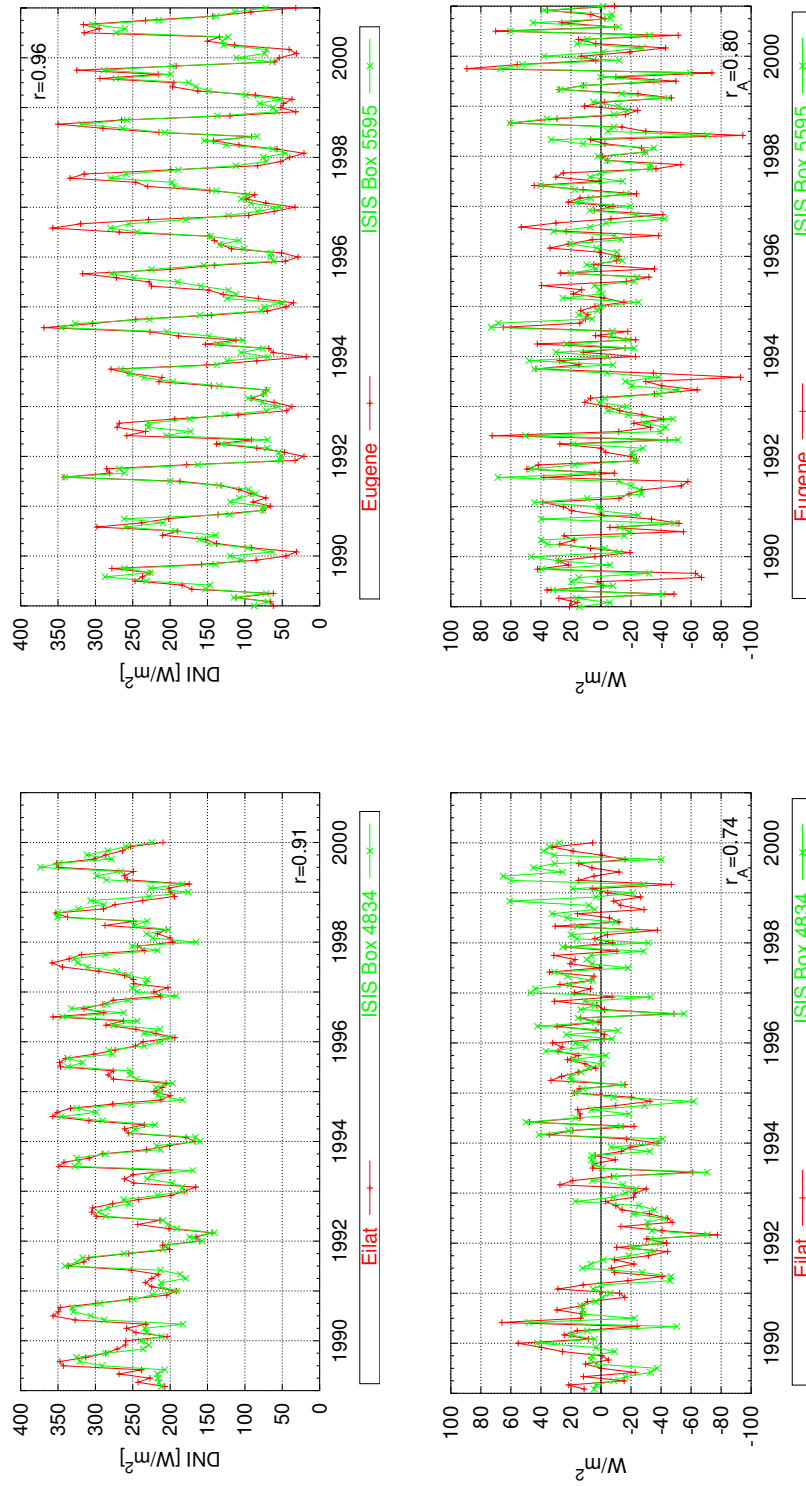


Abbildung 4.7: Beispiele für Zeitreihen der Direktnormalstrahlung aus ISIS und Messungen von Bodenstationen innerhalb der jeweiligen Gitterboxen. Oben: Absolutwerte der Strahlungsflussdichten, unten: jahresgangbereinigte Darstellung.



Globalstrahlung. Die Zeitreihe für die Station Sede Boqer in Israel zeigt einen sehr regelmäßigen Jahresgang. Dieser ist in beiden Kurven nahezu identisch wiedergegeben ( $r=0.99$ ). Kleinere Abweichungen ergeben sich nur für die Sommermaxima, für die die Globalstrahlung der ISIS-Zeitreihe unter den gemessenen Werten liegt. Auch die Kurven der Station Eugene in Oregon (USA) und der entsprechenden ISIS-Gitterbox stimmen im Jahresgang sehr gut überein ( $r=0.99$ ). Die ISIS-Ergebnisse liegen jedoch leicht über den Messwerten der Station. Auch die jahresgangbereinigte Variabilität wird durch den ISIS-Datensatz gut erfasst (Abbildung 4.6 unten). Abweichungen zu den Messungen treten vor allem bei unterdurchschnittlichen Messwerten auf. Eine Erklärung hierfür ist möglicherweise das Auftreten von orographischen Wolken, die im Gitterboxmittelwert ausgemittelt werden. Auch eine lokale Aerosolbelastung am Stationsstandort ist als Ursache für niedrige Globalstrahlungswerte denkbar. Da die optische Dicke des troposphärischen Aerosols als Klimatologie in den ISIS-Datensatz eingeht, werden solche Schwankungen im ISIS-Datensatz nicht erfasst. Der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient  $r_A$  beträgt für das Beispiel Sede Boqer in Israel 0.74, für Eugene in Oregon (USA) 0.78.

Die Abweichungen zwischen den Zeitreihen der Direktnormalstrahlung sind größer als in der Globalstrahlung (Abbildung 4.7). Für die Station Eilat (Israel) liegen die ISIS-Ergebnisse vor allem im Sommer unter gemessenen Werten. Die Direktnormalstrahlung des ISIS-Datensatzes für die Gitterbox der Station Eugene in Oregon ist im Winter höher als in den Messungen, in den Sommermonaten dagegen niedriger. Dieser Effekt ist vermutlich auf eine Glättung des Jahresganges zurückzuführen, der durch die Mittelung über das 280 km x 280 km große Gebiet der Gitterbox entsteht. Die Korrelationskoeffizienten liegen mit 0.91 für Eilat in Israel und 0.96 für Eugene in Oregon (USA) bereits unter den in der Globalstrahlung erreichten Werten. Die jahresgangbereinigte Variabilität ist durch den ISIS-Datensatz gut wiedergegeben (Abbildung 4.7 unten). Größere Abweichungen zeigen sich für Eilat ab Mitte 1998. Die Ursache hierfür ist nicht bekannt. Der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient ist mit 0.74 zufriedenstellend. Die jahresgangbereinigte Zeitreihe für Eugene ist durch den ISIS-Datensatz sehr gut erfasst (Abbildung 4.7 unten). Stark unterdurchschnittliche Strahlungsflussdichten sind wie bei den Beispielen der Globalstrahlung beschrieben vermutlich auf orographische Bewölkung oder lokale Aerosolausbrüche bedingt und daher im ISIS-Datensatz nicht erfasst. Der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient von 0.80 zeigt aber, dass der Verlauf der Direktnormalstrahlung insgesamt durch den ISIS-Datensatz sehr gut erfasst wird.

Sowohl die Beispiele der Globalstrahlung (Abbildung 4.6) als auch die der Direktnormalstrahlung (Abbildung 4.7) weisen vor allem während der Sommermonate Unterschiede im Vergleich mit Bodenmessungen auf. In der Direktnormalstrahlung führt dies zu der mittleren Unterschätzung der Strahlungsflussdichte (Abbildung 4.5).

Um genauer zu untersuchen, von welchen Faktoren die Abweichungen zwischen den verglichenen Datensätzen abhängen, wurde die mittlere systematische Abweichung der ISIS-Ergebnisse von den Messungen jeder Station getrennt bestimmt und als Funktion der geographischen Breite der Station dargestellt (Abbildung 4.8). In der Globalstrahlung schwanken die mittleren systematischen Abweichungen im Bereich von  $\pm 20\%$ . An der Mehrzahl der Stationen liegt die Globalstrahlung des ISIS-Datensatzes zwischen 0% und 10% über den gemessenen Werten. Auch in der Direktnormalstrahlung schwankt die mittlere systematische Abweichung überwiegend zwischen -20% und +20%. Die ISIS-Ergebnisse der Direktnormalstrahlung liegen jedoch meist unter den gemessenen Werten der Bodenstationen. Überschätzungen ergeben sich vor allem in den Polargebieten. Hierzu gehört die Station Barrow bei 71°N ebenso wie zwei Sta-

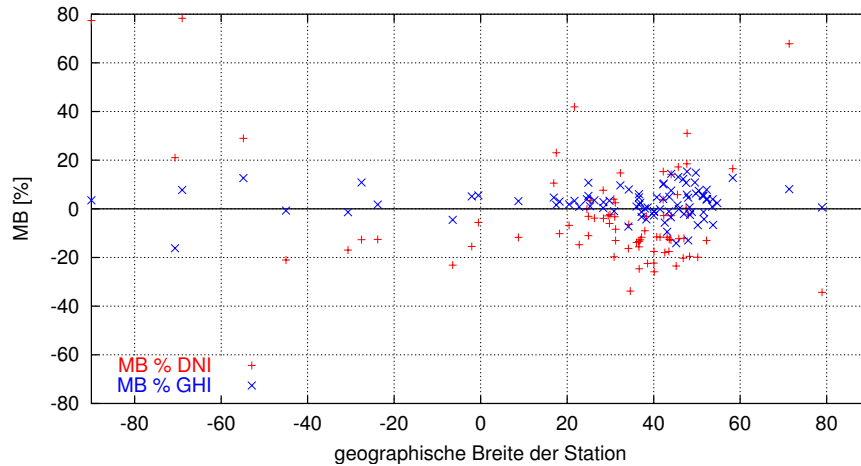


Abbildung 4.8: Mittlere systematische Abweichung (MB) des ISIS-Datensatzes von gemessener Global- und Direktnormalstrahlung. Jeder Datenpunkt entspricht der mittleren systematischen Abweichung von den Daten einer einzelnen Station.

tionen in der Antarktis südlich von  $65^{\circ}\text{S}$ , darunter die Station am Südpol, für die bereits in Abbildung 4.5 auffällig hohe Abweichungen zu den ISIS-Ergebnissen registriert wurden. Die Zeitreihen für diese Station sind in Abbildung 4.9 dargestellt. Vor allem während der Sommermonate ergeben sich aus den Strahlungstransferrechnungen höhere Strahlungsflussdichten als an der Station gemessen werden. Die mittlere systematische Abweichung beträgt  $130\text{ W/m}^2$ . Im Frühjahr und im Herbst sind die Absolutwerte der systematischen Abweichung zwar geringer als während der Sommermonate, die ISIS-Ergebnisse liegen jedoch um bis zu 300% über den gemessenen Werten. Daraus ergibt sich die hohe prozentuale Abweichung von 77% (Abbildung 4.8).

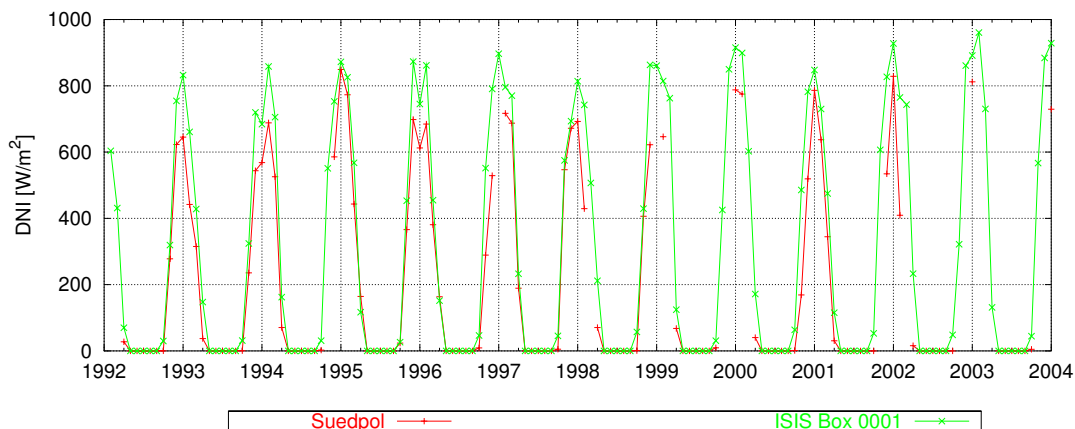


Abbildung 4.9: Zeitreihe der Direktnormalstrahlung aus den ISIS-Ergebnissen und der Messstation am Südpol. Zu beachten ist die veränderte Skala gegenüber Abbildung 4.7.

Die großen Unterschiede zwischen ISIS und den Messungen in den Polarregionen werden vermutlich durch eine Unterschätzung des Bedeckungsgrades in ISCCP hervorgerufen. Diese beruht auf der Beeinträchtigung der ISCCP-Wolkenerkennung über Eis und Schnee (ROS-SOW und SCHIFFER 1999). Unterschätzungen des Bedeckungsgrades von 10% in den Polarregionen sind aus Vergleichen mit anderen Wolkenbeobachtungen bestätigt (CURRY et al. 1996). Im Polarsommer, in dem die Sonne 24 Stunden am Himmel steht, ergeben sich dadurch Überschätzungen der Direktnormalstrahlung in der beobachteten Größenordnung. Im Frühjahr und im Herbst, wenn die Sonne nur wenige Stunden über dem Horizont steht, führt eine Unterschätzung des Bedeckungsgrades während dieser Stunden auch zu den starken prozentualen Überschätzungen der Bestrahlungsstärke, wie sie im Vergleich von ISIS mit den Messungen auftreten.

Die Betrachtung der Stationen in den Polarregionen zeigt, dass eine gute Modellierung der Solarstrahlung in den Strahlungstransferrechnungen nur möglich ist, wenn die ISCCP-Wolkenerkennung den Bedeckungsgrad zuverlässig erfasst. Eine wichtige Rolle spielt dabei der Kontrast, den die Wolken mit dem Boden bilden. In ISCCP werden acht Oberflächenklassen definiert, die sich in der Bodenalbedo unterscheiden (Kapitel 3.2.1). Um zu untersuchen, wie stark sich die Unterschiede zwischen den Klassen auf die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen auswirken, wurden die Stationen in den Vergleichen nach den Oberflächenklassen der zugehörigen Gitterboxen sortiert (Tabellen 4.3 und 4.4). Die Oberflächenklasse 8 (Eis) ist lediglich mit der Station am Südpol besetzt. Die Ursachen für die hohen systematischen Abweichungen wurden bereits diskutiert. In der Globalstrahlung ergeben sich auch für Stationen in Wüstengebieten Überschätzungen in den ISIS-Ergebnissen (Tabelle 4.3). Wüsten sind häufig sehr hell und bieten daher nur wenig Kontrast zu Wolken. Die Wolkenerkennung ist daher möglicherweise in diesen Regionen ebenfalls weniger zuverlässig. In der Direktnormalstrahlung ist die Unterschätzung für Wüstenstationen im Vergleich zu gemessenen Strahlungsflussdichten geringer als in anderen Oberflächenklassen. Dies deutet darauf hin, dass auch in Wüsten im Mittel weniger Wolken im ISCCP-Wolkenalgorithmus erkannt werden als für andere Vegetationszonen. Im Gegensatz zu den Polarregionen ist der Effekt jedoch nicht so stark, dass sich Überschätzungen der Direktnormalstrahlung ergeben.

*Tabelle 4.3:* Ergebnisse des Vergleichs der ISIS-Globalstrahlung mit gemessener Globalstrahlung in Abhängigkeit von der Oberflächenklasse der Gitterbox. Die Maximal- und Minimalwerte der mittleren systematischen Abweichung und des jahresgangbereinigten Korrelationskoeffizienten sind fett gedruckt (n: Anzahl der verglichenen Monatsmittelwerte).

Klasse	Stationen	n	MB		RMSD		r	r <sub>A</sub>
			[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]		
0 (Wasser)	22	1647	2.5	2.9	19.1	14.8	0.97	0.60
1 (Regenwald)	-	-	-	-	-	-	-	-
2 (Laubwald)	17	1179	3.2	3.9	11.7	12.8	0.99	<b>0.78</b>
3 (Nadelwald)	14	914	4.2	4.4	15.4	13.7	0.99	0.73
4 (Grasland)	17	1703	0.9	0.0	13.4	10.6	0.99	0.64
5 (Tundra)	-	-	-	-	-	-	-	-
6 (Buschland)	7	337	<b>-1.2</b>	<b>0.2</b>	14.5	6.6	0.97	0.60
7 (Wüste)	11	620	7.9	3.3	15.8	6.8	0.96	0.60
8 (Eis)	1	58	<b>8.2</b>	<b>3.5</b>	18.5	13.4	0.99	<b>0.03</b>

Tabelle 4.4: Wie Tabelle 4.3 für den Vergleich der Direktnormalstrahlung.

Klasse	Stationen	n	MB		RMSD		r	r <sub>A</sub>
			[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]		
0 (Wasser)	20	1362	<b>-11.2</b>	<b>7.1</b>	46.9	44.1	0.81	0.59
1 (Regenwald)	-	-	-	-	-	-	-	-
2 (Laubwald)	4	157	-28.2	-10.2	45.4	29.4	0.87	<b>0.73</b>
3 (Nadelwald)	12	742	-19.9	1.6	43.8	40.4	0.94	0.68
4 (Grasland)	20	1755	-35.5	-12.9	50.5	30.9	0.89	0.62
5 (Tundra)	-	-	-	-	-	-	-	-
6 (Buschland)	8	505	-49.4	-14.6	70.3	29.5	0.80	0.67
7 (Wüste)	13	858	-16.0	-4.1	41.6	17.3	0.72	0.65
8 (Eis)	1	54	<b>130.4</b>	<b>77.4</b>	157.5	207.8	0.95	<b>-0.08</b>

Der höchste jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient und damit die beste Wiedergabe der Anomalien der Globalstrahlung findet sich bei Stationen in Gitterboxen, die als Laub- oder Nadelwald klassifiziert werden (Tabelle 4.3). Dasselbe Ergebnis ergibt sich in den Vergleichen der Direktnormalstrahlung (Tabelle 4.4). Waldgebiete bieten im Sommer und selbst im Winter bei schneebedecktem Boden durch die dunklen Äste der Bäume einen guten Kontrast zu Wolken. Dies erleichtert eine zuverlässige Wolkenerkennung und spielt daher vermutlich bei der Erfassung der Variabilität eine entscheidende Rolle.

Die geringste systematische Abweichung der Direktnormalstrahlung wird für Gitterboxen erreicht, die in ISCCP als Wasser klassifiziert werden (Tabelle 4.4). Dies ist der Fall, wenn weniger als 60% der Gitterbox Landgebiete sind. Andererseits ist der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient für diese Gitterboxen am niedrigsten. Offenbar entspricht zwar das Jahresmittel des Bedeckungsgrades in ISCCP dem an den Bodenstationen, der genaue Jahresgang der auf Inseln oder an der Küste gelegenen Stationen unterscheidet sich aber vom Gitterboxmittelwert.

Mehr als zwei Drittel der Gitterboxen, für die gemessene Strahlungsflussdichten von Bodenstationen vorliegen, haben einen Landanteil von weniger als 50%. In den Tabellen 4.5 und 4.6 wurden die Ergebnisse der Vergleiche daher noch einmal danach unterteilt, wie groß der Landanteil der betrachteten Gitterboxen ist. Sowohl in der Globalstrahlung als auch in der Direktnormalstrahlung ergeben sich für Stationen in Gitterboxen mit maximal 25% Landanteil unterdurchschnittliche Korrelationskoeffizienten  $r$ , d.h. der Jahresgang der Strahlung wird für diese Stationen weniger gut wiedergegeben als in Gitterboxen mit höherem Landanteil. Auch der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient  $r_A$  ist niedriger. In der Direktnormalstrahlung sinkt der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient für Gitterboxen mit 25%-50% Landanteil auf das Minimum von 0.44, während dieser für Gitterboxen, die einen Landanteil von über 50% haben, im Mittel 0.66 beträgt.

Die mittlere systematische Abweichung der ISIS-Globalstrahlung von gemessenen Werten ist in Boxen mit bis zu 25% Landanteil am höchsten (Tabelle 4.3). Auffällig ist die negative systematische Abweichung für Stationen mit 25%-50% Landanteil. In allen übrigen Klassen liegt Globalstrahlung des ISIS-Datensatzes im Mittel über den gemessenen Werten. In der Direktnormalstrahlung weichen die ISIS-Ergebnisse bei einem Landanteil von 25%-50% am geringsten von gemessenen Werten ab.

Tabelle 4.5: Ergebnisse des Vergleichs der ISIS-Globalstrahlung mit gemessener Globalstrahlung in Abhängigkeit vom Landanteil der Gitterbox. Die Maximal- und Minimalwerte der mittleren systematischen Abweichung und des jahresgangbereinigten Korrelationskoeffizienten sind fett gedruckt (n: Anzahl der verglichenen Monatsmittelwerte).

Landanteil	Sta-	n	MB		RMSD		r	r <sub>A</sub>
			[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]		
100%	50	3650	3.3	2.6	14.0	11.2	0.99	<b>0.69</b>
75% - 99%	15	1108	3.3	3.2	13.4	9.6	0.98	0.64
50% - 75%	8	504	2.8	1.8	12.3	10.2	0.98	0.67
25% - 50%	7	429	<b>-4.3</b>	<b>-3.1</b>	17.1	9.8	0.98	0.63
0% - 25%	10	767	<b>6.2</b>	<b>6.3</b>	23.4	19.4	0.85	<b>0.53</b>

Tabelle 4.6: Wie Tabelle 4.5 für den Vergleich der Direktnormalstrahlung.

Landanteil	Sta-	n	MB		RMSD		r	r <sub>A</sub>
			[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]		
100%	40	2689	-29.1	-7.2	54.2	34.9	0.85	0.63
75% - 99%	15	1135	-13.5	-0.0	40.4	30.1	0.84	0.63
50% - 75%	9	795	<b>-29.1</b>	<b>-10.8</b>	47.1	22.2	0.88	<b>0.72</b>
25% - 50%	5	257	<b>-4.5</b>	<b>8.7</b>	50.6	41.8	0.72	<b>0.44</b>
0% - 25%	10	557	-10.7	11.0	46.4	51.2	0.72	0.59

Durch die schnellere und stärkere Erwärmung von Landflächen im Vergleich zu Wasserflächen ist der Jahresgang der Bedeckung über den Kontinenten stärker ausgeprägt als über den Ozeanen. In Gitterboxen mit geringem Landanteil wird der mittlere Bedeckungsgrad der Gitterbox aber durch den flacheren Jahresgang der Ozeane bestimmt. Die Messstationen liegen bis zu 100 km von der Küste entfernt und sind nur noch wenig von dem ozeanischen Klima beeinflusst. Sowohl der Jahresgang der Bedeckung und damit der Bestrahlungsstärke als auch die Variabilität derselben ist durch das kontinentale Klima geprägt. Hierdurch erklären sich die niedrigen Werte der Korrelationskoeffizienten in den Vergleichen.

Der schwächere Jahresgang in den Gitterboxen mit geringem Landanteil im Vergleich zu den Messungen der enthaltenen Stationen hat auch Auswirkungen auf die mittlere systematische Abweichung zwischen den Zeitreihen. Durch den höheren Bedeckungsgrad der Gitterbox gegenüber der Station im Sommer werden die Sommermaxima der Bestrahlungsstärke im ISIS-Datensatz unterschätzt. Andererseits bildet sich über Land häufiger konvektive Bewölkung, die die Bestrahlungsstärke lokal stark absinken lässt, während der Mittelwert der Gitterbox nur wenig betroffen ist. Dies führt zu einer Überschätzung der Bestrahlungsstärke im ISIS-Datensatz. Beide Phänomene spielen bei den Abweichungen in den Tabellen 4.5 und 4.6 vermutlich eine Rolle, da sowohl Über- als auch Unterschätzungen der Bestrahlungsstärke auftreten.

Für alle Stationen können Abweichungen zwischen den gemessenen Strahlungsflussdichten und den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes außer durch Unterschiede im Bedeckungsgrad auch durch abweichende optische Dicken des Aerosols in den Strahlungsflussdichten verursacht werden. Eine generelle Über- oder Unterschätzung der optischen Dicke des Aerosols wirkt sich in Form einer systematischen Abweichung aus. Wird dagegen die Variabilität des Aerosols nicht erfasst, führt dies zu statistischen Abweichungen zwischen den Messungen und den

ISIS-Ergebnissen. Die NASA-GISS-Klimatologie, die zur Erstellung des ISIS-Datensatzes verwendet wurde, gibt zwar einen mittleren Jahresgang der optischen Dicke des Aerosols wieder, nicht aber Variationen desselben von Jahr zu Jahr. Des Weiteren liegen die optischen Dicken dieses Datensatzes in einer räumlichen Auflösung von  $4^\circ \times 5^\circ$  vor. Lokale Schwankungen werden daher nicht wiedergegeben. Die Auswirkungen, die die Verwendung der Aerosol-Klimatologie auf die Vergleichsergebnisse hat, wird in Kapitel 4.2.2 noch einmal genauer untersucht.

Nicht zuletzt kann sich auch starke Topographie innerhalb einer Gitterbox auf die Ergebnisse der Vergleiche mit den Messungen von einzelnen Stationen auswirken. Bei steil ansteigender Topographie beispielsweise in Küstenregionen kann die Bodenstation mehrere hundert Meter über dem Meeresspiegel und der mittleren Höhe der Gitterbox liegen. Aber auch der umgekehrte Fall ist möglich. So wird die mittlere Höhe der Gitterbox 5595, in der die Station Eugene aus den Abbildungen 4.6 und 4.7 liegt, mit 761 m angegeben, die Station selbst liegt jedoch nur 150 m über dem Meeresspiegel. Die Bestrahlungsstärken wurden daher mit geringerer atmosphärischer Absorption berechnet, als für die Station zutreffend ist. Dies kann eine Ursache dafür sein, dass die Globalstrahlung aus dem ISIS-Datensatz größer ist als die gemessene Globalstrahlung.

*Tabelle 4.7:* Abweichung der ISIS-Global- und Direktnormalstrahlung von gemessenen Strahlungsflussdichten (n: Anzahl der verglichenen Monatsmittelwerte).

	Sta- tionen	n	MB		RMSD		r	r <sub>A</sub>
			[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]		
<b>Global- strahlung</b>	89	6458	+3.0	+2.6	15.1	11.7	0.96	0.64
<b>Direkt- normal- strahlung</b>	78	5433	-22.2	-2.9	49.6	35.1	0.83	0.63

Zusammengefasst liegt die systematische Abweichung zwischen den ISIS-Ergebnissen und gemessener Globalstrahlung im Mittel über alle Stationen bei  $3.0 \text{ W/m}^2$  (2.6%), die statistische Abweichung bei  $15.1 \text{ W/m}^2$  (11.7%) (Tabelle 4.7). Der Korrelationskoeffizient nach der Entfernung des Jahresganges beträgt 0.64. Die ISIS-Direktnormalstrahlung weicht im Mittel um  $-22.2 \text{ W/m}^2$  (-2.9%) von gemessenen Strahlungsflussdichten ab (Tabelle 4.7). Die statistische Abweichung der Monatsmittelwerte beträgt  $49.6 \text{ W/m}^2$  (35.1%). Für den Korrelationskoeffizienten r wurde ein Wert von 0.83 ermittelt, der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient beträgt im Mittel über alle Stationen 0.63. Eine ausführliche Diskussion der Validierungsergebnisse wird am Ende des Kapitels geführt.

## 4.2 Variabilität der Solarstrahlung innerhalb einer Gitterbox

### 4.2.1 Vergleich von Messungen mehrerer Stationen

Die ISIS-Ergebnisse stellen Mittelwerte der Solarstrahlung über ein Gebiet von  $280 \text{ km} \times 280 \text{ km}$  dar. Die Messung einer Station ist dagegen nur für einen kleinen Umkreis repräsentativ. Beim Vergleich der Bestrahlungsstärken treten daher Abweichungen auf, die durch die Variabilität der Strahlung innerhalb einer Gitterbox bedingt sind. In Israel und im Westen der USA stehen Messungen von mehreren Stationen zur Verfügung, die annähernd

innerhalb des Gebietes einer ISIS-Gitterbox liegen, das aber nicht genau mit einer ISIS-Gitterbox zusammenfällt. Es ist daher kein direkter Vergleich des Mittelwertes über alle Stationen mit den ISIS-Ergebnissen einer einzelnen Gitterbox möglich. Anhand der Unterschiede zwischen den Messungen der Stationen kann jedoch abgeschätzt werden, wie groß die Variabilität der Bestrahlungsstärke innerhalb einer begrenzten Region und damit auch einer ISIS-Gitterbox ist. Die Abweichung der Messungen einzelner Stationen vom Mittelwert über alle Stationen liefert Hinweise darauf, in welcher Höhe systematische Abweichungen zwischen Messungen und dem ISIS-Datensatz durch die Variabilität der Bestrahlungsstärke innerhalb einer Gitterbox verursacht werden.

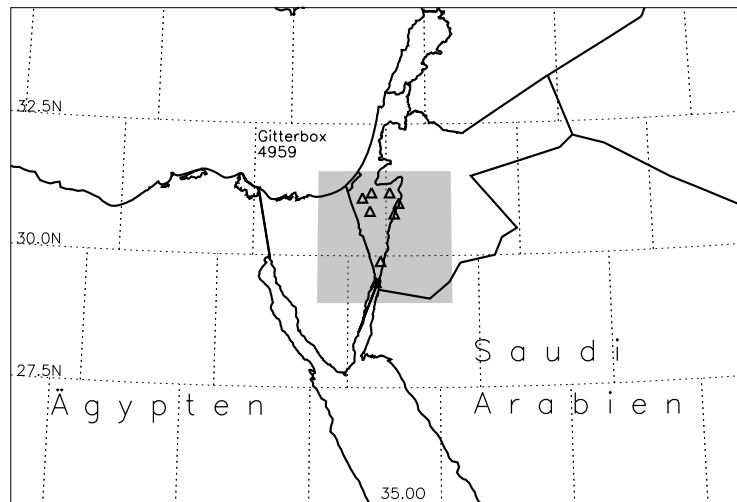


Abbildung 4.10: Messstationen in Israel. Die grau unterlegte Fläche entspricht den Abmessungen einer ISIS-Gitterbox von 280 km x 280 km.

In Israel wurde die Direktnormalstrahlung von acht Stationen zwischen 1989 bis 1999 untersucht (Abbildung 4.10). Die systematischen Abweichungen der einzelnen Stationen vom Mittel aller Stationen liegen zwischen -13.5% und +8.6% (Tabelle 4.8). Das Maximum und Minimum der jeweiligen Messungen weicht deutlich vom Mittelwert ab (Abbildung 4.11). Die Monatsmittelwerte der einzelnen Messstandorte weichen um bis zu  $248 \text{ W/m}^2$  voneinander ab, im Mittel liegen  $77 \text{ W/m}^2$  zwischen dem Maximum und dem Minimum der Messungen in Israel.

Die Abweichungen zwischen den Messungen einer Station und der zugehörigen ISIS-Gitterbox schwanken zwischen -20% und +4% und liegen damit im Bereich der Abweichungen der Messungen einzelner Stationen vom Mittelwert aller Stationen. Schwankungen der Direktnormalstrahlung innerhalb der 280 km x 280 km großen ISIS-Gitterbox dürften daher ein wesentlicher Faktor für die Abweichungen zwischen den Bodenmessungen und den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes (Kapitel 4.1.1) sein. Die ISIS-Ergebnisse unterschätzen jedoch gegenüber den Messungen die Direktnormalstrahlung. In Abbildung 4.11 ist zum Vergleich die Kurve der ISIS-Direktnormalstrahlung für Gitterbox 4959 dargestellt, in der die Mehrzahl der Stationen enthalten ist (Abbildung 4.10). Die Kurve des ISIS-Datensatzes liegt für die meisten Monatsmittel nahe des Minimums der gemessenen Strahlung oder niedriger als die Beobachtungen

Tabelle 4.8: Abweichungen der Direktnormalstrahlung der Stationen in Israel vom Mittelwert über alle Stationen und den ISIS-Ergebnissen.

Station	Gitterbox Nr.	MB vom Mittel aller Stationen		MB von ISIS	
		[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]
Arad	4960	8.1	+2.6	-40.0	-13.1
Beersheba	4959	10.2	-4.7	-22.0	-8.4
Besor Farm	4959	-31.4	-13.5	+1.4	+2.5
Eilat	4834	+13.5	+7.3	-8.5	-2.9
Hatzeva	4960	-26.3	-10.9	-0.6	+4.0
Sede Boqer	4959	+22.4	+8.6	-54.6	-19.7
Sedom	4960	-19.7	-8.0	-10.9	-3.3
Yotvata	4834	+16.2	+7.0	-10.5	-2.4

aller Stationen. Ursachen für die Abweichungen sind wie im vorhergehenden Abschnitt bereits ausgeführt Unterschiede zwischen dem Gitterboxmittel und der Station im Bedeckungsgrad, der optischen Dicke des Aerosols und der Höhe über dem Meeresspiegel. Welche der genannten Ursachen die stärksten Auswirkungen hat, ist von den lokalen Gegebenheiten abhängig.

Für ein Gebiet im Westen der USA (Abbildung 4.12) liegen drei Zeitreihen über den gesamten betrachteten Zeitraum von Juli 1983 bis Dezember 2004 und zusätzlich Daten dreier weiterer Stationen über kürzere Abschnitte vor. Alle Stationen verfügen sowohl über Global- als auch Direktnormalstrahlungsmessungen.

In der Globalstrahlung schwankt die mittlere systematische Abweichung der Messung einzelner Stationen vom Mittel aller Messungen zwischen +14% und -14% (Tabelle 4.9). Die Direktnormalstrahlung einzelner Stationen weicht maximal  $\pm 26\%$  vom Mittelwert aller Sta-

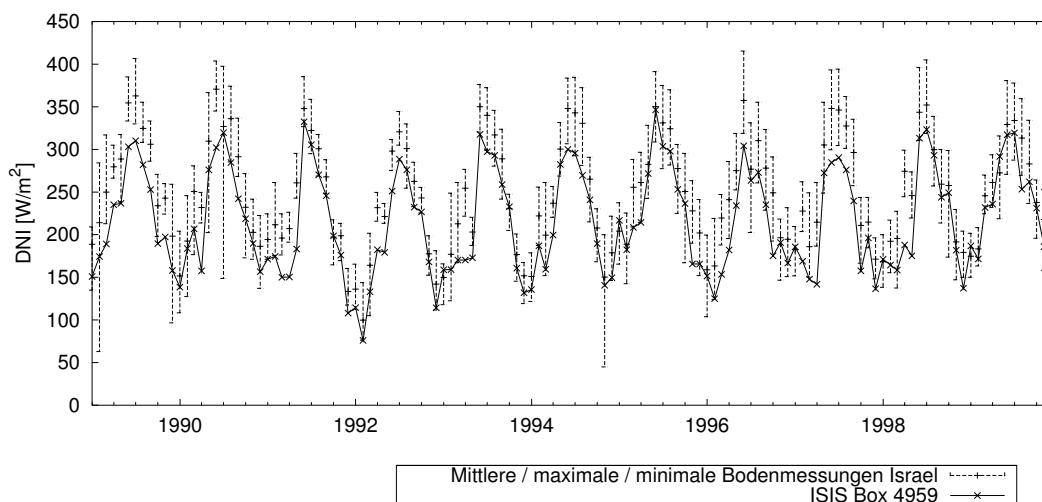


Abbildung 4.11: Monatsmittelwerte der Direktnormalstrahlung im Mittel über alle Stationen in Israel sowie Maximal- und Minimalwerte der Messungen. Zur Veranschaulichung der hohen räumlichen Variabilität der Direktnormalstrahlung sind die Absolutwerte der Strahlungsflussdichten dargestellt.



tionen ab (Tabelle 4.10). Im Vergleich mit ISIS-Ergebnissen treten in der Globalstrahlung systematische Abweichungen von -3% bis +14% auf. Die Werte für die systematischen Abweichungen der Direktnormalstrahlung liegen zwischen -18% und +17%.

In der Globalstrahlung weichen die Extremwerte der Messungen im Westen der USA im Mittel um  $35 \text{ W/m}^2$  voneinander ab, die maximale Differenz beträgt  $109 \text{ W/m}^2$  (Abbildung 4.13 oben). Die Kurve des ISIS-Datensatzes für Gitterbox 5596 (Abbildung 4.12) zeigt tendenziell eine Überschätzung der Messwerte, insbesondere nach dem Ausbruch des Pinatubo im Juni 1991. Bis auf diese wenigen Ausnahmen liegen die ISIS-Ergebnisse zwischen den Extremwerten der gemessenen Globalstrahlung, obwohl nicht alle Stationen innerhalb der betreffenden Gitterbox liegen.

Die Direktnormalstrahlungsmessungen der einzelnen Stationen liegen in einem Monat maximal um  $267 \text{ W/m}^2$  auseinander, im Mittel über den gesamten Zeitraum werden  $80 \text{ W/m}^2$  als Differenz zwischen dem größten und dem kleinsten Messwert registriert (Abbildung 4.13 unten). Die ISIS-Kurve der Direktnormalstrahlung für Gitterbox 5596 liegt bis auf wenige Ausnahmen in den Sommermonaten im Bereich der maximalen Schwankungen zwischen den Stationen. Lediglich im Sommer 1992, nach dem Ausbruch des Pinatubo, wird die Direktnormalstrahlung deutlich unterschätzt. Mögliche Ursachen hierfür sind eine Überschätzung der optischen Dicke des stratosphärischen Aerosols im Datensatz von (SATO et al. 1993) (Kapitel 3.2.5) oder eine Erhöhung der optischen Dicke der Wolken und/oder des Bedeckungsgrades durch die Fehlinterpretation des stratosphärischen Aerosols als Wolke im ISCCP-Datensatz (Rossow 2006).

Durch Variabilität der Wolken innerhalb einer Gitterbox, kleinskalige Veränderungen im Aerosol oder topographische Unterschiede können sich die Messwerte für einen Monat auch bei nahe zusammenliegenden Stationen stark unterscheiden. Der Mittelwert über alle Stationen liegen sehr dicht an den Ergebnissen einer einzelnen ISIS-Gitterbox, die Abweichungen der einzelnen Stationen von diesem Mittelwert entsprechen in etwa den Abweichungen von den ISIS-Ergebnissen. Es ist daher anzunehmen, dass die Abweichungen zwischen den ISIS-Ergebnissen und den Messungen (Kapitel 4.1.1) zu einem großen Teil durch die Variabilität der Bestrahlungsstärke innerhalb einer Gitterbox verursacht wird. Es bleibt jedoch eine systematische Unterschätzung der Direktnormalstrahlung im ISIS-Datensatz, die besonders für die israelischen Stationen deutlich wird. Eine mögliche Ursache ist die Überschätzung des Bedeckungsgrades in den ISCCP-Daten. Obwohl der Bedeckungsgrad nach den Ergebnissen aus Kapitel 4.1.1 in Wüsten eher unterschätzt wird, liegen auch Studien vor, die eine Überschätzung des Bedeckungsgrades durch die Fehlerkennung von Staubstürmen in der Sahara dokumentieren (STUBENRAUCH et al. 1999). Diese führt aber zu Fehlern im Bedeckungsgrad einzelner Tage bis Wochen und nicht zu einer systematischen Abweichung wie bei den vorliegenden Messdaten.

Der mittlere Bedeckungsgrad für die Gitterboxen in Israel liegt bei 30-40%. Das Ergebnis der Strahlungstransferrechnungen für wolkenlose Bedingungen spielen daher eine große Rolle. Es ist daher auch möglich, dass eine ungenaue optische Dicke des Aerosols in der NASA-GISS-Klimatologie zu den Abweichungen zwischen den ISIS-Ergebnissen und den gemessenen Strahlungsflussdichten beiträgt. Eine Überschätzung der optischen Dicke des Aerosols kann eine systematische Unterschätzung der Bestrahlungsstärke wie für die israelischen Stationen verursachen.

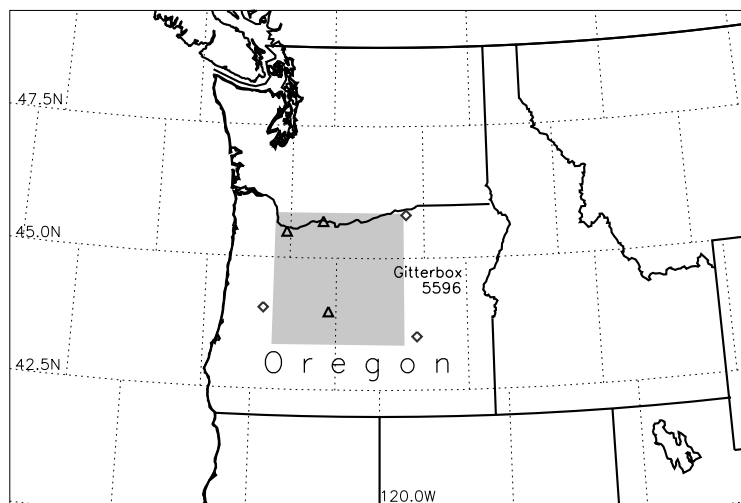


Abbildung 4.12: Messstationen im Westen der USA. Die grau unterlegte Fläche entspricht den Abmessungen einer ISIS-Gitterbox von 280 km x 280 km. Für die mit Rauten dargestellten Stationen liegen Messwerte von 1983-2004 vor, die mit Dreiecken markierten Stationen stellen kürzere Zeitreihen bereit.

Tabelle 4.9: Abweichungen der Globalstrahlung der Stationen im Westen der USA vom Mittelwert über alle Stationen und den ISIS-Ergebnissen.

Station	Gitterbox Nr.	MB vom Mittel aller Stationen		MB von ISIS	
		[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]
Burns	5596	+16.1	+14.4	-1.2	-1.1
Eugene	5595	-13.7	-9.3	+14.7	+14.4
Hermiston	5697	+2.5	+1.8	-4.8	-0.1
Bend	5595	+0.1	+1.2	-6.5	-3.4
Gladstone	5696	-20.9	-14.1	-1.0	+1.5
Hood River	5697	-4.6	-7.2	+8.9	+13.1

Tabelle 4.10: Abweichungen der Direktnormalstrahlung der Stationen im Westen der USA vom Mittelwert über alle Stationen und den ISIS-Ergebnissen.

Station	Gitterbox Nr.	MB vom Mittel aller Stationen		MB von ISIS	
		[W/m <sup>2</sup> ]	[%]	[W/m <sup>2</sup> ]	[%]
Burns	5596	+35.1	+26.1	-46.4	-17.5
Eugene	5595	-34.3	-21.2	-4.3	+14.2
Hermiston	5697	+9.9	+2.0	-51.7	-12.3
Bend	5595	+0.7	+0.0	-45.4	-12.8
Gladstone	5696	-51.0	-28.4	-20.6	+5.9
Hood River	5697	-14.6	-15.7	-30.1	+17.2

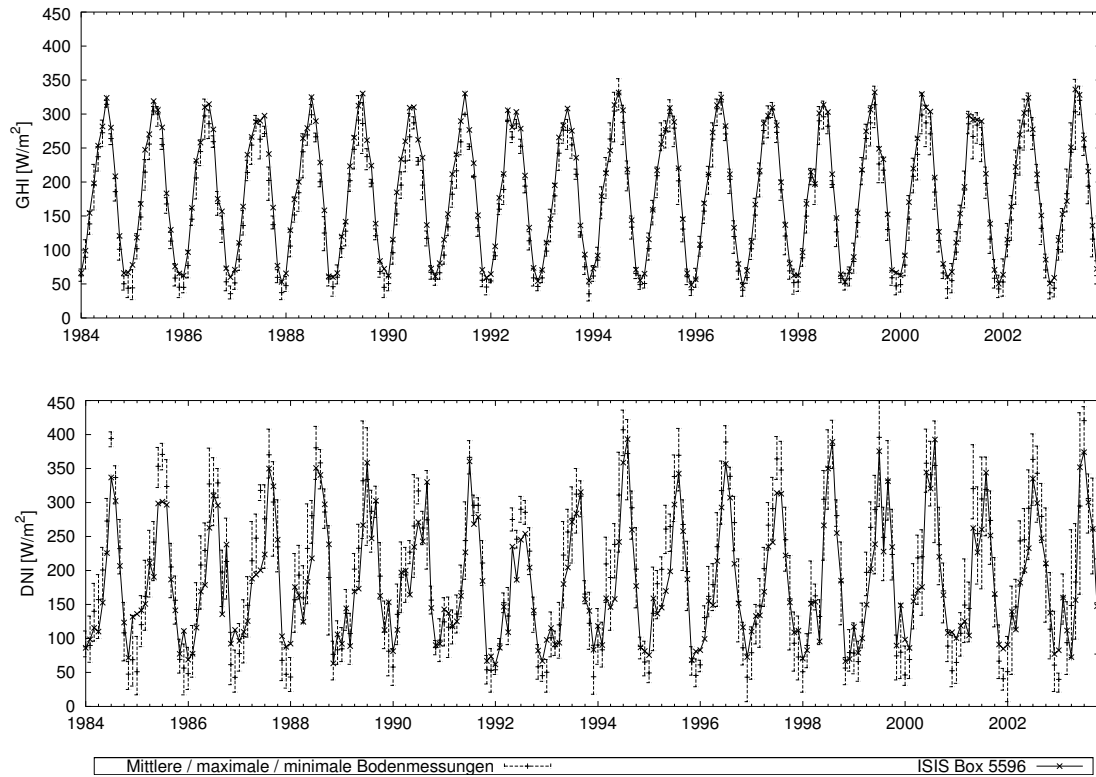


Abbildung 4.13: Monatsmittel der Globalstrahlung (oben) und Direktnormalstrahlung (unten) im Mittel über alle Stationen im Westen der USA sowie die jeweiligen Maximal- und Minimalwerte der Messungen. Die Darstellung der Absolutwerte der Strahlungsflussdichten macht deutlich, dass die räumliche Variabilität der Globalstrahlung geringer ist als die der Direktnormalstrahlung.

Die klimatischen Bedingungen im Westen der USA sind denen in Mitteleuropa sehr ähnlich. Der mittlere Bedeckungsgrad der Region liegt zwischen 60% und 70%. Bei bedecktem Himmel ist die optische Dicke des Aerosols meist klein im Vergleich zur optischen Dicke der Wolken. Es ist daher anzunehmen, dass vor allem Abweichungen im Bedeckungsgrad zwischen der Gitterbox und der Station zu unterschiedlichen Beträgen der Bestrahlungsstärke führen. Für Deutschland und Frankreich wurde eine Überschätzung des Bedeckungsgrades von 10% nachgewiesen (Kapitel 3.2.1, BISSOLLI und GELHARDT 2002). Ähnliche Überschätzungen treten möglicherweise auch im Westen der USA auf.

Wenn kleinskalige Variationen der Wolken und des Aerosols die Ursache für Abweichungen zwischen den ISIS-Ergebnissen und den gemessenen Strahlungsflussdichten sind, dann müssten sich diese durch die Erhöhung der Auflösung der Wolken- und Aerosoldaten verringern lassen. Um dies zu untersuchen, werden in den nächsten Abschnitten die Ergebnisse aus Strahlungstransferrechnungen mit optischen Dicken des Aerosols, die an den jeweiligen Stationen gemessen wurden, und Ergebnisse der Direktnormalstrahlung aus hochaufgelösten Satellitendaten genauer betrachtet.

### 4.2.2 Erhöhung der Auflösung der Aerosol-Daten

Im *Aerosol Robotic Network* (AERONET, HOLBEN et al. 1998) sind mehr als 170 Stationen weltweit zusammengefasst, die die optische Dicke des Aerosols messen. Die Messgeräte werden vom NASA *Goddard Space Flight Center* wissenschaftlich überwacht und betreut. Die längsten Zeitreihen beginnen im Jahr 1993. An drei Standorten liegen innerhalb des Zeitraums von 1993 bis 2004 sowohl Messungen der optischen Dicke des Aerosols im Rahmen des AERONET-Projektes als auch Messungen der Global- und Direktnormalstrahlung aus dem BSRN-Datensatz vor (Tabelle 4.11). Sie wurden an ein und denselben Stationen erstellt. Diese überlappenden Messungen wurden in dieser Arbeit dazu verwendet, um den Einfluss der Aerosoleigenschaften auf die Ergebnisse der Vergleiche der ISIS-Global- und Direktnormalstrahlung mit gemessenen Bestrahlungsstärken zu untersuchen. Dazu wurden für die drei Gitterboxen, innerhalb derer die Stationen liegen, die Strahlungstransferrechnungen wiederholt. Anstelle der optischen Dicke des Aerosols aus der NASA-GISS-Klimatologie und dem Datensatz von (SATO et al. 1993) wurden dabei Monatsmittel der Messwerte des AERONET-Netzwerkes verwendet.

Der Jahresgang der optischen Dicke in Bondville ist in den Messungen stärker als in der NASA-GISS-Klimatologie und variiert zudem von Jahr zu Jahr (Abbildung 4.14 oben). Im Mittel liegen die gemessenen Monatsmittelwerte der AERONET-Station um 0.11 über den Daten der NASA-GISS-Klimatologie (Tabelle 4.12). Für die Station Solar Village (Saudi Arabien) ist der Jahresgang in der NASA-GISS-Klimatologie in der Amplitude den gemessenen Werten sehr ähnlich (Abbildung 4.14 unten). Der Verlauf der Kurven ist jedoch um etwa einen Monat gegeneinander versetzt. Das Minimum der optischen Dicke des Aerosols im Winter wird in der Klimatologie einen Monat früher erreicht als in den gemessenen Werten. Die mittlere systematische Abweichung der optischen Dicke zwischen beiden Datensätzen beträgt 0.02 (Tabelle 4.12). Für die Station Sede Boqer (Israel) stimmen sowohl der Jahresgang als auch der Mittelwert der optischen Dicke des Aerosols sehr gut überein. Die mittlere systematische Abweichung beträgt 0.01 (Tabelle 4.12).

Die Abweichungen der Global- und Direktnormalstrahlung bei Verwendung der AERONET-Messwerte von den ISIS-Ergebnissen sind ebenfalls in Tabelle 4.12 zusammengefasst. Für Gitterbox 5500 weichen die Ergebnisse aus den beiden Läufen der Strahlungstransferrechnungen aufgrund der großen Unterschiede in den Aerosoldaten stark voneinander ab. Die Globalstrahlung liegt bei Verwendung der gemessenen Aerosoldaten um 2% unter den ISIS-Ergebnissen basierend auf der NASA-GISS-Klimatologie, die Direktnormalstrahlung ist um 15% niedriger. Für die beiden Wüstenstationen Sede Boqer und Solar Village weichen die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen entsprechen der geringen Unterschiede in der optischen Dicke des Aerosols nur wenig voneinander ab.

*Tabelle 4.11:* Stationen des AERONET-Netzwerkes, für die auch Messungen der Global- und Direktnormalstrahlung vorliegen.

Station	Koordinaten	Höhe [m ü. NN]	Gitterbox Nr.	Messzeitraum	
				von	bis
Bondville	40.1°N 88.4°W	212	5500	06/1996	06/2001
Sede Boqer	30.9°N 34.8°O	480	4959	01/1996	06/2001
Solar Village	24.9°N 46.4°O	650	4578	02/1999	02/2004

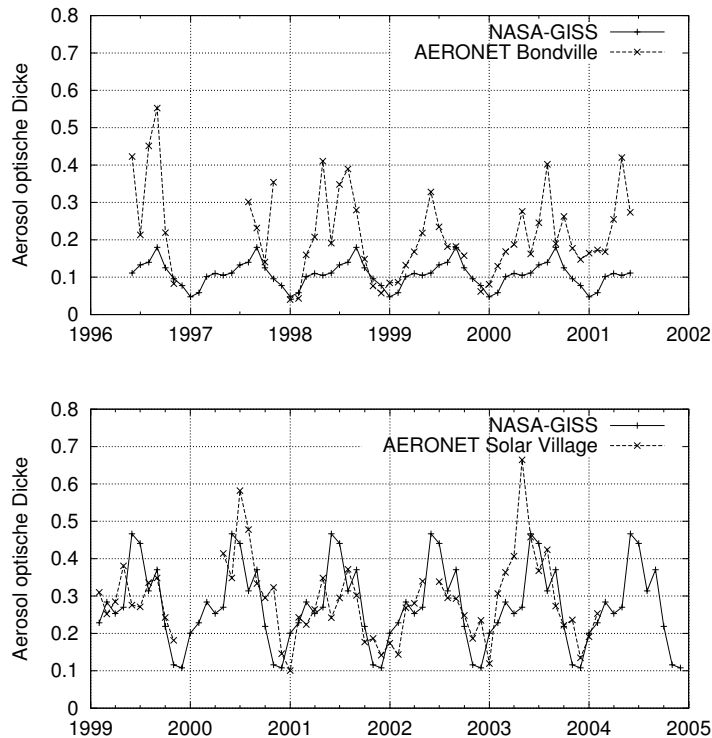


Abbildung 4.14: Vergleich der optischen Dicke des Aerosols aus der NASA-GISS-Klimatologie mit Messungen des AERONET-Netzwerkes für die Stationen Bondville (USA, oben) und Solar Village (Saudi Arabien, unten).

Im Vergleich mit der gemessenen Bestrahlungsstärke der Stationen ergeben sich wiederum für Bondville die größten Unterschiede. Die mittlere systematische Abweichung gegenüber gemessenen Werten ist für AERONET-basierte Ergebnisse der Globalstrahlung um 12% höher als für die Ergebnisse des ISIS-Datensatzes (Tabelle 4.13 und Abbildung 4.15 oben). In der Direktnormalstrahlung unterscheiden sich die Vergleichsergebnisse für beide Läufe nur wenig (Tabelle 4.13). Der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient ist vor allem in der Globalstrahlung bei Verwendung der AERONET-Daten niedriger als bei der Verwendung der NASA-GISS-Klimatologie. Für die Station Sede Boqer ergeben sich nur sehr geringe Unterschiede in den Vergleichen der Strahlungsflussdichten (Tabelle 4.13). Auch die mittlere systematische Abweichung von Messungen der Station Solar Village wird durch die Variation der optischen Dicke des Aerosols nur wenig verändert. Deutliche Auswirkungen zeigen sich dagegen für Solar Village im Korrelationskoeffizienten (Tabelle 4.13), insbesondere für die Direktnormalstrahlung. Der Jahresgang der Station Solar Village wird in den ISIS-Ergebnissen unter Verwendung der NASA-GISS-Klimatologie nur schlecht erfasst, der Korrelationskoeffizient beträgt 0.58. Für die AERONET-basierte Direktnormalstrahlung steigt dieser auf 0.88, der Jahresgang wird also besser wiedergegeben (Abbildung 4.15). Auch der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient der AERONET-basierten Direktnormalstrahlung liegt mit 0.79 über dem Wert von 0.52, der sich unter Verwendung der NASA-GISS-Klimatologie ergibt.

*Tabelle 4.12:* Abweichungen der optischen Dicke des Aerosols aus der NASA-GISS-Klimatologie von Messungen des AERONET-Netzwerkes und mittlere systematische Abweichung der ISIS-Ergebnisse bei Verwendung der beiden Datensätze in den Strahlungstransferrechnungen.

Station	Gitterbox Nr.	MB (opt. Dicke) [%]	MB (GHI) [%]	MB (DNI) [%]
Bondville	5500	0.11	-2.26	-14.77
Sede Boqer	4959	0.01	-0.37	-2.17
Solar Village	4578	0.02	-0.32	-1.62

*Tabelle 4.13:* Übersicht der Unterschiede in den Strahlungsflussdichten aus Strahlungstransferrechnungen mit der NASA-GISS-Aerosolklimatologie und den Messwerten der AERONET-Stationen gegen Messungen der Bodenstationen. Für beide Zeitreihen werden die identischen Monate zum Vergleich mit gemessenen Werten verwendet

	AERONET				NASA-GISS-Klimatologie			
	Station	MB [%]	RMSD [%]	$r_A$	Gitterbox	MB [%]	RMSD [%]	$r_A$
<b>Globalstrahlung</b>	Bondville	-28.7	31.3	0.36	5500	-16.9	21.6	0.65
	Sede Boqer	-1.1	3.3	0.74	4959	-0.5	2.8	0.74
	Solar Village	4.0	6.4	0.60	4578	4.0	7.2	0.55
<b>Direktnormalstrahlung</b>	Bondville	-3.8	10.5	0.66	5500	-1.5	10.4	0.68
	Sede Boqer	-22.6	24.0	0.81	4959	-20.6	21.7	0.78
	Solar Village	-10.3	13.6	0.79	4578	-9.4	17.1	0.52

Für die beiden Wüstenstationen wird der Mittelwert der optischen Dicke des Aerosols durch die NASA-GISS-Klimatologie gut wiedergegeben. Bei Verwendung der AERONET-Daten in den Strahlungstransferrechnungen ergeben sich daher nur geringe Veränderungen in der systematischen Abweichung der Ergebnisse von gemessenen Strahlungsflussdichten. Für alle drei Stationen vergrößern sich jedoch die systematischen Abweichungen sowohl in der Global- als auch in der Direktnormalstrahlung bei Verwendung der optischen Dicke aus den AERONET-Messungen. Für die Berechnung der Mittelwerte der Bestrahlungsstärke ist die NASA-GISS-Klimatologie daher besser geeignet. Die Verwendung der AERONET-Daten bringt jedoch für die beiden Wüstenstationen eine Verbesserung der Korrelationskoeffizienten.

Für die Station Bondville ergeben sich bei Verwendung der AERONET-Messungen geringere Korrelationskoeffizienten als bei Verwendung der NASA-GISS-Klimatologie. Die Zeitreihen der optischen Dicke des Aerosols zeigen für die Station Bondville im Sommer starke Maxima von über 0.4. Die NASA-GISS-Klimatologie liegt dagegen für alle 12 Monate unter 0.2 (Abbildung 4.14). Die Strahlungsflussdichten des ISIS-Datensatzes, die unter Verwendung der Klimatologie erstellt wurden, stimmen sowohl im Verlauf als auch in den Absolutwerten besser mit den Messungen an der Station überein als die AERONET-basierten Ergebnisse. Es ist unklar, wodurch die hohen Werte in den Messungen der optischen Dicke des Aerosols in Bondville verursacht werden. Mögliche Erklärungen sind Waldbrände oder Staubstürme, die die optische Dicke des Aerosols stark erhöhen. Die Gitterbox wird in ISCCP als Grasland eingestuft, Waldbrände sind daher eher unwahrscheinlich. Ob in dem untersuchten Zeitraum vermehrt Staubstürme oder andere starke Aerosolereignisse stattfanden, ist unbekannt.

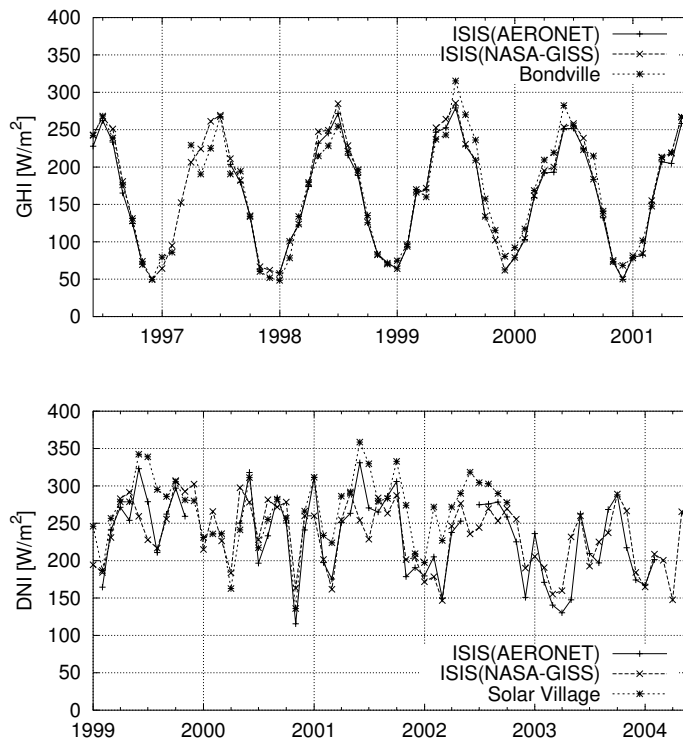


Abbildung 4.15: Monatsmittel der Globalstrahlung für die Station Bondville (USA, oben) und der Direktnormalstrahlung für die Station Solar Village (Saudi Arabien, unten) unter Verwendung der NASA-GISS-Klimatologie und den Messungen des AERONET-Netzwerkes. Die gemessene Direktnormalstrahlung aus dem BSRN-Datensatz ist zum Vergleich ebenfalls eingetragen.

Insgesamt ist der Einfluss der optischen Dicke des Aerosols auf die Ergebnisse der Direktnormalstrahlung davon abhängig, wie hoch der Bedeckungsgrad einer Gitterbox ist (Kapitel 3.3.3). Dieser liegt für die beiden Wüstenstationen bei 30-35%, während die Gitterbox in den USA im Mittel zu 67% bedeckt ist. Bei höherem Bedeckungsgrad ist der Einfluss des Aerosols geringer, da die optische Dicke des Aerosols im Vergleich zur mittleren optischen Dicke der Wolken klein ist. Bei niedrigem Bedeckungsgrad enthält der Monatsmittelwert der ISIS-Direktnormalstrahlung jedoch einen hohen Anteil aus den Strahlungstransferrechnungen für wolkenlose Bedingungen, der Einfluss des Aerosols ist entsprechend größer. Hieraus erklärt sich, dass die Unterschiede der systematischen Abweichungen aus beiden Läufen der Strahlungstransferrechnungen von den Messungen für alle drei Stationen in ähnlichen Größenordnungen liegen, obwohl sich die gemessenen optischen Dicken der Station Bondville stärker von der NASA-GISS-Klimatologie unterscheiden als für die beiden anderen Stationen.

Die Erhöhung der Auflösung der Aerosol-Daten erbringt also in Gitterboxen mit geringem mittleren Bedeckungsgrad größere Effekte als in Gitterboxen mit hohem mittleren Bedeckungsgrad. Für die solarenergetisch interessanten Wüstenstationen sind daher zuverlässige Aerosoldaten zur Modellierung der Bestrahlungsstärken von großer Wichtigkeit. Zur Berechnung der Mittelwerte der Strahlungsflussdichten über lange Zeiträume ist die NASA-GISS-Klimatologie gut geeignet. Die systematischen Abweichungen der Ergebnisse von den Messun-

gen wurde durch die Verwendung der AERONET-Daten aber nicht verringert. Im nächsten Abschnitt wird daher untersucht, ob eine Erhöhung der Auflösung der Wolken­daten andere Ergebnisse erbringt.

#### 4.2.3 Erhöhung der Auflösung der Wolken­daten

Der Bedeckungsgrad des ISCCP-Datensatzes ist ein Mittelwert über die 280 km x 280 km große Gitterbox. Kleinskalige Variationen der Bewölkung werden nur dadurch erfasst, dass der Wolkentyp für jedes Satellitenpixel der Größe 1-7 km berechnet und der Anteil der einzelnen Wolkentypen am Gesamtbedeckungsgrad und ihre optische Dicke getrennt angegeben werden (Kapitel 3.2.1). (SCHILLINGS et al. 2004a) haben basierend auf stündlichen Daten von Meteosat7 in einer räumlichen Auflösung von etwa 5 km x 5 km die Direktnormalstrahlung auf der Erdoberfläche berechnet. Die Bestrahlungsstärke wurde aus der Multiplikation der Solar­konstanten mit den Transmissionskoeffizienten für die Rayleighstreuung und die Absorption der atmosphärischen Gase und des Aerosols bestimmt. Der verwendete Aerosol-Datensatz war wie in dieser Arbeit die NASA-GISS-Aerosolklimatologie. Wolken wurden in Form eines zusätzlichen Transmissionsfaktors berücksichtigt. Die Höhe der betrachteten Gebiete über dem Meeresspiegel wurde in einer Auflösung von 1 km x 1 km übernommen. Die Ergebnisse der Methode von (SCHILLINGS et al. 2004a) wurden mit Messungen von Bodenstationen in Saudi Arabien verglichen. Für diese ergab sich eine mittlere systematische Abweichung von +4.3% (SCHILLINGS et al. 2004b).

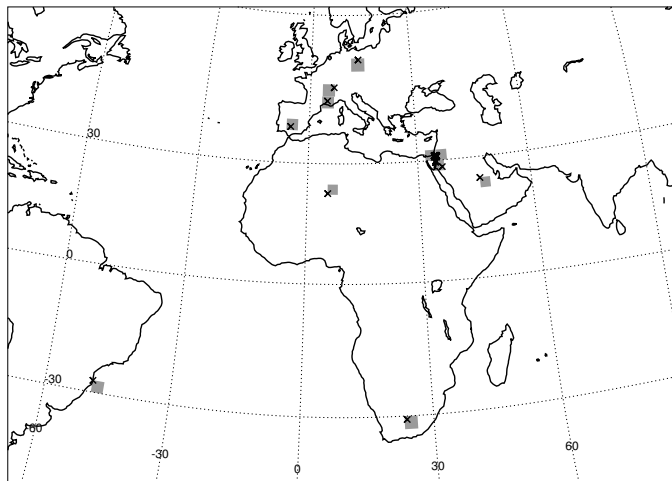


Abbildung 4.16: Karte der Gitterboxen, für die die Direktstrahlung des ISIS-Datensatzes mit den Ergebnissen von (SCHILLINGS et al. 2004a) verglichen wurde. In den Gitterboxen enthaltene Bodenstationen sind durch Kreuze markiert.

Die Ergebnisse des ISIS-Datensatzes wurden mit Monatsmittelwerten der Direktnormalstrahlung von (SCHILLINGS et al. 2004a) für die Jahre 1999 und 2000 verglichen. 11 Boxen aus dem Bereich des Meteosat-Sichtfeldes wurden für den Vergleich ausgewählt (Abbildung 4.16). Kriterium für die Auswahl der Boxen war das zusätzliche Vorhandensein einer Bodenstation, so dass beide Methoden in einem zweiten Schritt mit Strahlungsmessungen verglichen werden konnten. Für den Vergleich zwischen den beiden satellitenbasierten Datensätzen wurden



die 5 km-Pixel der Direktnormalstrahlung nach (SCHILLINGS et al. 2004a) innerhalb einer ISIS-Gitterbox gemittelt.

Die Gitterboxmittelwerte nach (SCHILLINGS et al. 2004a) stimmen gut mit den ISIS-Ergebnissen überein (Abbildung 4.17). Die systematische Abweichung beträgt im Mittel über alle Gitterboxen -0.6%, die mittlere statistische Abweichung liegt bei 8.4% (Tabelle 4.14). Für den Korrelationskoeffizienten ergibt sich 0.93. Die Standardabweichung der Direktnormalstrahlung für einzelne 5 km x 5 km Pixel vom Mittelwert über eine ISIS-Gitterbox schwankt zwischen 6% und 19% und beträgt im Mittel 11% (Tabelle 4.14). Dies liegt in der Größenordnung der mittleren systematischen Abweichungen, die für die Messung einzelner Stationen vom Mittel über mehrere Stationen gefunden wurde (Kapitel 4.2.1).

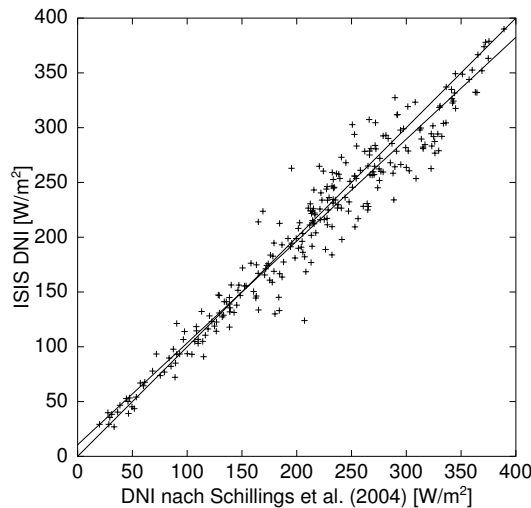


Abbildung 4.17: Vergleich der Monatsmittel der Direktnormalstrahlung nach (SCHILLINGS et al. 2004a) mit ISIS. Die Daten in 5 km-Auflösung wurden über das Gebiet einer ISIS-Gitterbox gemittelt.

Für den Vergleich mit gemessener Direktnormalstrahlung wurden die Ergebnisse von (SCHILLINGS et al. 2004a) in der ursprünglichen 5 km x 5 km Auflösung verwendet. Da das Mittelungsgebiet für diese deutlich kleiner ist als für eine ISIS-Gitterbox, sollten kleinere systematische Unterschiede im Vergleich mit Messungen auftreten. Im Mittel über alle Stationen ergibt sich auch eine etwas geringere systematische Abweichung als für die ISIS-Direktnormalstrahlung (Tabelle 4.15). Für die einzelnen Stationen und Gitterboxen variieren die Ergebnisse jedoch sehr stark. Für viele Bodenstationen ergibt sich durch die Verwendung der Direktnormalstrahlung von (SCHILLINGS et al. 2004a) eine Verkleinerung der mittleren systematischen Abweichungen. Der Vergleich mit den Messungen aus Lindenberg zeigt keine Unterschiede zwischen den beiden satellitenbasierten Datensätzen, an sieben Stationen liegt die systematische Abweichung der Ergebnisse nach (SCHILLINGS et al. 2004a) über der des ISIS-Datensatzes.

Für Stationen, an denen mindestens 12 Monate an Messungen innerhalb von 1999 und 2000 vorlagen, wurde der Korrelationskoeffizient für beide satellitenbasierten Datensätzen bestimmt. Der Jahresgang von Solar Village wird durch die Ergebnisse von (SCHILLINGS et al. 2004a) nur sehr schlecht erfasst (Tabelle 4.15). Die Untersuchungen im vorhergehenden Abschnitt haben jedoch gezeigt, dass für diese Station gemessene optische Dicken des Aerosols

*Tabelle 4.14:* Mittlere Abweichungen der ISIS-Direktnormalstrahlung von den Mittelwerten über eine 280 km x 280 km Gitterbox aus Ergebnissen nach (SCHILLINGS et al. 2004a). Zusätzlich ist die Standardabweichung der Direktnormalstrahlung für einzelne 5 km x 5 km Pixel vom Mittelwert über die Gitterbox angegeben.

Gitterbox Nr.	MB [%]	RMSD [%]	Stdabw. Pixel [%]
1535	10.4	11.1	8.9
1759	3.2	6.0	11.5
4563	-10.4	10.4	6.1
4578	-3.1	10.0	8.7
4834	-2.0	4.7	8.2
4959	-7.3	8.5	8.9
4960	-2.4	7.4	10.7
5417	-1.5	5.0	7.2
5528	5.0	6.3	17.1
5632	1.0	7.9	19.4
5829	0.5	14.9	14.9
<b>Mittel</b>	<b>-0.6</b>	<b>8.4</b>	<b>11.1</b>

eine Verbesserung des Korrelationskoeffizienten bewirken. Die schlechte Korrelation ist daher vermutlich wie auch bei den ISIS-Ergebnissen auf eine ungenaue Erfassung der tatsächlichen optischen Dicke des Aerosols in der NASA-GISS-Klimatologie zurückzuführen. An der Station Arad in Israel ergibt sich eine leichte Verbesserung des Korrelationskoeffizienten von 0.88 im ISIS-Datensatz auf 0.96 in den Ergebnissen von (SCHILLINGS et al. 2004a). Für alle übrigen Stationen unterscheiden sich die Korrelationskoeffizienten nur wenig (Tabelle 4.15).

Da nur 24 Monate der Daten von (SCHILLINGS et al. 2004a) vorliegen, ist es nicht möglich, die Abweichungen vom mittleren Jahresgang in den Daten zu bestimmen. Daher kann auch kein jahresgangbereinigter Korrelationskoeffizient für diese bestimmt werden.

Die Verwendung von hochaufgelösten Satellitendaten zur Bestimmung der Wolken in der Methode nach (SCHILLINGS et al. 2004a) bringt keine generelle Verbesserung der systematischen Abweichungen und der Korrelationskoeffizienten im Vergleich mit gemessener Direktnormalstrahlung. Mehrere Faktoren können hierbei eine Rolle spielen. Zur Erstellung sowohl des Datensatzes von (SCHILLINGS et al. 2004a) als auch des ISIS-Datensatzes wurde die NASA-GISS-Aerosolklimatologie verwendet. Kleinskalige Variabilität des Aerosols ist in keinen der Ergebnissen enthalten. 12 der 16 betrachteten Stationen liegen in Wüstengebieten. Das bedeutet einerseits, dass nach den Ergebnissen des vorherigen Abschnittes eine zuverlässige Abschätzung der optischen Dicke des Aerosols zur Ableitung der Bestrahlungsstärke nötig ist, da sehr häufig wolkenlose Bedingungen herrschen. Andererseits wirken sich Fehler in der Bestimmung des Bedeckungsgrades stärker auf die Ergebnisse aus als in Regionen, die ohnehin einen hohen Bedeckungsgrad haben (Kapitel 3.2.1). Für Payerne in der Schweiz und Carpentras in Frankreich sind die systematischen Abweichungen der hochaufgelösten Direktnormalstrahlung kleiner als die des ISIS-Datensatzes. Für Florianopolis in Brasilien sind sie dagegen höher. Dies könnte mit der Küstenlage dieser Stadt zusammenhängen, da die Methode von (SCHILLINGS et al. 2004a) über Ozeanen nicht validiert wurde. Insgesamt lassen die Ergebnisse kein abschließendes Urteil darüber zu, ob die Direktnormalstrahlung einzelner Station durch die Erhöhung der Auflösung der Wolkendaten besser modelliert werden kann

Tabelle 4.15: Abweichungen der Direktnormalstrahlung nach (SCHILLINGS et al. 2004a) in 5 km-Auflösung und des ISIS-Datensatzes von Messungen.

Station	Schillings		ISIS	
	MB [%]	r	MB [%]	r
De Aar	-11.6	-	-8.3	-
Florianoopolis	-11.6	-	-5.8	-
Tamanrasset	0.5	-	-9.2	-
Solar Village	-9.1	0.30	-3.1	0.56
Eilat	12.2	0.94	3.5	0.93
Yotvata	6.1	0.89	-0.7	0.89
Tabouk	2.3	0.90	-5.3	0.94
Beersheba	-12.0	0.91	-5.4	0.92
Besor Farm	1.2	0.94	-1.3	0.94
Sede Boqer	-14.9	0.95	-18.4	0.95
Arad	-6.6	0.96	-3.7	0.88
Hatzeva	12.2	-	17.3	-
Sedom	1.6	0.89	9.5	0.90
Carpentras	2.0	0.97	-5.1	0.95
Payerne	-12.0	-	-30.8	-
Lindenberg	-25.9	0.98	-25.9	0.99
<b>Mittel</b>	-4.1	0.88	-5.8	0.90

als mit den grob aufgelösten Wolkendaten des ISCCP. Hierfür sind weitere Studien mit einer breiteren Basis an Stationen in unterschiedlichen Klimazonen und über längere Zeiträume nötig.

### 4.3 Zusammenfassung und Diskussion der Validierungsergebnisse

Die systematischen Abweichungen zwischen den ISIS-Ergebnissen und Messungen von Bodenstationen betragen im Mittel über alle Stationen +3% in der Globalstrahlung und -3% in der Direktnormalstrahlung. Für einzelne Stationen weichen die ISIS-Daten um bis zu  $\pm 20\%$  von gemessener Globalstrahlung und um bis zu 77% von gemessener Direktnormalstrahlung ab. Hierfür gibt es zwei Hauptursachen. Zum einen wird der Bedeckungsgrad in den ISCCP-Daten sowohl über Land als auch über Wasser um etwa 10% überschätzt (vergleiche Kapitel 3.2.1, ROSSOW und SCHIFFER 1999). Besonders ausgeprägt ist diese Überschätzung in Gebieten, die unter einem hohen Satellitenzenitwinkel beobachtet werden (Kapitel 3.2.1, WIELICKI und PARKER 1992). Daneben ist aber auch der Kontrast zwischen den Wolken und dem Boden eine entscheidende Größe für die Zuverlässigkeit der ISCCP-Wolkenerkennung. Bei hoher Bodenalbedo ist dieser stark verringert, was zu einer Unterschätzung des Bedeckungsgrades führt. Eine nachträgliche Reduzierung des Bedeckungsgrades würde zu einer Erhöhung der abgeleiteten Direktnormalstrahlung führen (siehe Abbildung 3.15). Jedoch sind sowohl die Überschätzung des Bedeckungsgrades aufgrund der Satellitengeometrie als auch die Beeinflussung der Wolkenerkennung durch die Bodenalbedo räumlich stark variabel und heben sich

teilweise auf. Eine systematische Korrektur des Bedeckungsgrades um einen festen Wert ist daher nicht möglich.

Die Direktnormalstrahlung wird hauptsächlich durch den Bedeckungsgrad bestimmt (Kapitel 3.3.3). Ungenaue Daten über den Bedeckungsgrad führen daher zu entsprechend großen Abweichungen gegenüber Messungen. Die Globalstrahlung hängt hauptsächlich vom mittleren Zenitwinkel der Sonne ab und erst in zweiter Linie vom Bedeckungsgrad. Die Abweichungen gegenüber Messungen sind daher kleiner.

Der Einfluss des Aerosols auf die Ergebnisse ist eher gering. Zum einen wird der Mittelwert der optischen Dicke des Aerosols für eine Gitterbox in der NASA-GISS-Klimatologie in den meisten Fällen gut erfasst, zum anderen sind die Auswirkungen von Fehlern in der optischen Dicke des Aerosols klein im Vergleich zu Effekten, die Wolken vor allem auf die Direktnormalstrahlung haben.

Hohe Abweichungen gegenüber Messungen treten überwiegend in den für die Solarenergie uninteressanten Polarregionen auf. Die Anwendbarkeit des Datensatzes zur Abschätzung der Bestrahlungsstärke an geplanten Standorten für Solarkraftwerke wird daher nicht geschmälert. Die hohe Variabilität der Direktnormalstrahlung innerhalb einer Gitterbox führt dazu, dass im Vergleich mit einzelnen Stationen eine große systematische Abweichung auftreten kann. Anhand von Messungen der Strahlungsflussdichten, die an geplanten Standorten von Solarkraftwerken routinemäßig durchgeführt werden, kann diese jedoch bestimmt und die ISIS-Zeitreihe entsprechend adaptiert werden (GEUDER et al. 2004). Somit ist die Auswertung der 21-Jahres-Zeitreihe auch für einzelne Standorte möglich. Die Abschätzung der Variabilität wird durch eine systematische Abweichung nicht beeinflusst.

Die zweite Ursache für Abweichungen zwischen den ISIS-Ergebnissen und den Messungen von Bodenstationen ist die unterschiedliche räumliche Auflösung der beiden Datensätze. Während die Station nur für einen kleinen Umkreis um den Messstandort repräsentativ ist, wurden zur Erstellung des ISIS-Datensatzes die Parameter zur Berechnung des Strahlungstransfers über eine 280 km x 280 km große Gitterbox gemittelt. Hierdurch gehen nicht die genauen Eigenschaften einer Station bezüglich Bewölkung, Aerosol oder Topographie in die Strahlungstransferrechnungen ein. Wie stark sich die Mittelungseffekte auf die Ergebnisse der Vergleiche auswirken, hängt davon ab, wie stark sich die Bedingungen an den Koordinaten einer Station im Vergleich zum Gitterboxmittelwert unterscheiden.

Eine ungenaue Annahme der Höhe über dem Meeresspiegel führt beispielsweise zu einer systematischen Abweichung, Unterschiede in der mittleren Bewölkungssituation zwischen der Station und der gesamten Gitterbox wirken sich dagegen über das Jahr variabel aus. Die räumliche Mittelung bei der Erstellung der ISCCP-Wolkendaten bewirkt in allen Gitterboxen eine Glättung der Extremwerte, die in einzelnen Satellitenpixeln auftreten, und die Maxima und Minima des Bedeckungsgrades sind weniger ausgeprägt. Die Amplitude des Jahresganges ist daher auch in den ISIS-Ergebnissen flacher als in Messungen, und der Korrelationskoeffizient vor der Entfernung des Jahresganges beträgt für die Direktnormalstrahlung nur 0.83. In der Globalstrahlung wird der Jahresgang hauptsächlich durch den mittleren Zenitwinkel der Sonne beeinflusst. Der Korrelationskoeffizient für die Globalstrahlung vor Bereinigung des Jahresganges ist daher mit 0.96 sehr hoch. Da der Jahresgang des Zenitwinkels der Sonne für diese Arbeit als konstant angenommen werden kann, sind die Abweichungen vom typischen Jahresgang aber auch in der Globalstrahlung vor allem durch Veränderungen im Bedeckungsgrad bestimmt. Die jahresgangbereinigten Korrelationskoeffizienten sind daher in der Global-

und der Direktnormalstrahlung mit 0.64 und 0.63 fast identisch. Die Unterschiede in der räumlichen Auflösung zwischen dem ISIS-Datensatz und den Messungen von Bodenstationen spielen also vor allem bei der Erfassung der Variabilität der Strahlung eine große Rolle.

Kleinere systematische Abweichungen zwischen gemessenen Strahlungsflussdichten und Ergebnissen, die aus Strahlungstransferrechnungen gewonnen werden, ergeben sich aus der Art der Messung von Bodenstationen. Pyrheliometer zur Messung der Direktnormalstrahlung haben einen Öffnungswinkel von  $5^\circ$ . Neben der Direktstrahlung, die ohne Wechselwirkung mit der Atmosphäre auf den Detektor trifft, wird daher auch ein Anteil an Diffusstrahlung gemessen, der in Richtung des Detektors gestreut wird. Die Direktnormalstrahlung des ISIS-Datensatzes ist dagegen der Anteil der Solarstrahlung, der bereits am Oberrand der Atmosphäre aus der direkten Richtung der Sonne kommt, und durch Streuung und Absorption in der Atmosphäre abgeschwächt wurde. Zudem wird nur der Anteil der Bestrahlungsstärke von der Sonnenscheibe selbst gezählt, nicht aber ein Himmelsausschnitt um diese herum, wie dies bei der Messung der Fall ist. Zur Bestimmung der Globalstrahlung wird sowohl bei Messungen mit Pyranometern als auch bei der Berechnung anhand der Strahlungstransfergleichung über den gesamten Halbraum integriert. Die systematischen Unterschiede zwischen Messung und Modellrechnung sind daher kleiner als in der Direktnormalstrahlung. Gegenüber den Unsicherheiten, die sich in den ISIS-Ergebnissen aus den Unsicherheiten der verwendeten Atmosphärenparameter ergeben, sind die systematischen Unterschiede bei der Bestimmung der Strahlungsflussdichten jedoch vernachlässigbar.



# Kapitel 5

## Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die ISIS-Ergebnisse vorgestellt und die Variabilität der Global- und Direktnormalstrahlung untersucht. Kapitel 5.1 zeigt die Mittelwerte der ISIS-Global- und Direktnormalstrahlung. Maxima und Minima der globalen Verteilung werden identifiziert und ihre geographische Lage und Absolutwerte diskutiert. In Kapitel 5.2 wird die Variabilität der Ergebnisse von Jahr zu Jahr untersucht und die Mindestlänge einer Messreihe zur Bestimmung von repräsentativen Mittelwerten ermittelt. Der Einfluss von Vulkanausbrüchen auf die Bestrahlungsstärke auf der Erdoberfläche wird in Kapitel 5.3 untersucht. Kapitel 5.4 beschäftigt sich mit der langfristigen Variabilität der Solarstrahlung. Der Einfluss von großräumigen klimatischen Schwankungen wie der Nord-Atlantik-Oszillation und der El-Niño-Südlichen-Oszillation auf die Strahlung wird abgeschätzt. Trends der 21-Jahres-Zeitreihe werden ermittelt und diskutiert. Zum Abschluss wird die Globalstrahlung aus der ECMWF Re-Analyse ERA40 und eines transienten Laufs des Klimamodells ECHAM4 mit den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes verglichen und die Eignung dieser Datensätze zur Bestimmung von Trends der Globalstrahlung diskutiert.

### 5.1 Mittelwerte der Solarstrahlung auf der Erdoberfläche

#### 5.1.1 Mittelwerte der Globalstrahlung

Der Mittelwert der Globalstrahlung auf der Erdoberfläche wird hauptsächlich durch den mittleren Zenitwinkel der Sonne und damit die geographischen Breite der betrachteten Gitterbox bestimmt (Abbildung 5.1, vergleiche Kapitel 2.5). Die größten Bestrahlungsstärken werden in tropischen und subtropischen Regionen erreicht, zu den Polen hin sinken die Werte kontinuierlich ab. Abweichungen von der Breitenabhängigkeit im Muster der Globalstrahlung werden durch Wolken verursacht. So ist nördlich des Äquators anhand eines Streifens niedriger Bestrahlungsstärke die innertropische Konvergenzzone zu erkennen. Diese ist durch Konvektionserscheinungen und starke Quellbewölkung gekennzeichnet, die eine Abnahme der Strahlungsflussdichte auf der Erdoberfläche bewirkt. Die Position der innertropischen Konvergenzzone verändert sich mit den Jahreszeiten. Sie folgt dem Zenitstand der Sonne, wobei die genaue Lage zusätzlich durch die Kontinente modifiziert wird, da sich die Luft über diesen stärker und schneller erwärmt als über den Ozeanen. Da der Landanteil auf der Nordhalbkugel größer ist als auf der Südhalbkugel, liegt die innertropische Konvergenzzone im Jahresmittel nördlich

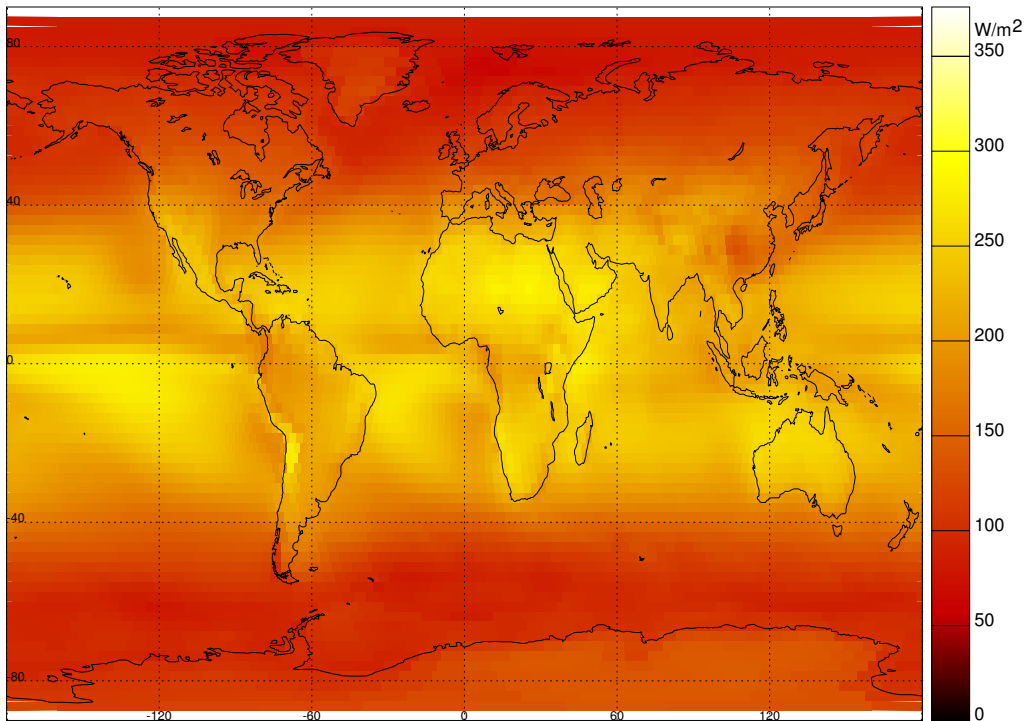


Abbildung 5.1: Mittlere jährliche Globalstrahlung (1984-2004). Der globale Jahresmittelwert beträgt  $186 \text{ W/m}^2$ . Das Maximum von  $286 \text{ W/m}^2$  liegt auf dem Gebiet des Sudan (östliche Sahara), das Minimum von  $65 \text{ W/m}^2$  vor der Küste von Spitzbergen im Nordatlantik.

des Äquators. Durch das Aufsteigen der Luft in der innertropischen Konvergenzzone kühlt diese ab und sinkt im Bereich der Wendekreise wieder ab. Auf den Kontinenten haben sich in diesen Regionen ausgedehnte Wüstengebiete gebildet, da sich in der trockenen Luft kaum Wolken oder Niederschlag bilden. In den Mittelwerten der Globalstrahlung sind sie als helle Bereiche nördlich und südlich des Äquators zu erkennen. In der östlichen Sahara wird das Maximum der Globalstrahlung von  $286 \text{ W/m}^2$  im Jahresmittel erreicht. In Südamerika hebt sich besonders das Gebiet der Atakama-Wüste von der Umgebung ab. Diese zeichnet sich durch geringe Bewölkung und sehr trockene Luft aus. Aufgrund der Höhenlage in den Anden ist die atmosphärische Absorption gegenüber dem Meeresspiegelniveau zusätzlich verringert. Die Globalstrahlung ist daher im Vergleich zum regionalen Mittel stark erhöht. In China weisen dagegen große Regionen für die geographische Breite ungewöhnlich niedrige Einstrahlungswerte auf. Diese werden durch einen hohen Bedeckungsgrad und eine hohe Aerosolbelastung in dieser Region verursacht (Abbildung 3.11). In Breiten von mehr als  $\pm 40^\circ$  nimmt die Globalstrahlung schnell ab. Über den Ozeanen sind ausgedehnte Westwindzonen lokalisiert, die häufig mit Tiefdruckgebieten und starker Bewölkung verbunden sind. Die Globalstrahlung erreicht daher in diesen Breiten die Minimalwerte von  $65 \text{ W/m}^2$  im Jahresmittel. In der Arktis und Antarktis ist der Jahresmittelwert der Globalstrahlung aufgrund der Polarnacht im Winter und des großen Zenitwinkels der Sonne im Sommer sehr niedrig. Über der kontinentalen Antarktis herrschen allerdings extrem wolken- und wasserdampfarme Bedingungen. Die Globalstrahlung steigt daher im Vergleich zum Südpolarmeer wieder leicht an.



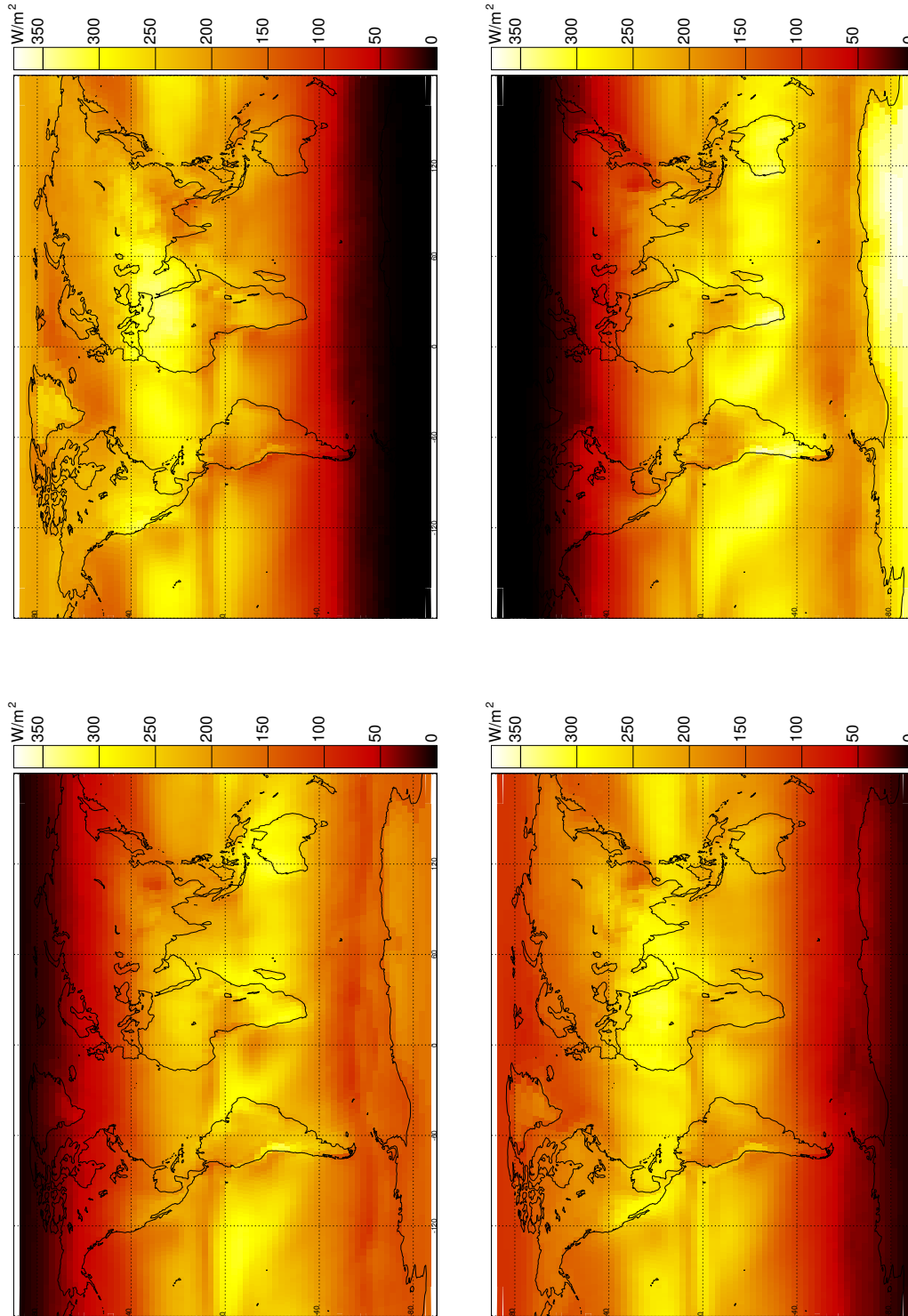


Abbildung 5.2: Mittlere Globalstrahlung während der vier Jahreszeiten: Oben links Frühling, oben rechts Sommer, unten links Herbst, unten rechts Winter der Nordhalbkugel. Lage und Absolutwerte der jeweiligen Maxima sind in Tabelle 5.1 aufgeführt.

Tabelle 5.1: Globale Mittel- und Maximalwerte der Globalstrahlung während der vier Jahreszeiten (Mittelwerte über drei Monate) und im Jahresmittel.

Monate	Mittel [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]	Max [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]	Region
Mär / Apr / Mai	187	318	Atakama-Wüste
Jun / Jul / Aug	176	370	Sahara
Sep / Okt / Nov	187	317	Sahara
Dez / Jan / Feb	191	336	Antarktis
<b>Jahresmittel</b>	<b>186</b>	<b>286</b>	Sahara

Abbildung 5.2 zeigt die Mittelwerte der Globalstrahlung für die vier Jahreszeiten als Mittelwert für jeweils drei Monate (siehe auch Tabelle 5.1). Im Sommer der Nordhalbkugel (Juni/Juli/August) werden in den nördlichen Subtropen und insbesondere in der Sahara und dem Mittelmeerraum die höchsten Bestrahlungsstärken erreicht. Die Maximalwerte für diese Jahreszeit von  $370 \text{ W}/\text{m}^2$  ergeben sich in der östlichen Sahara (Tabelle 5.1). Die innertropische Konvergenzzone ist der Jahreszeit entsprechend nach Norden verlagert, was besonders über den Kontinenten in tropischen Breiten an niedrigen Einstrahlungswerten zu erkennen ist. In der Region Indien und dem Golf von Bengalen werden durch die starke Bewölkung während des Monsuns nur relativ niedrige Globalstrahlungswerte registriert. Auf der Südhalbkugel der Erde ist die Globalstrahlung durch die tiefstehende Sonne gegenüber den Jahresmittelwerten stark verringert. In der Antarktis herrscht während der Monate Juni/Juli/August Polarnacht.

Aufgrund der Höhenlage des antarktischen Plateaus und der sehr klaren Witterung werden im Winter der Nordhalbkugel (Dezember/Januar/Februar) die Maximalwerte der Globalstrahlung von  $336 \text{ W}/\text{m}^2$  in der Antarktis gemessen. In den südlichen Subtropen findet sich ein breites Band hoher Bestrahlungsstärken, das nur auf den Kontinenten durch die niedrigeren Werte aufgrund der nach Süden verlagerten innertropischen Konvergenzzone unterbrochen wird. Nördlich des Äquators nimmt die Globalstrahlung schnell ab und erreicht am Nordpol aufgrund der Polarnacht das Minimum.

Über das gesamte Jahr ergibt sich aus den ISIS-Ergebnissen ein globaler Mittelwert von  $186 \text{ W}/\text{m}^2$  (Tabelle 5.1). Die Mittelwerte für März/April/Mai und September/Oktober/November liegen in derselben Größenordnung. Im Januar erreicht die Erde den sonnenächsten Punkt ihrer Umlaufbahn um die Sonne, die solare Bestrahlungsstärke am Oberrand der Atmosphäre ist daher um 3% höher als im Sommer der Nordhalbkugel. Zudem ist die Globalstrahlung während der Monate Juni/Juli/August in der Arktis aufgrund des gegenüber den entsprechenden Monaten in der Antarktis höheren Bedeckungsgrades und der fehlenden Topographie niedriger als in der Antarktis. Im Sommer der Nordhalbkugel ist daher der globale Mittelwert kleiner als im Jahresmittel, im Sommer der Südhalbkugel dagegen größer.

### 5.1.2 Mittelwerte der Direktnormalstrahlung

Auch die Direktnormalstrahlung ist vom mittleren Zenitwinkel der Sonne und damit der geographischen Breite abhängig (Abbildung 5.3). Auch bei Betrachtung der Normalkomponente der Direktstrahlung nimmt der Weg durch die Atmosphäre und somit die optische Dicke derselben aufgrund des ansteigenden Zenitwinkels der Sonne vom Äquator zu den Polen hin zu, die Strahlungsflussdichte, die den Erdboden als Direktnormalstrahlung erreicht,

nimmt dagegen mit zunehmender geographischer Breite bereits ohne Berücksichtigung des Bedeckungsgrades ab (vergleiche Kapitel 2.5). Auch die Bildung von Wolken und damit der Bedeckungsgrad ist von der mittleren Bestrahlungsstärke der Sonne und damit von der geographischen Breite abhängig. Deutlichstes Beispiel hierfür ist die Ausbildung der innertropischen Konvergenzzone (siehe vorherigen Abschnitt). Die Direktnormalstrahlung wird stärker durch den Bedeckungsgrad beeinflusst als die Globalstrahlung (Kapitel 3.3.3). Der räumliche Korrelationskoeffizient der Mittelwerte der Direktnormalstrahlung mit den Mittelwerten des Gesamtbedeckungsgrades (Abbildung 5.4) beträgt  $-0.94$ . In der Globalstrahlung erreicht der Korrelationskoeffizient lediglich  $-0.67$ . Die räumliche Variabilität der Direktnormalstrahlung folgt also dem Bedeckungsgrad und ist daher höher als die der Globalstrahlung (Abbildung 5.3).

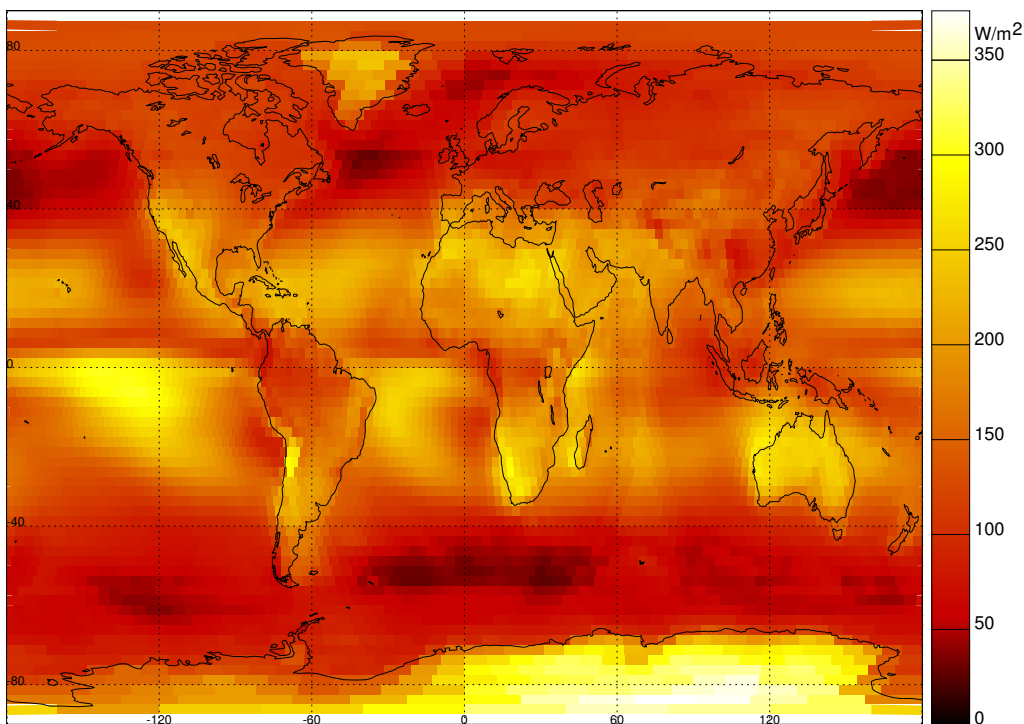


Abbildung 5.3: Mittlere jährliche Direktnormalstrahlung (1984-2004). Der globale Jahresmittelwert beträgt  $145 \text{ W/m}^2$ . Das Maximum von  $376 \text{ W/m}^2$  liegt in der Antarktis, das Minimum von  $28 \text{ W/m}^2$  im südlichen Polarmeer.

Das Maximum der Direktnormalstrahlung von  $376 \text{ W/m}^2$  im Jahresmittel wird in der Antarktis erreicht. Diese Region wird zu einem späteren Zeitpunkt noch einmal genauer betrachtet. In den nördlichen und südlichen Westwindzonen ergeben sich aufgrund hoher Bedeckungsgrade die niedrigsten Werte der Direktnormalstrahlung. Im südlichen Polarmeer liegt das globale Minimum der Direktnormalstrahlung von  $28 \text{ W/m}^2$ . Die innertropische Konvergenzzone ist zwar anhand von niedrigen Direktnormalstrahlungswerten zu erkennen, sie hebt sich jedoch nicht so klar ab wie in der Globalstrahlung. Dies ist bedingt durch den niedrigeren Bedeckungsgrad über den Kontinenten im Vergleich zu den Ozeanen (Abbildung 5.4). Die Direktnormalstrahlung steigt daher in den Subtropen über den Ozeanen weniger stark an

als über den Kontinenten. Somit sind die Unterschiede zwischen der innertropischen Konvergenzzone und den Subtropen in der Direktnormalstrahlung nicht so groß wie in der Globalstrahlung. Die Wüstengebiete sind in der Karte der Direktnormalstrahlung anhand der hohen Werte der Bestrahlungsstärke zu erkennen (Abbildung 5.3). Vor allem in der Atakama-Wüste werden aufgrund der großen Höhe von bis zu 4000 m über dem Meeresspiegel und des geringen Bedeckungsgrades (Abbildung 5.4) höhere Direktnormalstrahlungswerte erreicht als in den umgebenden Gitterboxen. In China ist dagegen wie in der Globalstrahlung ein lokales Minimum zu erkennen (Abbildung 5.3). Hohe Aerosolbelastung und ein hoher Bedeckungsgrad schwächen den direkten Anteil der Solarstrahlung in dieser Region stark ab. In allen Breiten sind Unterschiede zwischen den Bestrahlungsstärken über den Kontinenten und den angrenzenden Ozeanen zu erkennen. Diese werden durch den oben beschriebenen Unterschied des mittleren Bedeckungsgrades verursacht.

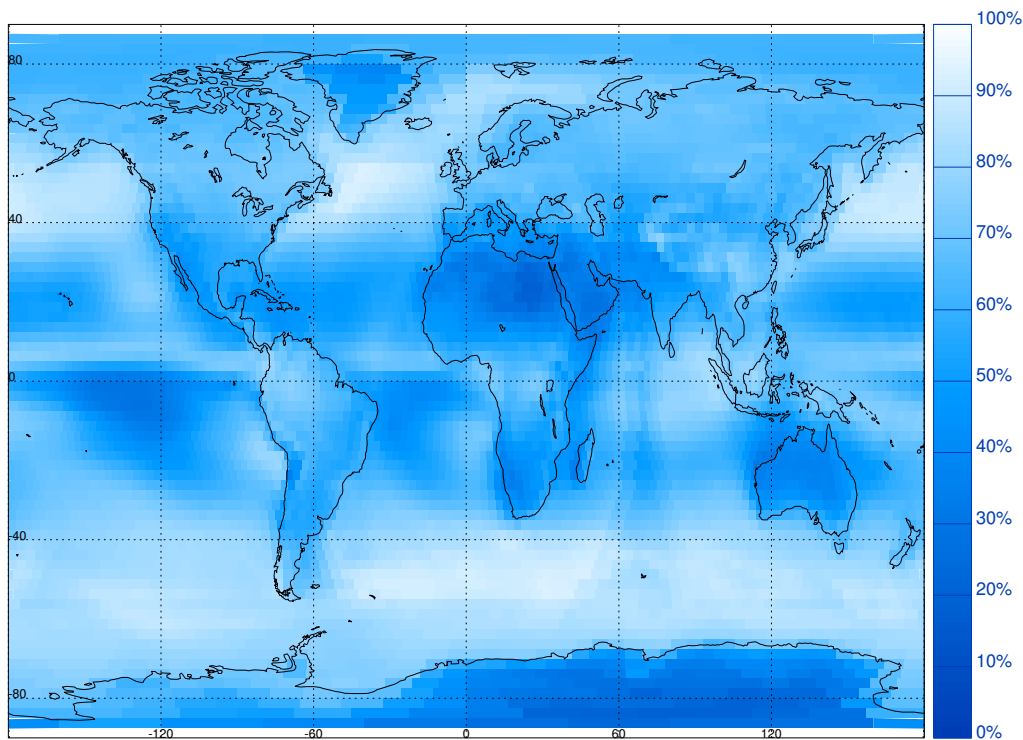


Abbildung 5.4: Mittlerer ISCCP-Gesamtbedeckungsgrad (1984-2004).

Im Bedeckungsgrad aus ISCCP treten im Indischen Ozean Strukturen auf, die durch die Zusammensetzung des ISCCP-Datensatzes aus den Daten verschiedener Satelliten entstehen (Abbildung 5.4). Bei  $\pm 55^\circ$  zeigen sich im Atlantik Inhomogenitäten im Bedeckungsgrad in Nord-Süd-Richtung, die durch den Wechsel von Daten der geostationären Satelliten zu Daten der polar umlaufenden Satelliten verursacht werden (Kapitel 3.2.1). Aufgrund der starken Abhängigkeit der Direktnormalstrahlung vom Bedeckungsgrad sind diese Artefakte auch in den Ergebnissen der ISIS-Direktnormalstrahlung enthalten (Abbildung 5.3).

In der Darstellung der Direktnormalstrahlung für die vier Jahreszeiten (Abbildung 5.5) ist eine ähnliche Nord-Süd-Verlagerung der Maxima entsprechend des Sonnenstandes zu erkennen

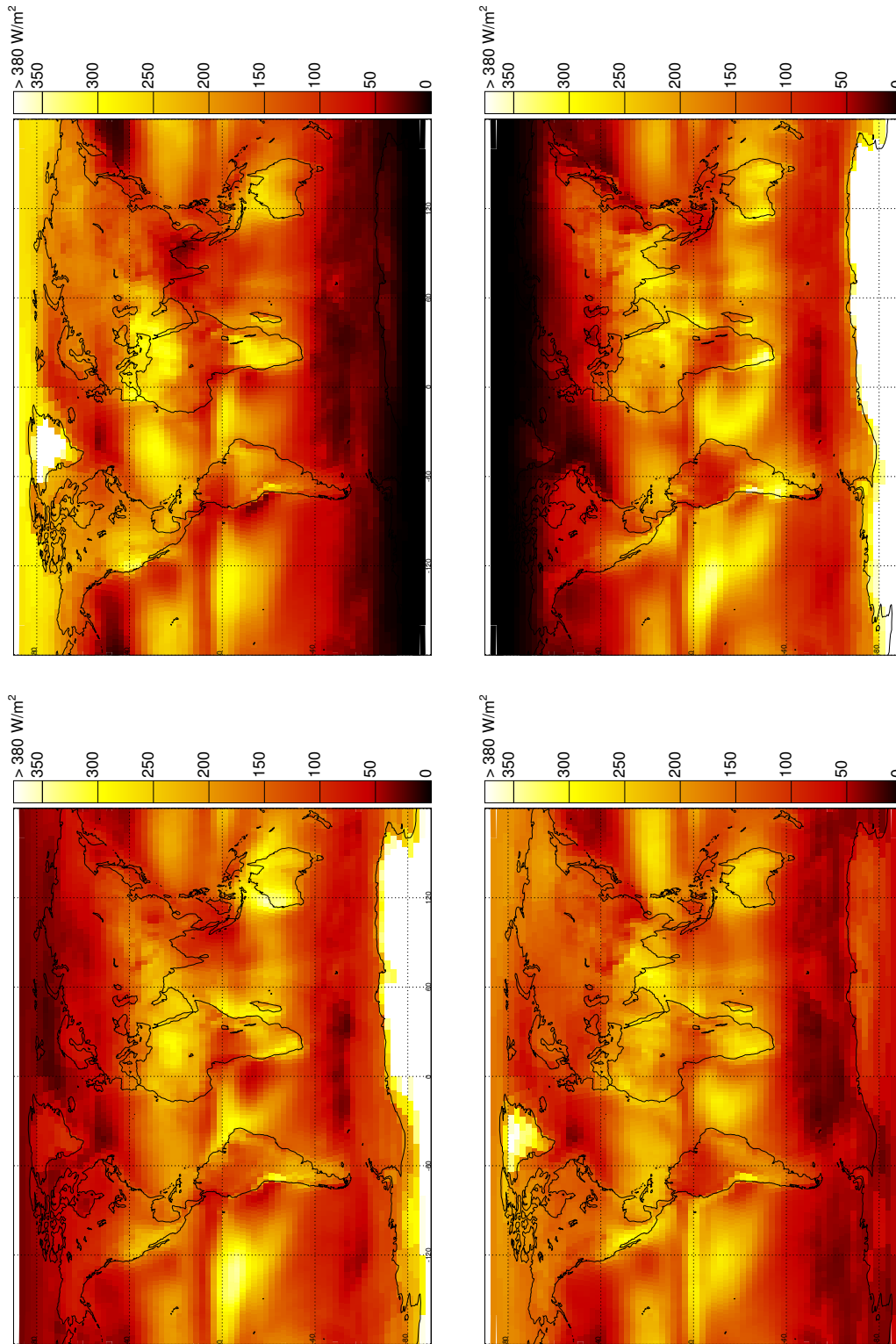


Abbildung 5.5: Mittlere Direktnormalstrahlung während der vier Jahreszeiten: Oben links Frühling, oben rechts Sommer, unten links Herbst, unten rechts Winter der Nordhalbkugel. Zur Lage und den Absolutwerten der jeweiligen Maxima siehe Tabelle 5.2.

wie in der Globalstrahlung. Das Maximum der Direktnormalstrahlung von  $483 \text{ W/m}^2$  in den Monaten Juni/Juli/August ist in Grönland zu finden (Tabelle 5.2). Das nördliche Polargebiet insgesamt weist in den Sommermonaten höhere Direktnormalstrahlungswerte auf als die Umgebung. Diese Region wird im nächsten Abschnitt noch einmal getrennt untersucht.

Im Bereich der Westwindzone fallen die Strahlungswerte durch die starke Bewölkung über den Ozeanen auf Werte weit unter  $50 \text{ W/m}^2$  ab. Über den Kontinenten ist die Direktnormalstrahlung in hohen bis mittleren Breiten höher als über den Ozeanen, da der Land-See-Unterschied des Bedeckungsgrades zu dieser Jahreszeit besonders ausgeprägt ist. In den Wüstenregionen addieren sich die Effekte von einem niedrigen Zenitwinkel der Sonne und geringen Bedeckungsgraden zu lokalen Maxima der Direktnormalstrahlung. In Asien zeichnet sich dagegen die Monsunbewölkung durch ein Minimum der Direktnormalstrahlung ab. Die innertropische Konvergenzzone bildet einen Streifen verringerter Strahlungswerte, die sowohl nach Norden als auch nach Süden mit Ausnahme des Monsungebietes in Asien von höheren Direktnormalstrahlungswerten abgelöst werden.

Während der Monate Dezember/Januar/Februar ist die nördliche Westwindzone durch sehr starke Bewölkung gekennzeichnet. Dementsprechend erreicht nur sehr wenig Direktnormalstrahlung die Erdoberfläche (Abbildung 5.5). Die innertropische Konvergenzzone und die damit einhergehenden niedrigen Werte der Direktnormalstrahlung sind der Jahreszeit entsprechend nach Süden verlagert. Lokale Maxima der Direktnormalstrahlung sind in den Wüsten der Südhemisphäre zu erkennen, insbesondere in der Atakama-Wüste in Südamerika. Die Antarktis weist in diesen Monaten den globalen Maximalwert der Direktnormalstrahlung von  $879 \text{ W/m}^2$  auf (Tabelle 5.2). Über das gesamte Jahr ergibt sich ein globaler Mittelwert von  $145 \text{ W/m}^2$ .

*Tabelle 5.2:* Globale Mittel- und Maximalwerte der Direktnormalstrahlung während der vier Jahreszeiten (Mittelwerte über drei Monate) und im Jahresmittel.

Monate	Mittel [ $\text{W/m}^2$ ]	Max [ $\text{W/m}^2$ ]	Region
Mär / Apr / Mai	146	542	Antarktis
Jun / Jul / Aug	135	483	Grönland
Sep / Okt / Nov	145	378	Grönland
Dez / Jan / Feb	149	879	Antarktis
<b>Jahresmittel</b>	<b>145</b>	<b>376</b>	Antarktis

### 5.1.3 Diskussion der Mittelwerte der Global- und Direktnormalstrahlung

Zur Untersuchung der Absolutwerte der Global- und Direktnormalstrahlung wurden wiederholt Strahlungstransferrechnungen basierend auf den Wolkendaten einer Gitterbox im Nahen Osten durchgeführt. Jeder Lauf enthielt im Vergleich zum vorherigen eine zusätzliche atmosphärische Komponente oder Wechselwirkung, um deren Einfluss auf den Mittelwert der Strahlungsflussdichte abzuschätzen. So wurden sukzessive Ozonabsorption, atmosphärische Absorption, Rayleighstreuung, Extinktion durch troposphärisches und stratosphärisches Aerosol und schließlich Wolken in die Strahlungstransferrechnungen einbezogen (Abbildung 5.6). Die Globalstrahlung ist mit  $370 \text{ W/m}^2$  in dem gezeigten Beispiel am Oberrand der Atmosphäre etwa halb so groß wie die Direktnormalstrahlung mit  $682 \text{ W/m}^2$ . Die größte Abnahme der Globalstrahlung entsteht durch die Einbeziehung von Absorptionsprozessen in der tieferen

Atmosphäre (Abbildung 5.6 links). Diese verringern die Jahresmittel der Globalstrahlung um etwa 15%. Die Ozonabsorption wirkt sich lediglich auf den ultravioletten Teil des Spektrums aus und vermindert die Bestrahlungsstärke um weniger als 5% (siehe auch Kapitel 3.3.3). Die Extinktion durch Rayleighstreuung, Aerosol und Wolken wirkt sich in Abnahmen zwischen 5% und 7% auf die Globalstrahlung aus. Der Grund für die relativ geringen Effekte liegt darin, dass durch Streuprozesse ein Teil der einfallenden Strahlungsenergie von der direkten in die diffuse Komponente verlagert wird. Die Summe aus direkter und diffuser Strahlung, die Globalstrahlung, ändert sich daher nur wenig. Von der Globalstrahlung gelangen so in der untersuchten Gitterbox rund 2/3 von der Bestrahlungsstärke am Oberrand der Atmosphäre auf die Erdoberfläche.

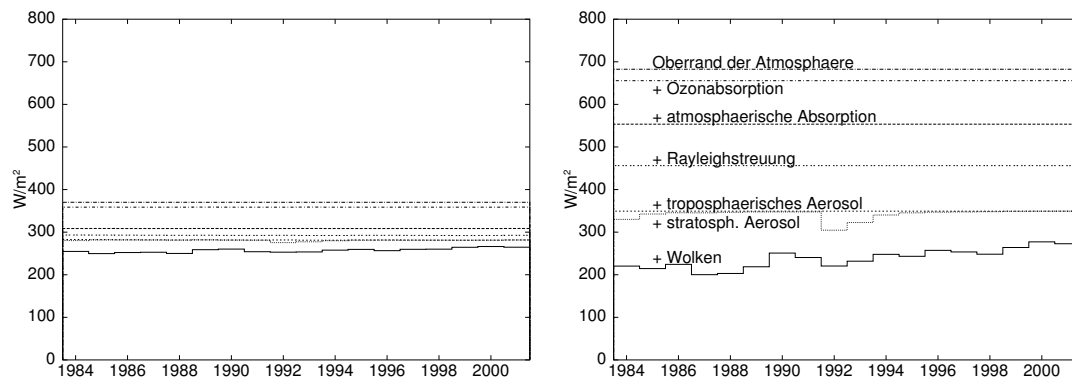


Abbildung 5.6: Auswirkung atmosphärischer Komponenten auf die Mittelwerte von Globalstrahlung (links) und Direktnormalstrahlung (rechts) für eine Gitterbox im Nahen Osten. Zur besseren Vergleichbarkeit sind beide Graphiken mit derselben Skala dargestellt. Die Linienarten entsprechen in beiden Schaubildern den atmosphärischen Komponenten, die in der Darstellung der Direktnormalstrahlung angegeben sind.

In der Direktnormalstrahlung sind durch jede der betrachteten Atmosphärenkomponenten starke Abnahmen der Jahresmittel zu erkennen (Abbildung 5.6 rechts). Absorptions- und Streuprozesse bewirken gleichermaßen eine Verminderung der Direktnormalstrahlung, da nicht wie in der Globalstrahlung eine Kompensation durch erhöhte Diffusstrahlung stattfindet. Die prozentuale Abnahme der Direktnormalstrahlung durch Ozonabsorption beträgt nur etwa 5%. Durch sonstige atmosphärische Absorption, Rayleighstreuung und aerosolbedingte Extinktion wird die Direktnormalstrahlung zwischen 15% und 20% verringert. Die Extinktion in Wolken vermindert die Direktnormalstrahlung im Jahresmittel um etwa 30% gegenüber einer wolkenfreien Atmosphäre und hat damit den größten Einfluss. Von der Direktnormalstrahlung am Oberrand der Atmosphäre erreicht nur etwa 1/3 die Erdoberfläche. Der Mittelwert der Direktnormalstrahlung von  $247 \text{ W/m}^2$  liegt daher in der betrachteten Gitterbox unter dem Mittelwert der Globalstrahlung von  $257 \text{ W/m}^2$ .

Der globale Mittelwert der Globalstrahlung wird in der Literatur zwischen  $171 \text{ W/m}^2$  (SCHÖNWIESE 2003) und  $198 \text{ W/m}^2$  (HOUGHTON et al. 2001) angegeben. Der Mittelwert der ISIS-Globalstrahlung von  $186 \text{ W/m}^2$  liegt innerhalb dieser Abschätzungen. Die Lage des globalen Maximums in der östlichen Sahara wird durch verschiedene Quellen bestätigt (SCHÖNWIESE 2003, WEISCHET 1995). Die Absolutwerte des Maximums liegen dabei inner-



halb von  $\pm 5\%$  des ISIS-Maximums. Der globale Mittelwert Direktnormalstrahlung kann aus der Globalstrahlung abgeschätzt werden (Kapitel 2.5). Aus dem obigen Intervall der Globalstrahlung ergibt sich für die Direktnormalstrahlung ein Bereich von  $145 \text{ W/m}^2$  bis  $168 \text{ W/m}^2$ . Der globale Mittelwert aus ISIS erreicht mit  $145 \text{ W/m}^2$  die Untergrenze dieses Intervalls.

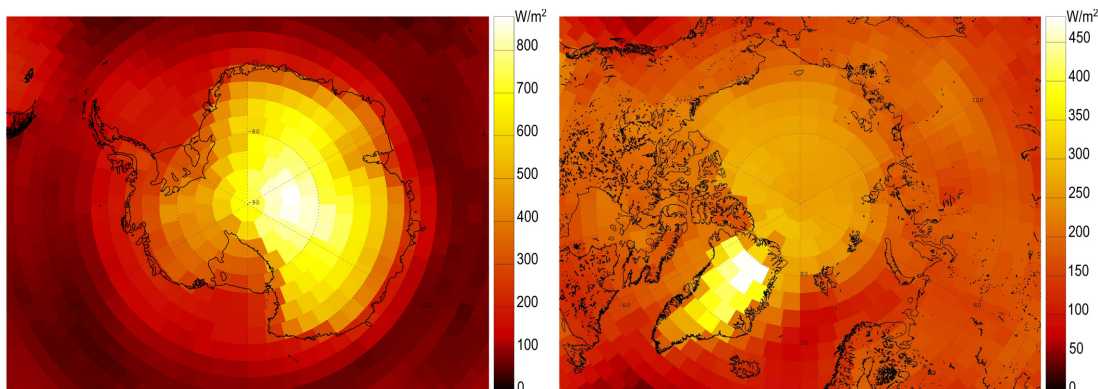


Abbildung 5.7: Mittelwerte der Direktnormalstrahlung in der Antarktis (Dezember/Januar/Februar) und Grönland (Juni/Juli/August). Zu beachten sind die unterschiedlichen Skalen der Darstellung.

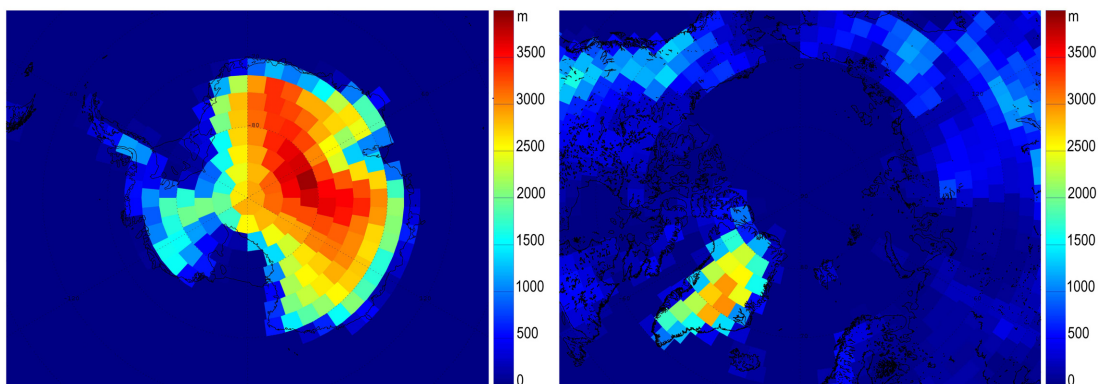


Abbildung 5.8: Mittlere topographische Höhe der Gitterboxen in den Polargebieten.

Zur genauen Betrachtung der Maxima der Direktnormalstrahlung in der Antarktis und auf Grönland wurden die Mittelwerte der jeweiligen Sommermonate noch einmal gesondert untersucht (Abbildung 5.7). Der ISCCP-Bedeckungsgrad in der Antarktis beträgt im Mittel  $42\%$  und ist damit weit unter dem globalen Durchschnitt von  $65\%$ . Auch über Grönland werden im Mittel in ISCCP weniger Wolken erkannt als in den angrenzenden Gitterboxen (Abbildung 5.4). In verschiedenen Studien wird auf die Unterschätzung des Bedeckungsgrades in den ISCCP-Daten über Eis- und Schneegebieten hingewiesen (ROSSOW und SCHIFFER 1999, CURRY et al. 1996, LUBIN und HARPER 1996). Im Sommer werden etwa  $10\%$  niedrigere Bedeckungsgrade registriert, als dies in Bodenbeobachtungen der Fall ist. Aufgrund der hohen Abhängigkeit der Direktnormalstrahlung vom Bedeckungsgrad führt dies zu Überschätzun-



gen der Direktnormalstrahlung über Gebieten mit Schnee- oder Eisbedeckung von über  $100 \text{ W/m}^2$  (Kapitel 4.1.1). Würden die Maxima über Grönland und der Antarktis aber allein durch die beeinträchtigte ISCCP-Wolkenerkennung verursacht, dann müsste beispielsweise auch das ständig schneebedeckte Gebiet um den Nordpol außergewöhnlich hohe Bestrahlungsstärken aufweisen. Diese sind zwar höher als die Bestrahlungsstärken in den angrenzenden Gitterboxen (Abbildung 5.7 rechts), erreichen aber nicht die Maximalwerte über Grönland. Dagegen zeichnen sich sowohl die Antarktis als auch Grönland durch eine große topographische Höhe von über  $2500 \text{ m}$  aus (Abbildung 5.8), deren Maxima in einem klaren Zusammenhang mit den Maxima der Bestrahlungsstärke stehen (Abbildungen 5.7 und 5.8). Die Topographie spielt also offenbar eine entscheidende Rolle für das Erreichen der maximalen Bestrahlungsstärken. Neben der geringeren atmosphärischen Absorption im Vergleich zum Meeresspiegelniveau wird auch die Wolkenbildung und die Bewegungsrichtung der Wolken von der Topographie beeinflusst, so dass über der Antarktis und Grönland nur geringe Bedeckungsgrade entstehen. Aus der Kombination von geringer atmosphärischer Absorption, niedrigem Bedeckungsgrad und der langen Tagesdauer im polaren Sommer ergeben sich die hohen Bestrahlungsstärken in den ISIS-Ergebnissen. Auch gemessene Direktnormalstrahlung am Südpol erreicht im Sommer Monatsmittelwerte bis zu  $850 \text{ W/m}^2$ . Die Lage des globalen Maximums in der Antarktis wird daher durch Messungen der Direktnormalstrahlung bestätigt.

Die Mittelwerte der Global- und Direktnormalstrahlung werden in der Solarenergie dazu verwendet, den Energieertrag an möglichen Standorten von Solarkraftwerken abzuschätzen und untereinander zu vergleichen. Anhand der Ergebnisse des ISIS-Datensatzes können die vielversprechendsten Regionen eingegrenzt und genauer untersucht werden. Außer einer möglichst hohen Bestrahlungsstärke spielen bei der Auswahl eines Standortes auch die Anbindung an die Infrastruktur, Transportwege der erzeugten Energie zum Verbraucher sowie die Verfügbarkeit der benötigten Fläche eine Rolle. Ein Solarkraftwerk in der Antarktis ist daher nicht realisierbar. Interessanter sind dagegen Wüstengebiete, die über das ganze Jahr hohe Bestrahlungsstärken der Solarstrahlung erhalten. Auf diese ist das Hauptinteresse beim Bau insbesondere von solarthermischen Solarkraftwerken gerichtet.

## 5.2 Interannuale Variabilität der Solarstrahlung

Neben einem hohen Mittelwert der Bestrahlungsstärke ist auch eine möglichst konstante Strahlungsflussdichte von Jahr zu Jahr für die Anwendung in der Solarenergie von großer Bedeutung, um eine konstante und vorhersehbare Stromproduktion zu gewährleisten. In diesem Kapitel wird daher untersucht, wie stark die Bestrahlungsstärke der Global- und Direktnormalstrahlung von Jahr zu Jahr variiert.

Die meisten atmosphärischen Komponenten und Wechselwirkungen haben entweder zu geringen Einfluss auf die breitbandige Bestrahlungsstärke, um starke Veränderungen in den Jahresmittelwerten zu verursachen, oder sie variieren nur sehr wenig oder sehr langsam mit der Zeit. Schwankungen der Global- und Direktnormalstrahlung auf der Erdoberfläche werden daher im wesentlichen durch Variationen des Bedeckungsgrades und der optischen Dicke des Aerosols verursacht (vergleiche Kapitel 3.3.3 und Abbildung 5.6). Die optische Dicke des troposphärischen Aerosols in dieser Arbeit aus der NASA-GISS-Klimatologie ist über alle Jahre konstant und verursacht daher keine Veränderungen der Bestrahlungsstärke in den Ergebnissen. Aerosolpartikel aus hochreichenden Vulkanausbrüchen haben eine Lebensdauer

er von mehreren Monaten bis Jahren und beeinflussen vor allem die Bestrahlungsstärke der Direktnormalstrahlung auf globalem Maßstab. Die Auswirkungen solcher Eruptionen werden aufgrund ihrer Seltenheit jedoch als Extremereignisse angesehen. Zur Bestimmung der mittleren interannualen Variabilität wurden daher die Ergebnisse des ISIS-Datensatzes verwendet, in denen die Variabilität des stratosphärischen Aerosols nicht berücksichtigt wurde. Eine Untersuchung des Einflusses von Vulkanausbrüchen auf die Solarstrahlung wird im nächsten Abschnitt getrennt durchgeführt.

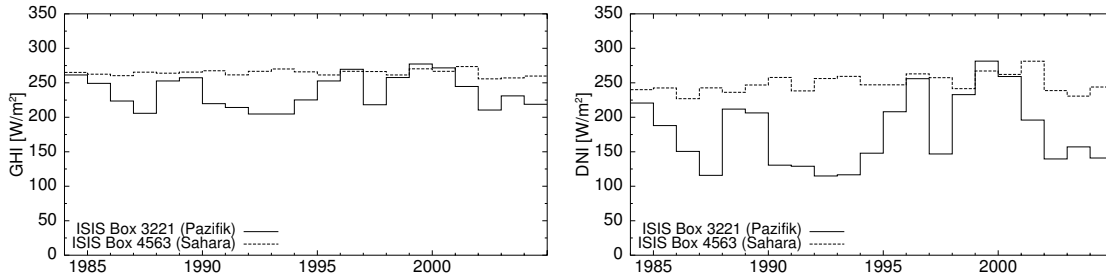


Abbildung 5.9: Zeitreihen der Globalstrahlung (links) und der Direktnormalstrahlung (rechts) exemplarisch für Gebiete mit sehr hoher (Pazifik) und sehr niedriger interannualer Variabilität (Sahara). Die Zeitreihen wurden ohne Berücksichtigung des vulkanischen Aerosols erstellt.

Zur Bestimmung der mittleren interannualen Variabilität einer Gitterbox wurde über die Differenzen zwischen aufeinander folgenden Jahren der gesamten 21-jährigen Zeitreihe gemittelt. Der maximale Unterschied zwischen den Mittelwerten aufeinander folgender Jahre beträgt in der Zeitreihe für Gitterbox Nr. 3221, die in einer Region sehr großer interannualer Variabilität liegt,  $43 \text{ W/m}^2$  in der Globalstrahlung und bis zu  $108 \text{ W/m}^2$  in der Direktnormalstrahlung (Abbildung 5.9). Im Mittel über die betrachteten 21 Jahre weicht der Jahresmittelwert der Globalstrahlung um  $22 \text{ W/m}^2$  (11%) und der der Direktnormalstrahlung um  $55 \text{ W/m}^2$  (26%) von dem des vorherigen Jahres ab (Tabelle 5.3). Die Gitterbox in diesem Beispiel liegt in einer Region des westlichen Pazifiks, die von den Auswirkungen der ENSO betroffen ist (Kapitel 2.6). Die damit einhergehende Veränderung des Bedeckungsgrades könnte die Ursache für die hohe Variabilität der Solarstrahlung auf der Erdoberfläche sein. Der Einfluss der ENSO auf die Solarstrahlung wird in einem späteren Abschnitt untersucht.

Maximale Unterschiede zwischen den Jahresmittelwerten aufeinanderfolgender Jahre betragen in einer Region geringer interannualer Variabilität wie der Sahara (Gitterbox 4563, Abbildung

Tabelle 5.3: Mittlere, maximale und minimale Variabilität der Global- und Direktnormalstrahlung zwischen aufeinanderfolgenden Jahren. Die Angaben sind Mittelwerte über die gesamte 21-jährige Zeitreihe.

	Mittelwert		Maximum		Minimum	
	$[\text{W/m}^2]$	[%]	$[\text{W/m}^2]$	[%]	$[\text{W/m}^2]$	[%]
<b>Globalstrahlung</b>	5.6	3.3	22.2	11.4	1.4	0.7
<b>Direktnormalstrahlung</b>	12.3	6.9	55.0	25.7	2.9	2.0

5.9)  $18 \text{ W/m}^2$  in der Globalstrahlung und  $43 \text{ W/m}^2$  in der Direktnormalstrahlung. Im Mittel über 21 Jahre bleibt die Globalstrahlung mit einer interannualen Variabilität von  $1 \text{ W/m}^2$  (1%) nahezu konstant. Auch die Direktnormalstrahlung zeigt mit  $3 \text{ W/m}^2$  (2%) nur wenig Schwankungen von Jahr zu Jahr (Tabelle 5.3). Im globalen Mittel über alle Gitterboxen sind in der Globalstrahlung Schwankungen von 3.3% von einem Jahr zum nächsten zu erwarten. Die Variabilität der Direktnormalstrahlung ist mit 6.9% mehr als doppelt so hoch.

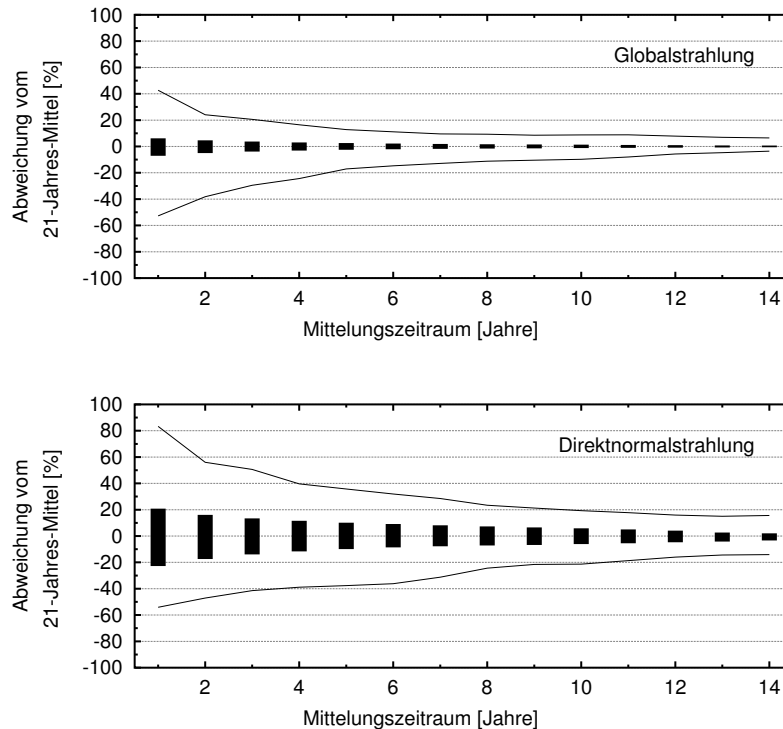


Abbildung 5.10: Abweichung des Mittelwertes der Globalstrahlung (oben) und Direktnormalstrahlung (unten) vom langjährigen Mittelwert bei Mittelung über kürzere Zeiträume. Der globale Mittelwert ist als Balken dargestellt, die maximalen Abweichungen als Kurven.

In der Planungsphase von Solarkraftwerken werden Strahlungsmessungen an den Standorten der engeren Wahl durchgeführt. Diese Messungen umfassen meist nur wenige Jahre. Es stellt sich daher die Frage, wie repräsentativ die Messwerte für den Mittelwert über einen langen Zeitraum sind. Anhand des ISIS-Datensatzes wurde daher die Abweichung von den Mittelwerten über einige wenige Jahre vom langjährigen Mittelwert über 21 Jahre bestimmt. Hieraus wiederum kann die Mindestlänge einer Messreihe bestimmt werden, die eingehalten werden muss, um innerhalb einer vorgegebenen Abweichung vom langjährigen Mittelwert zu bleiben. Die ISIS-Ergebnisse sind aufgrund der Mittelung über die  $280 \text{ km} \times 280 \text{ km}$  große Gitterbox nicht gleichwertig zu einer Messung für einen einzelnen Standort. Die Variabilität der Bestrahlungsstärke ist in Messungen von Bodenstationen größer (Kapitel 4). Der minimale Messzeitraum, der aus den ISIS-Ergebnissen abgeleitet wird, kann aber als Untergrenze für die Mindestlänge der Messung an einer Bodenstation gewertet werden.

Im Mittel über alle ISIS-Gitterboxen liegen die Messwerte der Globalstrahlung schon bei Messung von nur einem Jahr bereits im Bereich von  $\pm 10\%$  des langjährigen Mittelwertes (Abbildung 5.10 oben). Um Messwerte im Bereich von  $\pm 5\%$  des langjährigen Mittels zu erhalten, muss mindestens 3 Jahre gemessen werden. Maximale Abweichungen eines einzelnen Jahres vom langjährigen Mittelwert können zwar bis zu 50% betragen, diese werden jedoch ausschließlich im westlichen Pazifik und den Polargebieten registriert.

In der Direktnormalstrahlung sind die Abweichungen vom langjährigen Mittelwert bei Messungen einzelner Jahre deutlich höher (Abbildung 5.10 unten). Dies begründet sich in der höheren interannualen Variabilität der Direktnormalstrahlung. Im globalen Mittel weicht die Messung von nur einem Jahr um  $\pm 23\%$  vom langjährigen Mittelwert ab. Um Messwerte im Bereich von  $\pm 5\%$  des langjährigen Mittels zu erhalten, muss mindestens 12 Jahre gemessen werden. Auch die maximalen Abweichungen vom langjährigen Mittel sind in der Direktnormalstrahlung höher als in der Globalstrahlung. So werden in den Polarregionen in einzelnen Jahren Direktnormalstrahlungswerte registriert, die um bis zu 80% vom langjährigen Mittel abweichen.

Für die Solarenergie sind Standorte von Interesse, die eine möglichst gleichbleibende Bestrahlungsstärke aufweisen, um dementsprechend gleichbleibende und planbare Erträge zu erzielen. Die Polarregionen sind daher auch unter diesem Aspekt uninteressant, während die Wüstengebiete ideale Bedingungen liefern. Die hohe Variabilität der Direktnormalstrahlung macht jedoch deutlich, dass derzeit nur Satellitendaten Zeitreihen in einer Länge bereitstellen, die benötigt wird, um den langjährigen Mittelwert zuverlässig abzuschätzen.

### 5.3 Einfluss von hochreichenden Vulkanausbrüchen auf die Solarstrahlung

Hochreichende Vulkanausbrüche transportieren Aerosol bis in die Stratosphäre (Kapitel 2.4). Die Verweildauer dieser Aerosole beträgt mehrere Monate bis Jahre, so dass die Auswirkungen eines hochreichenden Vulkanausbruchs auch in Monats- und Jahresmitteln der Global- und Direktnormalstrahlung erkennbar sind. Der Ausbruch des Pinatubo fand im Juni 1991 statt und fällt damit in den in dieser Arbeit untersuchten Zeitraum. Zur Abschätzung des Einflusses von stratosphärischem Aerosol auf die Global- und Direktnormalstrahlung wurden die ISIS-Ergebnisse aus Strahlungstransferrechnungen mit und ohne Einbeziehung desselben verglichen. Die Ergebnisse solcher Betrachtungen werden beispielsweise zur Risikoanalyse vor dem Bau eines Solarkraftwerkes benötigt, um den Ertragsverlust unter extremen atmosphärischen Bedingungen abzuschätzen.

Die Kurven der Ergebnisse aus den Strahlungstransferrechnungen mit und ohne stratosphärischem Aerosol für die Globalstrahlung liegen sehr dicht zusammen (Abbildung 5.11). Selbst zu Zeiten der höchsten Aerosolbelastung nach dem Ausbruch des Pinatubo (Abbildung 5.11 schwarze Kurve) liegen die Unterschiede zwischen den Kurven bei maximal 2%. Die Direktnormalstrahlung (Abbildung 5.12, die Skalierung der Achsen ist identisch mit Abbildung 5.11) bricht dagegen nach dem Ausbruch des Pinatubo deutlich ein. Für die Gitterbox in Australien liegen die Ergebnisse für das am stärksten belastete Jahr 1992 mit Vulkanaerosolen um 12% unter denen einer unbelasteten Atmosphäre, die Ergebnisse für den Nahen Osten unterscheiden sich um 14%.

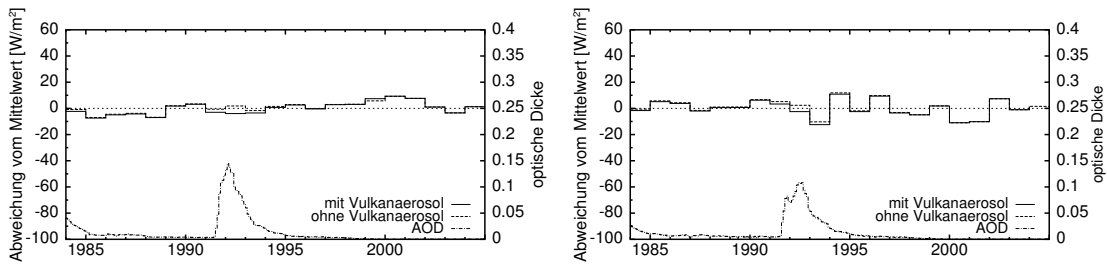


Abbildung 5.11: Jahresmittel der Globalstrahlung im Nahen Osten (Gitterbox Nr. 4834, links) und in Australien (Gitterbox Nr. 1954, rechts). Aufgetragen sind die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen mit (rot) und ohne (blau) Berücksichtigung des stratosphärischen Aerosols sowie die optische Dicke des stratosphärischen Aerosols (AOD, schwarze Kurve, rechte Achse).

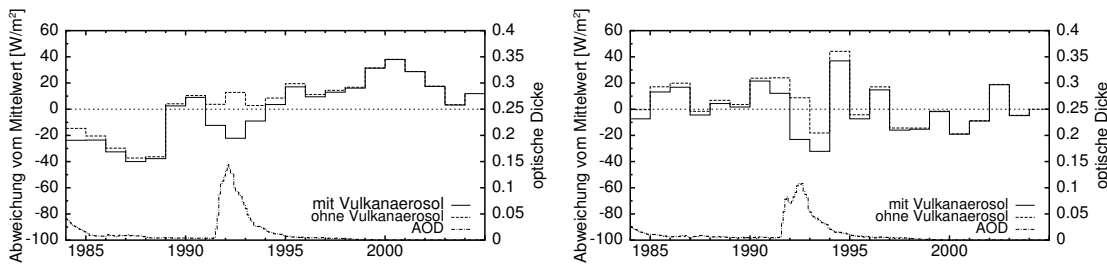


Abbildung 5.12: Jahresmittel der Direktnormalstrahlung im Nahen Osten (Gitterbox Nr. 4834, links) und Australien (Gitterbox Nr. 1954, rechts). Die Farben der Kurven entsprechen Abbildung 5.11. Im Gegensatz zur Globalstrahlung unterscheiden sich die Ergebnisse der beiden Modellläufe deutlich voneinander.

Im Mittel über alle Gitterboxen ist die Globalstrahlung aus Strahlungstransferrechnungen mit stratosphärischem Aerosol im Jahr 1992 um 3% niedriger als die Ergebnisse ohne stratosphärischem Aerosol (Tabelle 5.4). Die Monatsmittelwerte des am stärksten betroffenen Monats unterscheiden sich im Mittel über alle Gitterboxen um 5% von den Ergebnissen ohne Einbeziehung des vulkanischen Aerosols. Die maximale Abnahme der Globalstrahlung wurde in den Polargebieten gefunden. Monatsmittelwerte der beiden Strahlungstransferläufe unterscheiden sich hier um bis zu 12%. Auf die Jahresmittelwerte wirkt sich der Ausbruch des Pinatubo mit einer maximalen Abnahme der Globalstrahlung von 5% aus.

Jahresmittelwerte der Direktnormalstrahlung sind nach dem Ausbruch des Pinatubo im Mittel um 19% niedriger als in den Ergebnissen ohne die Hinzunahme des stratosphärischen

Tabelle 5.4: Durchschnittliche und maximale Abnahme der Global- und Direktnormalstrahlung durch vulkanisches Aerosol aus dem Ausbruch des Pinatubo.

	Globalstrahlung		Direktnormalstrahlung	
	Mittel [%]	Max [%]	Mittel [%]	Max [%]
Monatsmittel	-5	-12	-33	-81
Jahresmittel	-3	-5	-19	-36

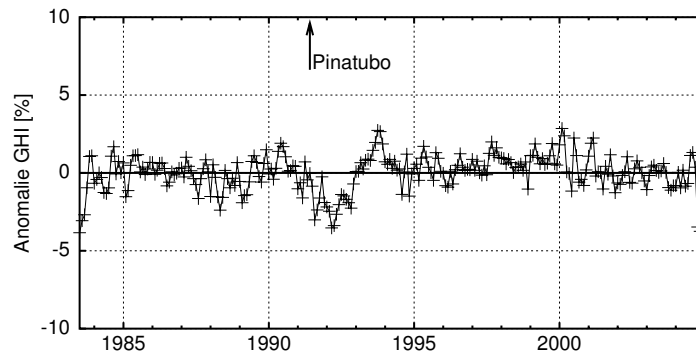


Abbildung 5.13: Globale Anomalie der Globalstrahlung: Der Ausbruch des Pinatubo im Juni 1991 wirkt sich nur wenig auf die globalen Mittelwerte aus.

Aerosols (Tabelle 5.4). Auch in den Monatsmittelwerten ergeben sich durch die zusätzliche optische Dicke des Aerosols im Mittel über alle Gitterboxen Einbußen von 33%. Die maximalen Unterschiede zwischen den Ergebnissen mit und ohne stratosphärischem Aerosol werden auch in der Direktnormalstrahlung in Polargebieten registriert. Die Jahresmittelwerte liegen im Extremfall um 36% unter den Ergebnissen der unbelasteten Atmosphäre. In einzelnen Monaten wird die Direktnormalstrahlung um bis zu 81% reduziert (Tabelle 5.4).

Nach dem Ausbruch des Pinatubo im Juni 1991 breitete sich das Aerosol in der gesamten Atmosphäre aus (Kapitel 2.4). Der Einfluss der Vulkaneruption auf die Solarstrahlung kann daher auch in den globalen Mittelwerten gefunden werden. In den Abbildungen 5.13 und 5.14 sind die globalen Anomalien der Global- und Direktnormalstrahlung dargestellt. Zur Ermittlung derselben wurde für jeden Monat des Jahres der Mittelwert aus allen 21 vorhandenen

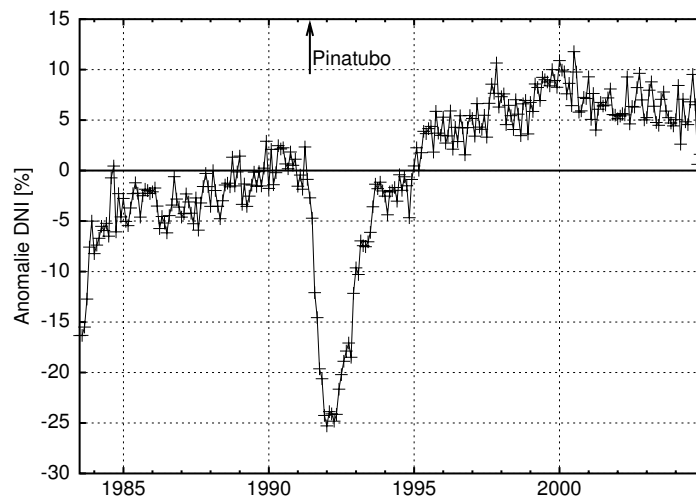


Abbildung 5.14: Anomalie der Direktnormalstrahlung: Nach dem Ausbruch des Pinatubo sind die globalen Mittelwerte um bis zu 25% niedriger als im Durchschnitt über alle Jahre. Zu beachten ist die unterschiedliche Skala im Vergleich zur Globalstrahlung in Abbildung 5.13. Der Anstieg der Direktnormalstrahlung zwischen 1983 und 2004 wird in Kapitel 5.4 behandelt.

Werten gebildet. Die Zeitreihe der Anomalien einer Gitterbox ergibt sich aus der Abweichung jedes Monats vom entsprechenden Mittelwert. Die globale Anomalie wurde durch die abschließende Mittelung über alle Gitterboxen erstellt.

Die Globalstrahlung weicht nach dem Ausbruch des Pinatubo um maximal 3% vom Mittelwert ab. Die Direktnormalstrahlung wird dagegen global um bis zu 25% reduziert. Die Minimalwerte der Bestrahlungsstärke werden im Frühjahr 1992 erreicht. Erst gegen Ende 1993 erreicht die globale Anomalie der Direktnormalstrahlung wieder Werte innerhalb von  $\pm 5\%$  des langjährigen Mittelwertes.

Die Einfachstreueralbedo von vulkanischem Aerosol ist annähernd 1 (ROBOCK 2000). Stratosphärisches Aerosol wirkt also fast ausschließlich durch Streuung auf die einfallende Solarstrahlung. Der direkte Anteil der Bestrahlungsstärke wird hierdurch stark verringert, während der diffuse Anteil ansteigt. In der Globalstrahlung kompensieren sich die Effekte, so dass sich die Jahresmittelwerte nur wenig verändern. Auch in Messungen wurden aus diesem Grund nur geringe Abnahmen von lediglich 5% nach dem Ausbruch des Pinatubo registriert (DUTTON und CHRISTY 1992, MOLINEAUX und INEICHEN 1996). Die Abnahme der Monatsmittel der Direktnormalstrahlung um -35% liegt über den auf der Nordhalbkugel gemessenen Rückgängen von 15%-20% (MICHALSKY et al. 1994, OLMO et al. 1999). Mögliche Ursachen für die stärkeren Abnahmen im ISIS-Datensatz sind zum einen die Einbeziehung der Polarregionen in die Mittelung und zum anderen die mögliche Fehlinterpretation von vulkanischem Aerosol als Wolke im ISCCP-Wolkenalgorithmus. In den Polarregionen ist der Weg der Strahlung durch die Atmosphäre länger als in niedrigen Breiten, Veränderungen der Extinktion der Atmosphäre haben daher an den Polen größere Auswirkungen. Folglich erreichen die Unterschiede zwischen den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes aus den Läufen mit und ohne stratosphärischem Aerosol hier die Extremwerte. Über Wasseroberflächen wird Aerosol im ISCCP-Wolkenalgorithmus als Wolke interpretiert (siehe auch Kapitel 5.4.2). Dies führt dazu, dass die optische Dicke des Aerosols in den Wolkeneigenschaften des ISCCP-Datensatzes teilweise bereits enthalten ist. Durch die Einbeziehung des Datensatzes von (SATO et al. 1993) wird diese noch einmal berücksichtigt, so dass die Veränderung der optischen Dicke der Atmosphäre nach den Ausbrüchen des El Chichon und des Pinatubo über den Ozeanen überschätzt wird.

Die Ergebnisse des ISIS-Datensatzes machen deutlich, wie stark die Auswirkungen eines hochreichenden Vulkanausbruchs auf Solarkraftwerke sein können. Photovoltaische Anlagen, die auf Globalstrahlung basieren, sind nur wenig betroffen. Bei solarthermischen Kraftwerken, die Direktnormalstrahlung benötigen, muss dagegen mit starken Einbußen gerechnet werden. In einzelnen Monaten kann der Rückgang der Direktnormalstrahlung so groß sein, dass der Schwellwert, der zum Betrieb eines Kraftwerks nötig ist, nicht mehr erreicht bzw. die Effizienz des Kraftwerks reduziert wird. Die Bestrahlungsstärke liegt erst nach zwei bis drei Jahren wieder auf dem Niveau von vor dem Vulkanausbruch. Ein solch dauerhafter Rückgang des Ertrages muss daher in Risikoanalysen vor dem Bau eines solarthermischen Kraftwerkes einbezogen werden.

## 5.4 Langfristige Variabilität der Solarstrahlung

### 5.4.1 Trends der Solarstrahlung

Solkraftwerke sind für eine Betriebsdauer von mehreren Jahrzehnten ausgelegt. Abnahmen der solaren Bestrahlungsstärke innerhalb dieses Zeitraums, wie sie durch die Studien des *global dimming* belegt sind, bedeuten langfristige Rückgänge des Ertrages. In diesem Abschnitt werden daher die Trends in der ISIS-Global- und Direktnormalstrahlung untersucht. Dazu wurden die Regressionsgeraden der Zeitreihen berechnet und die Signifikanz der Trends anhand eines Student'schen t-Tests ermittelt (Anhang A4).

#### Trends der Globalstrahlung

In weiten Teilen der Erde verändert sich die Globalstrahlung des ISIS-Datensatzes zwischen 1984 und 2004 nur sehr wenig. Im globalen Mittel ergibt sich ein leichter Anstieg von  $+0.05 \text{ W/m}^2$  pro Jahr (0.0%). Für 28% der Gitterboxen ist der Trend zu 95% signifikant (Abbildung 5.15). Eine Betrachtung der einzelnen Jahreszeiten zeigt, dass vor allem während der Monate Juni/Juli/August im Mittel ein leichter Anstieg der Globalstrahlung um 0.5% pro Jahr auftritt (Tabelle 5.5). Während der übrigen Jahreszeiten ist dagegen im globalen Mittel nahezu keine Veränderung der Globalstrahlung zu erkennen.

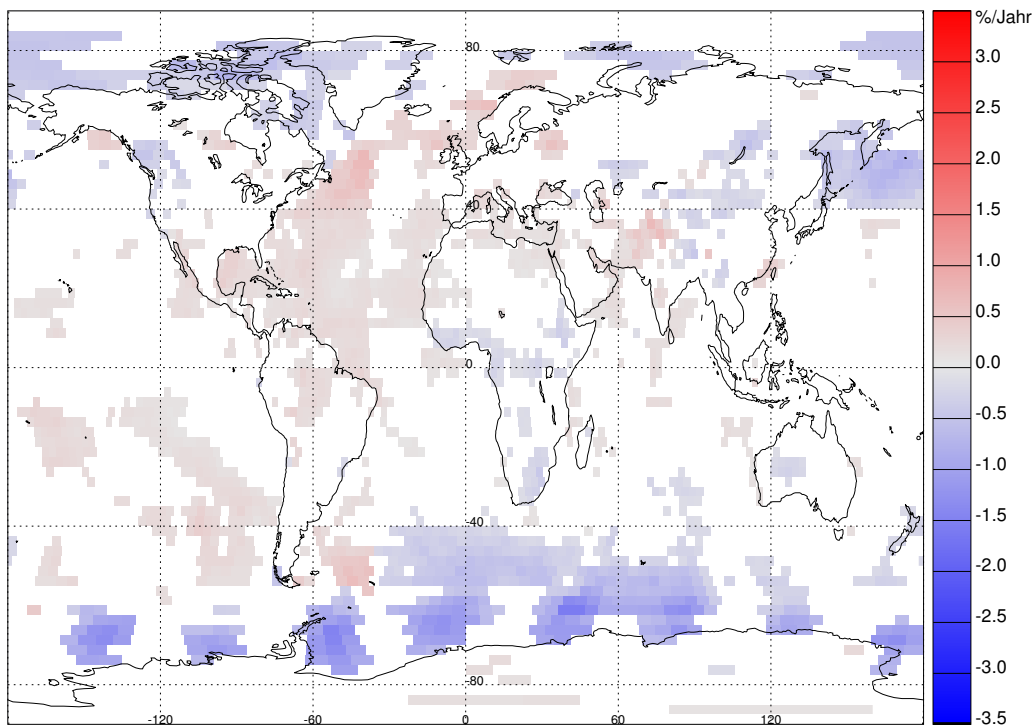


Abbildung 5.15: Signifikante Trends der Globalstrahlung zwischen 1984 und 2004. Der maximale Anstieg von 0.7% pro Jahr ergibt sich im Nordatlantik vor der Südspitze Grönlands, die größte Abnahme von -1.6% pro Jahr wird für Gitterboxen im Südpolarmeer errechnet.



Tabelle 5.5: Globale Mittel- und Extremwerte der Trends in der Globalstrahlung.

Monate	Mittel [%/Jahr]	Min [%/Jahr]	Max [%/Jahr]
<b>Mär / Apr / Mai</b>	+0.03	-1.55	+1.26
<b>Jun / Jul / Aug</b>	+0.46	-2.28	+3.07
<b>Sep / Okt / Nov</b>	+0.03	-1.70	+2.86
<b>Dez / Jan / Feb</b>	+0.04	-1.25	+1.87
<b>Gesamt</b>	0.00	-1.56	+0.74

Auffällig ist ein streifiges Muster starker negativer Trends im südlichen Polarmeer. Die betroffene Region liegt südlich von 55°S. Der ISCCP-Datensatz wurde südlich dieses Breitengrades aus Beobachtungen der polar umlaufenden NOAA-Satelliten erstellt. Nördlich von 55°S wurden in ISCCP Daten geostationärer Satelliten verwendet (Kapitel 3.2.1). Dort ist das Muster nicht mehr zu erkennen. Die Verteilung der Trends in dieser Region stimmt außerdem mit dem Muster überein, das sich ergibt, wenn die Häufigkeit der Satellitenbeobachtungen jeder Gitterbox aufgetragen werden (STACKHOUSE und PINKER 2006). Es ist daher anzunehmen, dass die starken negativen Trends dieser Region Artefakte sind.

Bei 40°W ist eine Linie zu erkennen, an der sich die Trends benachbarter Gitterboxen stark unterscheiden bzw. signifikant werden. Östlich dieses Längengrades wurden bei der Erstellung des ISCCP-Datensatzes Daten der Meteosat-Satelliten verwendet, westlich dagegen Daten der GOES-Satelliten. Der sprunghafte Anstieg der Trends von Ost nach West in höheren Breiten ist daher vermutlich ebenfalls ein Artefakt aufgrund der Kombination der Daten mehrerer Satelliten.

### Trends der Direktnormalstrahlung

In der Direktnormalstrahlung ergibt sich im globalen Mittel über die 21 Jahre von 1984 bis 2004 ein Anstieg von  $+0.98 \text{ W/m}^2$  pro Jahr ( $+0.6\%$ ) (vergleiche Abbildung 5.14). In 55% der Gitterboxen ist der Trend zu 95% signifikant nach einem Student'schen t-Test (Abbildung 5.16). In den meisten Gitterboxen nahm die Direktnormalstrahlung innerhalb des untersuchten Zeitraums zu. Das Maximum von  $+2.8\%$  pro Jahr wird für Gitterboxen im Nordatlantik registriert. Abnehmende Direktnormalstrahlung findet sich außer im südlichen Polarmeer und dem Indischen Ozean nur vereinzelt in den ISIS-Ergebnissen.

Tabelle 5.6: Globale Mittel- und Extremwerte der Trends in der Direktnormalstrahlung.

Monate	Mittel [%/Jahr]	Min [%/Jahr]	Max [%/Jahr]
<b>Mär / Apr / Mai</b>	0.76	-3.23	+4.85
<b>Jun / Jul / Aug</b>	1.29	-6.62	+9.87
<b>Sep / Okt / Nov</b>	0.74	-2.34	+3.25
<b>Dez / Jan / Feb</b>	0.78	-3.68	+7.68
<b>Gesamt</b>	0.63	-3.37	+2.79

In der Betrachtung einzelner Jahreszeiten ergeben sich die stärksten Trends der Direktnormalstrahlung in den Monaten Juni/Juli/August (Tabelle 5.6). Während dieser Monate werden maximale Trends von bis zu 10% pro Jahr errechnet. Für die meisten Regionen der Erde ergibt sich für alle Jahreszeiten ein positiver Trend.

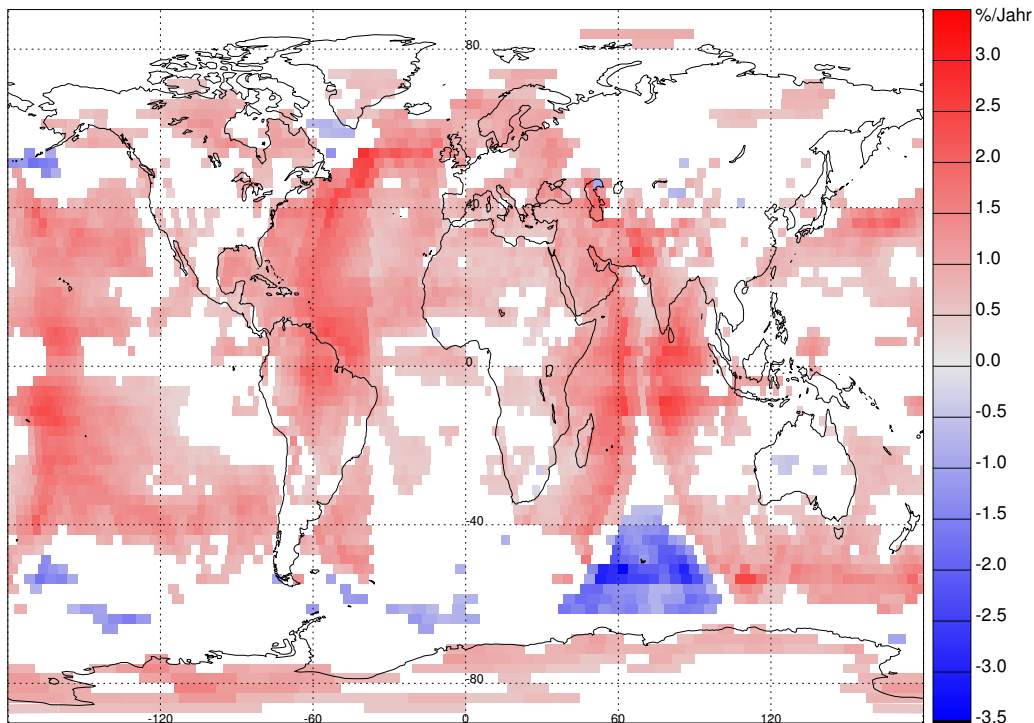


Abbildung 5.16: Signifikante Trends der Direktnormalstrahlung zwischen 1984 und 2004. Der maximale Anstieg von +2.8% pro Jahr ergibt sich im Nordatlantik, die größte Abnahme von -3.4% pro Jahr wird für Gitterboxen im südlichen Indischen Ozean errechnet.

Auffällig ist das Gesamtmuster der Trends (Abbildung 5.16). Die Sichtfelder der einzelnen Satelliten sind deutlich zu erkennen (vgl. Abbildung 3.4). Bei benachbarten Gitterboxen im Indischen Ozean wechseln die Trends von stark positiv zu stark negativ. Die negativen Werte werden dabei in einer Region festgesellt, die vor 1998 bis auf wenige Monate nur durch polar umlaufende Satelliten beobachtet wurde. Auch die übrigen Regionen im Südpolarmeer, die negative Trends zeigen, liegen außerhalb des Sichtfeldes der geostationären Satelliten, ebenso wie die kleineren Gebiete im Nordpazifik und Nordatlantik, für die negative Trends errechnet werden. Von niedrigen zu hohen Satellitenzenitwinkeln zeigt sich eine Zunahme der Trends. Besonders deutlich wird dies im Bereich des Meteosat-Sichtfeldes. Sowohl nach Osten im Indischen Ozean als auch nach Westen im Atlantik nehmen die Trends zu. Bei 40°W ist wie in der Darstellung der Globalstrahlungstrends die Linie des Satellitenwechsels in ISCCP zu erkennen, an der die Stärke der Trends sprunghaft zunimmt. Da das Muster der Trends in der Direktnormalstrahlung sehr starke Zusammenhänge mit den verwendeten Satelliten erkennen lässt, ist anzunehmen, dass es durch die Zusammensetzung des ISCCP-Datensatzes aus den Daten mehrerer Satelliten verursacht wird.

## 5.4.2 Ursachen für die Trends der Solarstrahlung

**Stratosphärisches Aerosol** Eine mögliche Ursache für die Trends in der Global- und Direktnormalstrahlung ist stratosphärisches Aerosol. Die Ausbrüche des El Chichon und des Pinatubo fanden kurz vor bzw. in der ersten Hälfte des betrachteten Zeitraumes statt. Nach 1991 gab es keine hochreichenden Vulkanausbrüche mehr. Die optische Dicke des stratosphärischen Aerosols war daher während der ersten 10-12 Jahre des ISIS-Datensatzes höher als in den letzten 10 Jahren.

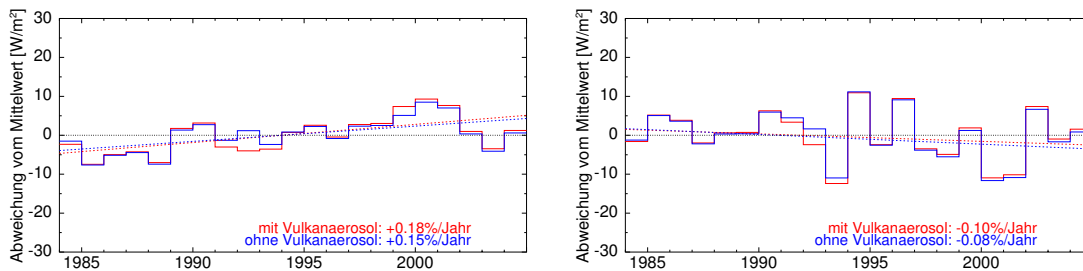


Abbildung 5.17: Trends der Globalstrahlung im Nahen Osten (Gitterbox Nr. 4834, links) und Australien (Gitterbox Nr. 1954, rechts). Vulkanisches Aerosol ist nicht die alleinige Ursache der Trends in den Beispielen.

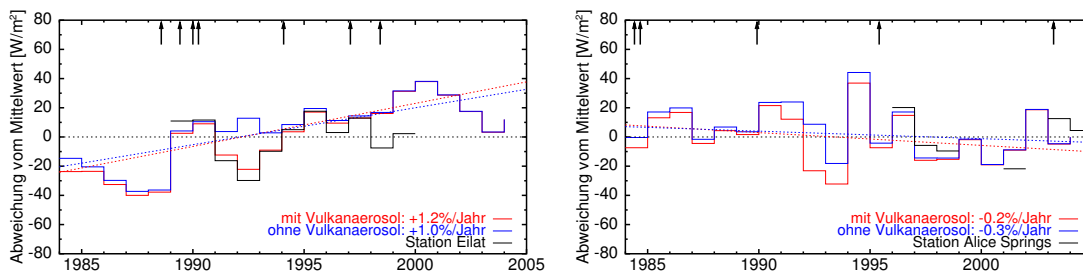


Abbildung 5.18: Trends der Direktnormalstrahlung im Nahen Osten (Gitterbox Nr. 4834, links) und Australien (Gitterbox Nr. 1954, rechts). Abnehmende Trends werden durch vulkanisches Aerosol abgeschwächt, zunehmende Trends verstärkt. Die Pfeile markieren die Zeitpunkte, zu denen die geostationären Satelliten ausgewechselt wurden. In schwarz sind die Messwerte einer Station in den jeweiligen Gitterboxen aufgetragen.

Auf die Globalstrahlung wirkt sich vulkanisches Aerosol nur wenig aus (Kapitel 5.3). Die Steigungen der Regressionsgeraden in den Ergebnissen mit und ohne Berücksichtigung des stratosphärischen Aerosols weichen nur wenig voneinander ab (Abbildung 5.17). In den ISIS-Ergebnissen, die ohne stratosphärisches Aerosol erstellt wurden, ergibt sich im globalen Mittel eine leichte Abnahme von  $-0.04\%$  pro Jahr, die nicht signifikant ist. Der Prozentsatz der signifikanten Trends aller 6596 Gitterboxen bleibt unverändert bei 28%.

Die Direktnormalstrahlung nimmt nach hochreichenden Vulkanausbrüchen deutlich ab (Kapitel 5.3). Diese starke Beeinflussung findet sich auch in der Bestimmung der Trends wieder. Positive Trends werden durch die Hinzunahme des vulkanischen Aerosols verstärkt, negative

Trends dagegen abgeschwächt (Abbildung 5.18). Vulkanisches Aerosol allein kann aber die beobachteten Änderungen bei weitem nicht erklären. In ISIS-Ergebnissen ohne die Hinzunahme des stratosphärischen Aerosols nimmt die Direktnormalstrahlung im globalen Mittel noch immer um  $+0.64 \text{ W/m}^2$  (0.36%) pro Jahr zu. Für 47% der Gitterboxen ist der Trend weiterhin zu 95% signifikant.

**Ozon und Wasserdampf** Weitere mögliche Ursachen für Veränderungen der Global- und Direktnormalstrahlung auf der Erdoberfläche sind Schwankungen der Ozon- und Wasserdampfsäulen. Um den Einfluss dieser Atmosphärenkomponenten auf die Strahlungsflussdichten zu bestimmen, wurden die Korrelationskoeffizienten der jahresgangbereinigten Zeitreihen der Global- und Direktnormalstrahlung mit den entsprechenden Zeitreihen der Ozon- und Wasserdampfsäule für alle Gitterboxen bestimmt. Um den Einfluss des vulkanischen Aerosols auf die Ergebnisse dieser Untersuchungen zu minimieren, wurden dazu die ISIS-Ergebnisse aus Strahlungstransferrechnungen ohne die Einbindung des stratosphärischen Aerosols verwendet. Ozon wirkt sich fast ausschließlich auf den ultravioletten Anteil des Spektrums aus. Die Auswirkungen von Schwankungen der Ozonsäule auf die spektral integrierten Strahlungsflussdichten sind daher sehr gering (vergleiche Kapitel 3.3.3 und Abbildung 5.6). Die jahresgangbereinigten Zeitreihen der Global- und Direktnormalstrahlung korrelieren dementsprechend nicht mit den Zeitreihen der Ozonsäule (Tabelle 5.7).

*Tabelle 5.7:* Mittelwerte der jahresgangbereinigten Korrelationskoeffizienten  $r_A$  der Global- und Direktnormalstrahlung mit den Zeitreihen der Ozon- und Wasserdampfsäule sowie dem Gesamtbedeckungsgrad.

	Globalstrahlung	Direktnormalstrahlung
<b>Ozonsäule</b>	0.03	0.02
<b>Wasserdampfsäule</b>	-0.29	-0.28
<b>Gesamtbedeckungsgrad</b>	-0.70	-0.90

Schwankungen der Wasserdampfkonzentration der Atmosphäre wirken sich deutlich stärker auf die Strahlungsflussdichten der Global- und Direktnormalstrahlung aus (Kapitel 3.3.3). Die Zeitreihen der Strahlungsflussdichten zeigen eine geringe Korrelation mit den Zeitreihen der Wasserdampfsäule (Tabelle 5.7). Schwankungen der Wasserdampfsäule können daher zwar zur Variabilität der Global- und Direktnormalstrahlung beitragen, als alleinige Ursache für diese kommen sie jedoch nicht in Frage.

**Wolken** Die Hauptursache für die Trends der Global- und Direktnormalstrahlung sind Veränderungen im Bedeckungsgrad. Im globalen Mittel nimmt der Bedeckungsgrad einer Gitterbox um  $-0.32\%$  pro Jahr ab (Abbildung 5.19). Der jahresgangbereinigte Korrelationskoeffizient zwischen Zeitreihen der Direktnormalstrahlung ohne Berücksichtigung des stratosphärischen Aerosols und des Bedeckungsgrades beträgt im Mittel 0.90 (Tabelle 5.7). Auch die geographische Verteilung der Trends der Bestrahlungsstärke lässt sich durch die entsprechende Verteilung der Trends des Bedeckungsgrades erklären, die dieselben Artefakte aus der Erstellung des ISCCP-Datensatzes enthält (Abbildung 5.19).

Es stellt sich die Frage, wodurch die Trends des Bedeckungsgrades verursacht werden. Es wurde bereits mehrfach auf Artefakte im ISCCP-Bedeckungsgrad hingewiesen, die durch die Zusammenstellung des globalen Datensatzes aus den Messungen mehrerer Satelliten entstehen

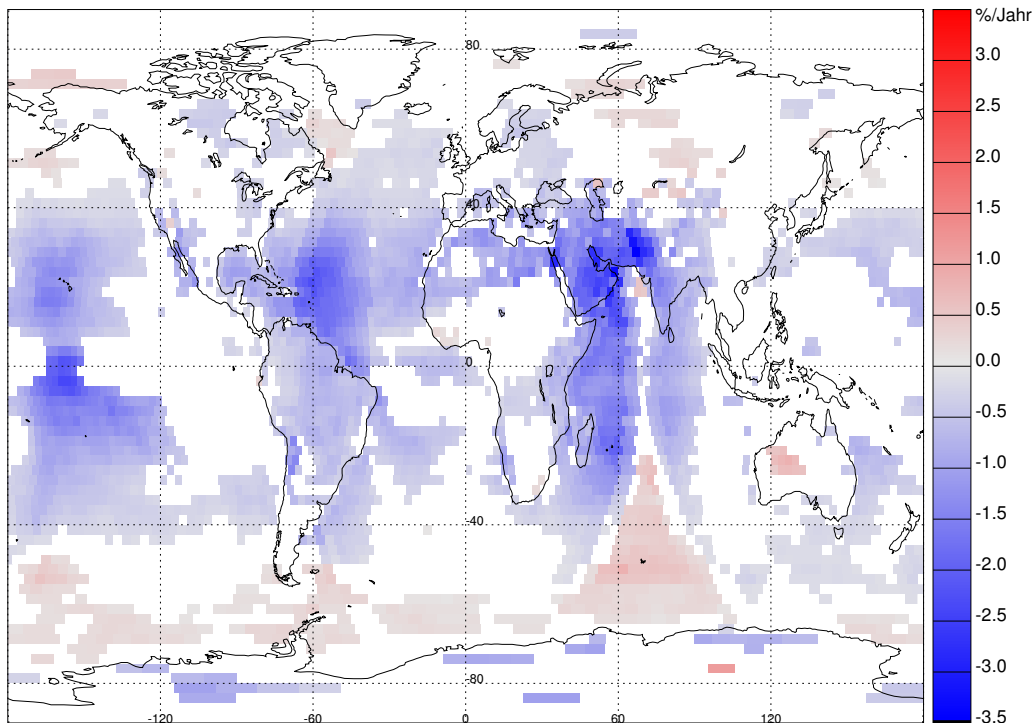


Abbildung 5.19: Signifikante, relative Trends des Gesamtbedeckungsgrads für den Zeitraum 1984-2004.

(Kapitel 3.2.1, Kapitel 5.1). Auch der zeitliche Wechsel von einem Satelliten auf das Nachfolgemodell hat möglicherweise Auswirkungen auf die abgeleiteten Bedeckungsgrade. Die Beispiele in Abbildung 5.17 und 5.18 stellen Zeitreihen zweier Gitterboxen dar, die während des gesamten untersuchten Zeitraums im Bereich der Meteosat-Satelliten (Gitterbox Nr. 4834) oder der GMS-Satelliten (Gitterbox Nr. 1954) lagen. Beide Gitterboxen liegen im zentralen Sichtbereich der Satelliten, so dass keine Überschätzung des Bedeckungsgrades aufgrund von Winkeleffekten auftreten (Kapitel 3.2.1). In Abbildung 5.18 sind die Zeitpunkte markiert, zu denen ein geostationärer Satellit durch seinen Nachfolger ersetzt wurde. Außerdem sind soweit vorhanden die Jahresmittel von Messungen einer Bodenstation innerhalb der Gitterbox eingetragen.

Die Zeitreihe im Nahen Osten zeigt vor allem nach dem Wechsel von Meteosat2 zu Meteosat3 im Jahr 1988 eine starke Zunahme der Direktnormalstrahlung (Abbildung 5.18 links). Die frühesten Messungen der Station Eilat in dieser Gitterbox beginnen erst nach dieser Inhomogenität. Daher kann keine Aussage darüber gemacht werden, ob die starke Zunahme allein durch die Effekte des Satellitenwechsels verursacht wird oder tatsächlich starke Veränderungen in der Bewölkung vorlagen. Die weiteren Wechsel des Meteosat-Satelliten fallen mit keinen auffällig starken Veränderungen in den Jahresmitteln der Direktnormalstrahlung zusammen. Im Vergleich mit den Messungen der Station Eilat zeigt sich bis 1997 eine gute Übereinstimmung im Verlauf der Kurven. 1998 und 1999 wurden an der Station niedrigere Werte der Direktnormalstrahlung gemessen als in den Vorjahren. In den ISIS-Daten wird dagegen nach dem Wechsel auf Meteosat7 im Juni 1998 weiter zunehmende Direktnormalstrahlung verzeichnet. Die Zeitreihe für Gitterbox Nr. 1954 in Australien zeigt keine auffällig hohen Zu-

oder Abnahmen nach dem Wechsel der GMS-Satelliten (Abbildung 5.18 rechts). Von 1993 nach 1994 steigt die Direktnormalstrahlung zwar um 27% an, während dieses Zeitraums wurde jedoch ein und derselbe Satellit verwendet. Ab 1996 wird der Verlauf der Kurve durch Messungen der Station Alice Springs bestätigt.

Die Trends in der Global- und vor allem in der Direktnormalstrahlung werden zwar durch Inhomogenitäten, die möglicherweise durch den Austausch eines Satelliten entstehen beeinflusst, aber diese können nicht die generelle Abnahme des Bedeckungsgrades erklären. Aufgrund des Mangels an Strahlungsmessungen für die betroffenen Jahre kann nicht ermittelt werden, in wiefern große Schwankungen der Bestrahlungsstärke auch von Bodenstationen registriert wurden.

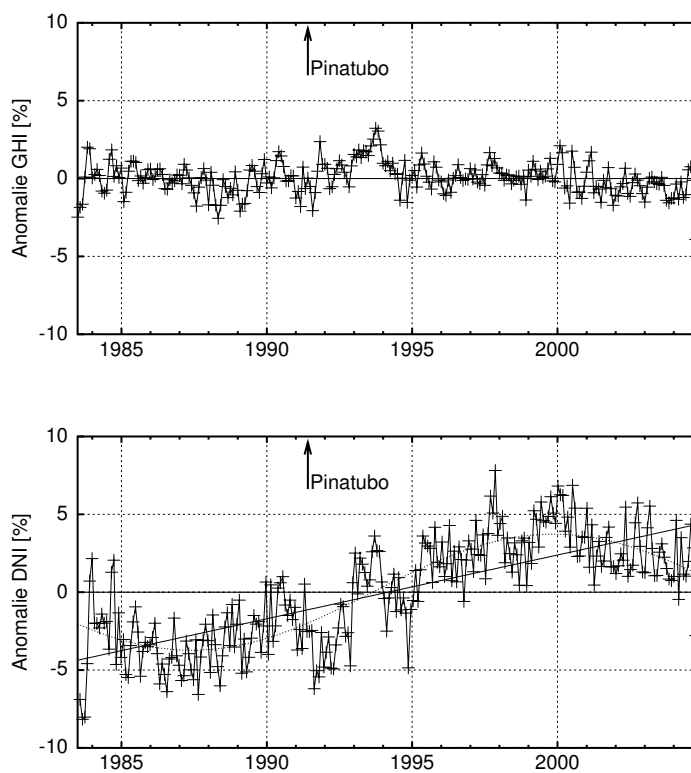


Abbildung 5.20: Anomalien der globalen Monatsmittel der Globalstrahlung und der Direktnormalstrahlung ohne Berücksichtigung des vulkanischen Aerosols. Die Globalstrahlung bleibt nahezu konstant, die Direktnormalstrahlung nimmt um 0.4% pro Jahr zu.

Für die weitere Untersuchung der Ursachen der Trends der Bestrahlungsstärke in den ISIS-Daten wurden die globalen Anomalien der Solarstrahlung betrachtet. Um den Einfluss des stratosphärischen Aerosols auf die globale Entwicklung der Strahlungsflussdichten zu eliminieren, wurden hierfür die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen ohne die Einbeziehung der optischen Dicke des stratosphärischen Aerosols verwendet. Die globale Anomalie der Globalstrahlung zeigt keinen signifikanten Trend (Abbildung 5.20 oben). Die Anomalie der Direktnormalstrahlung hingegen enthält einen deutlichen Anstieg der Direktnormalstrahlung

um 0.40% pro Jahr. Dieser ist zu 99% signifikant (Abbildung 5.20 unten). Der Korrelationskoeffizient der Ausgleichsgeraden beträgt 0.74. Bei genauerer Betrachtung fällt auf, dass die Direktnormalstrahlung zwischen 1984 und 2004 nicht stetig zunimmt. Sie beschreibt vielmehr eine Sinuskurve mit dem Minimum im Mai 1987 und dem Maximum im November 1999. Als Periode der Sinusschwingung werden 25 Jahre errechnet. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0.82. Die Schwankung der Direktnormalstrahlung ist antikorreliert mit entsprechenden Schwankungen des Gesamtbedeckungsgrades (Abbildung 5.21). Auch die Anomalie desselben beschreibt annähernd eine Sinusschwingung. Die Ursache für den Verlauf der Kurve ist bisher nicht geklärt (ROSSOW 2006). In Frage kommen beispielsweise Artefakte bei der Erstellung des ISCCP-Datensatzes, die durch die Zusammensetzung der gesamten Zeitreihe aus den Daten verschiedener Satelliten entstehen (ROSSOW 2006). Möglicherweise handelt es sich aber auch um eine natürliche Schwankung des Bedeckungsgrades. In diesem Fall ist jedoch eine einzelne beobachtete Schwingung noch nicht aussagekräftig genug, um Schlussfolgerungen über die Ursachen ziehen zu können. Weitere Jahrzehnte der Beobachtung müssen klären, ob es sich hierbei tatsächlich um eine natürlich verursachte periodische Schwankung des globalen Bedeckungsgrades handelt oder ob der Verlauf der Kurve nur zufällig im betrachteten Zeitraum die gezeigte Form annimmt.

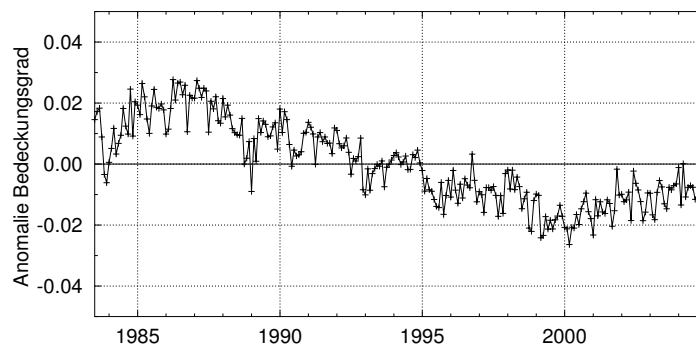


Abbildung 5.21: Anomalien der globalen Monatsmittel des Gesamtbedeckungsgrades. Zwischen 1987 und 2000 nahm der Gesamtbedeckungsgrad im globalen Mittel um 4% ab.

Die Anomalie der Direktnormalstrahlung zeigt auch ohne Einbeziehung des vulkanischen Aerosols in die Strahlungstransferrechnungen ein schwaches Signal nach dem Ausbruch des Pinatubo, die vor allem in Gitterboxen über den Ozeanen zu erkennen ist (Abbildung 5.22 oben). Die Ursache hierfür liegt in der Wolkenerkennung in ISCCP, die der Meeresoberfläche einen festen Wert der Bodenalbedo zuordnet. Jede Abweichung hiervon, auch vulkanisches Aerosol aus dem Ausbruch des Pinatubo, wird als Wolke klassifiziert bzw. die optische Dicke des Aerosols wird als optische Dicke einer Wolke interpretiert (ROSSOW 2006). In den Strahlungstransferrechnungen führt dies zu der beobachteten Abnahme der Direktnormalstrahlung. Über Land wird die Bodenalbedo monatlich neu ermittelt. Langfristige Aerosolbelastungen werden daher nicht als Wolke klassifiziert, sondern als leichte Veränderung der Bodenalbedo (ROSSOW 2006). Über den Kontinenten steigt die optische Dicke der Wolken in den ISCCP-Daten nach dem Ausbruch des Pinatubo daher nicht an und in den Ergebnissen ohne die Einbeziehung des vulkanischen Aerosols ist keine Abnahme der Direktnormalstrahlung in den Monaten nach dem Ausbruch des Pinatubo zu erkennen, die eindeutig mit diesem in Zusammenhang gebracht werden kann (Abbildung 5.22 unten).

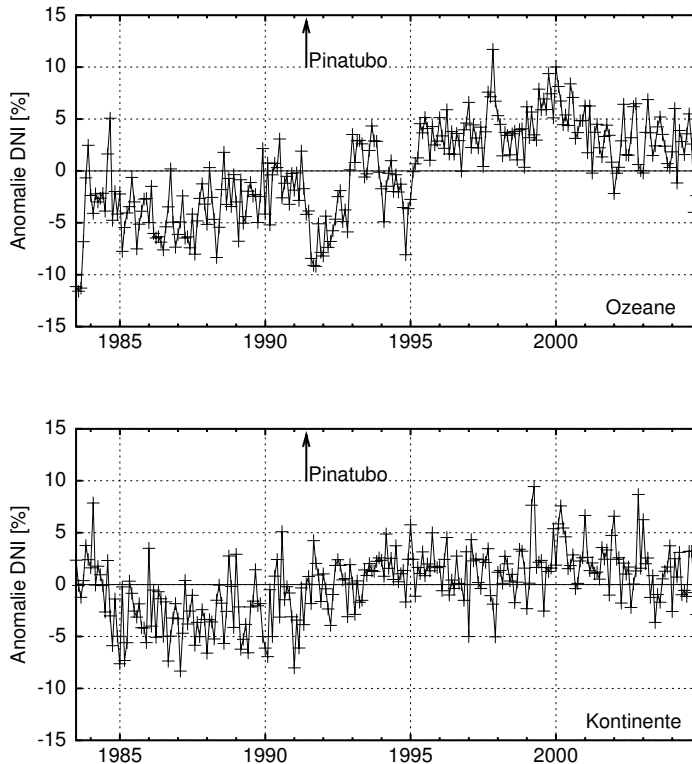


Abbildung 5.22: Anomalien der Direktnormalstrahlung über Wasser- und Landgebieten ohne Berücksichtigung vulkanischen Aerosols. Über Wasser ist eine Abnahme der Direktnormalstrahlung nach dem Ausbruch des Pinatubo zu erkennen, über Land dagegen nicht.

**Einfluss der Nord-Atlantik-Oszillation auf die Solarstrahlung** Großräumige Klimaschwankungen wie die Nord-Atlantik-Oszillation (NAO) oder die südliche Oszillation im Pazifik (ENSO) sind häufig mit starken Variabilitäten im Bedeckungsgrad der betroffenen Gebieten verbunden (Kapitel 2.6). Während die direkten Effekte des veränderten Luftdrucks auf die atmosphärische Absorption und die Rayleighstreuung zu gering sind, um die solare Bestrahlungsstärke auf der Erdoberfläche zu verändern, sind indirekte Einflüsse auf die Global- und Direktnormalstrahlung durch den Bedeckungsgrad nicht auszuschließen. (ROSSOW und SCHIFFER 1999) vermuten, dass die globalen Veränderungen des ISCCP-Gesamtbedeckungsgrades eine Auswirkung von ENSO-Schwankungen sein könnten. Um den Einfluss der veränderten Bedeckungsgrade durch die NAO und ENSO auf die Solarstrahlung abzuschätzen, wurden die mittleren Anomalien der ISIS-Ergebnisse aus Jahren mit positivem und negativem Index beider Phänomene verglichen.

Für die Analyse des Einflusses der Nord-Atlantik-Oszillation auf die Solarstrahlung wurde der Mittelwert für die Wintermonate betrachtet, da der Einfluss der NAO auf das Wetter in Europa in diesen Monaten am stärksten ist (Kapitel 2.6). Aus den Anomalien der Wintermonate Dezember/Januar/Februar mit einem NAO-Index  $>1$  und  $<-1$  wurden jeweils die Mittelwerte gebildet. Einen NAO-Index über 1 wurde für 1984, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995,



1999 und 2000 gemessen. Der mittlere NAO-Index über diese Jahre betrug 2.9. Einen Wert unter -1 wurde lediglich 1996 und 2001 ermittelt (HURRELL 1995). Der Mittelwert aus diesen beiden Jahren beträgt -2.8. Die berechneten Anomalien der Direktnormalstrahlung (Abbildung 5.23) und der Globalstrahlung zeigen analog verteilte Strukturen. Entsprechend der geringeren Sensitivität der Globalstrahlung auf Wolken sind aber die Amplituden schwächer ausgeprägt (Tabelle 5.8).

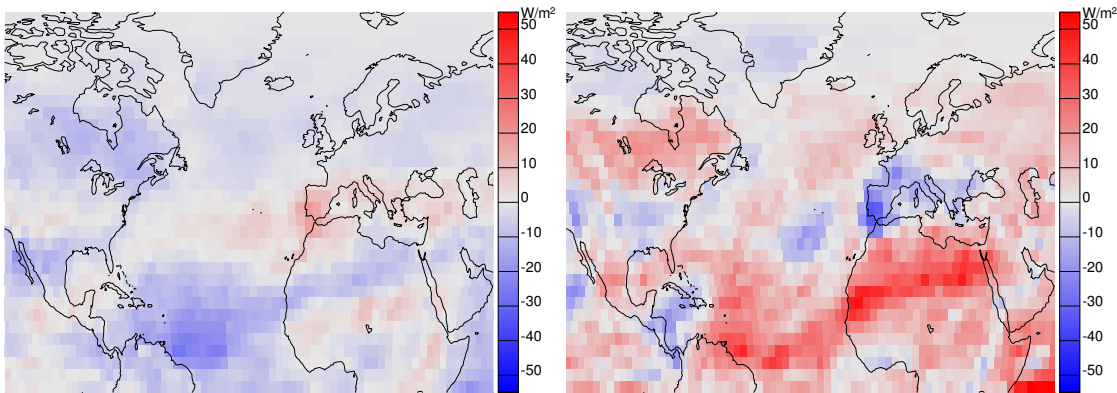


Abbildung 5.23: Anomalien der Direktnormalstrahlung für die Monate Dezember/Januar/Februar in Situationen mit positivem NAO-Index (links) und negativem NAO-Index (rechts). Die Maximal- und Minimalwerte sind in Tabelle 5.8 angegeben.

Tabelle 5.8: Maximale und Minimale Anomalien der Global- und Direktnormalstrahlung während der Monate Dezember/Januar/Februar bei einem NAO-Index  $> 1$  und  $< -1$ .

	NAO-Index	Max [W/m <sup>2</sup> ]	Region	Min [W/m <sup>2</sup> ]	Region
Globalstrahlung	$> 1$	7	Südspanien	-6	Atlantik
	$< -1$	15	Westafrika	-12	Südspanien
Direktnormalstrahlung	$> 1$	19	Südspanien	-20	Atlantik
	$< -1$	50	Westafrika	-34	Südspanien

Südspanien und das Gebiet um Gibraltar zeigen bei einem positiven NAO-Index erhöhte Werte der Bestrahlungsstärke (Abbildung 5.23 links), während in einem Streifen von Westafrika bis nach Ägypten die Strahlungswerte unter den Durchschnittswerten für die Monate Dezember/Januar/Februar bleiben. Die stärkste negative Anomalie erscheint im äquatorialen Atlantikraum vor der Küste Südamerikas. Kleinere negative Anomalien finden sich auch in Mittel- und Nordeuropa. Sie sind durch eine Linie entlang der Alpen von den positiven Anomalien in Spanien abgetrennt. Negative Anomalien entsprechen einer unterdurchschnittlichen Bestrahlungsstärke aufgrund eines höheren Bedeckungsgrades. Die negativen Anomalien in Mitteleuropa stimmen daher mit den warmen und bewölkten Wetterlagen überein, die bei positivem NAO-Index gemessen wurden (JACOBET et al. 1998).

Bei negativem NAO-Index wechseln die Anomalien das Vorzeichen, ihre räumliche Verteilung ist jedoch nahezu identisch mit dem vorherigen Fall (Abbildung 5.23 rechts). In Spanien und im Norden Marokkos liegen die Mittelwerte der Solarstrahlung unter dem Durchschnitt. Für

ein Gebiet von Südamerika bis nach Ägypten ergeben sich dagegen überdurchschnittliche Global- und Direktnormalstrahlungswerte. Die Absolutwerte der Anomalien sind sowohl in der Global- als auch in der Direktnormalstrahlung stärker ausgeprägt als bei positivem NAO-Index (Tabelle 5.8).

Die NAO hat über den Bedeckungsgrad auch Auswirkungen auf die Solarstrahlung in den betroffenen Regionen. Die am stärksten betroffenen Gebiete bilden einen Streifen von Südamerika bis nach Ägypten, der im Vergleich zur Gesamtoberfläche der Erde klein ist. Auf globale Mittelwerte hat die NAO daher wohl nur geringe Auswirkungen. Die von der NAO beeinflussten Regionen umfassen jedoch Spanien und praktisch die gesamte Sahara. Für die Solarenergie sind dies aufgrund der hohen mittleren Bestrahlungsstärke sehr interessante Standortmöglichkeiten für Solarkraftwerke. Die Absolutwerte der Anomalien aufgrund der NAO in der Global- und Direktnormalstrahlung liegen im Maximalbereich der durchschnittlichen interannualen Variabilität. Eine anhaltende Zunahme des NAO-Index, wie sie seit den 1960er Jahren beobachtet wurde (Kapitel 2.6), kann daher zur langfristigen Veränderung der Bestrahlungsstärke der betroffenen Regionen beitragen. Wegen des jahreszeitlich beschränkten Einflusses können sie aber nicht alleinige Ursache für die beobachteten Trends sein, zumal während der Wintermonate nur sehr kleine Veränderungen der Global- und Direktnormalstrahlung im ISIS-Datensatz enthalten sind (Tabellen 5.5 und 5.6). Bei Messungen der Bestrahlungsstärke in den betroffenen Regionen sollte aber bei der Beurteilung der Mittelwerte der vorherrschende Index der NAO mit berücksichtigt werden. Er kann Hinweise darauf geben, ob der gemessene Wert einem durchschnittlichen Jahr entspricht oder aufgrund der NAO als über- oder unterdurchschnittlich anzusehen ist.

**Einfluss der El-Niño-Südlichen-Oszillation auf die Solarstrahlung** Entsprechend der Analyse des Einflusses der NAO wurden zur Abschätzung des Einflusses der ENSO auf die Solarstrahlung auf der Erdoberfläche die durchschnittlichen Anomalien in Jahren mit einem ENSO-Index  $>1$  und  $<-1$  bestimmt. Auch die ENSO ist in den Monaten Dezember/Januar/Februar am stärksten ausgeprägt, daher wurden wie für die NAO die Anomalien dieser Monate in der Analyse verwendet. Grundlage für die Auswertung war der multivariate ENSO-Index für die Monate Januar/Februar, der von NOAA-CIRES bereitgestellt wird (Abbildung 2.12). Demnach herrschten in den Jahren 1992 und 1998 Bedingungen mit einer El Niño-Situation und einem ENSO-Index über 1. Im Mittel wurde ein Wert von 2.3 erreicht. 1989, 1999 und 2000 waren dagegen La Niña-Jahre mit einem ENSO-Index unter -1. Im Mittel über diese drei Jahre ergibt sich ein ENSO-Index von -1.1.

Die Anomalien der Globalstrahlung weisen wiederum dieselbe räumliche Verteilung auf wie die der Direktnormalstrahlung (Abbildung 5.24), sind jedoch weniger ausgeprägt (Tabelle

*Tabelle 5.9:* Maximale und Minimale Anomalien der Global- und Direktnormalstrahlung während der Monate Dezember/Januar/Februar bei einem ENSO-Index  $> 1$  und  $< -1$ .

	ENSO-Index	Max [W/m <sup>2</sup> ]	Region	Min [W/m <sup>2</sup> ]	Region
Globalstrahlung	$> 1$	40	Südostasien	-90	Pazifik
	$< -1$	55	West-Pazifik	-36	SW-Pazifik
Direktnormalstrahlung	$> 1$	80	Südostasien	-218	Pazifik
	$< -1$	127	West-Pazifik	-68	SW-Pazifik

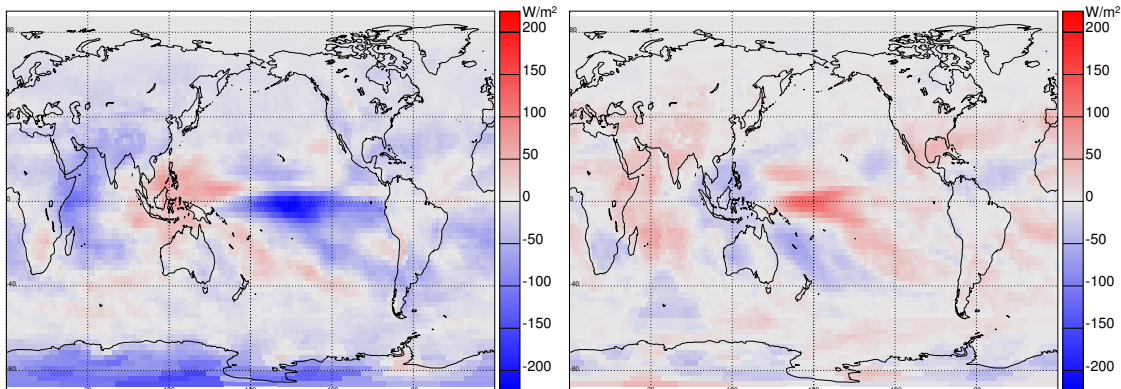


Abbildung 5.24: Anomalien der Direktnormalstrahlung die Monate Dezember/Januar/Februar in El Niño-Situationen (links) und La Niña-Situationen (rechts). Die Maximal- und Minimalwerte sind in Tabelle 5.9 angegeben.

5.9). Der hohe Bedeckungsgrad über dem Pazifik während einer El Niño-Situation (Kapitel 2.6) führt in dieser Region zu einer drastischen Reduzierung der Direktnormalstrahlung von bis zu  $130 \text{ W/m}^2$ . Auch die Globalstrahlung liegt um  $55 \text{ W/m}^2$  unter dem Durchschnitt. Die positive Anomalie über dem Pazifik während einer La Niña-Situation ist weniger stark ausgeprägt als die negativen Anomalien. Sowohl in der Globalstrahlung als auch in der Direktnormalstrahlung ergeben die ISIS-Ergebnisse Absolutwerte, die um  $40 \text{ W/m}^2$  bzw.  $80 \text{ W/m}^2$  über einem durchschnittlichen Jahr liegen.

Die Verteilung der Anomalien entspricht den bekannten Einflussgebieten der ENSO (Abbildung 2.11). Bei positivem ENSO-Index ist die Solarstrahlung von Südostasien bis nach Nord-Australien und auch in Südostafrika überdurchschnittlich hoch. Der zentrale Pazifik bis an die Küste Südamerikas dagegen ist überdurchschnittlich feucht und stärker bewölkt, wodurch die negative Strahlungsanomalie verursacht wird. Das Muster dieser Anomalie gabelt sich jedoch in den Strahlungsergebnissen von Südamerika in einen nördlichen, äquatorialen Ast und einen südlichen Ast, der sich bis Süd-Chile erstreckt. Dazwischen bleibt ein Bereich einer schwachen positiven Anomalie erhalten.

Eine umgekehrte Situation zeigt sich während La Niña-Situationen. Südostasien und insbesondere der Pazifik vor der Ostküste Australiens zeigen deutliche negative Strahlungsanomalien, entsprechend der erhöhten Bewölkung unter diesen Bedingungen. Gleiches gilt für die Südspitze Afrikas. Im zentralen Pazifik dagegen erreicht entsprechend den vermehrt kühlen und trockenen Bedingungen überdurchschnittlich viel Strahlung die Erdoberfläche. Positive Anomalien finden sich auch im Süden der USA und in Mexiko. Die stärksten Effekte der ENSO sind aber über dem Pazifik zu erkennen (Abbildung 5.24). Die Auswirkungen auf solarenergetisch interessante Regionen wie Australien und die Wüsten Nordamerikas sind dagegen eher gering und übertreffen kaum die mittleren interannualen Schwankungen.

Die Auswirkungen der ENSO betreffen ein wesentlich größeres Gebiet als die der NAO. Veränderungen im globalen Mittelwert des Gesamtbedeckungsgrades sind daher nicht auszuschließen. Es ist jedoch unwahrscheinlich, dass die ENSO Auslöser für eine starke globale Veränderung der Direktnormalstrahlung ist, wie sie sich in den ISIS-Daten ergibt. Eines der

El Niño-Jahre, 1992, wurde zudem durch das stratosphärische Aerosol aus dem Ausbruch des Pinatubo im Vorjahr beeinflusst. Dadurch erscheinen negative Anomalien in den Strahlungsflussdichten verstärkt. Messungen aus den betroffenen Gebieten, beispielsweise die Station Kwajalein im westlichen, äquatorialen Pazifik, ergeben zwar für das El Niño-Jahr 1998 überdurchschnittlich hohe Messwerte, 1999 und 2000 liegen die Strahlungsflussdichten jedoch nur wenig unter dem Wert von 1998, obwohl beide Jahre als La Niña-Jahre gezählt werden. Aufgrund der geringen Datenbasis an Messungen und der wenigen ENSO-Zyklen innerhalb des ISIS-Zeitraums ist es nicht möglich, den Einfluss der ENSO auf die Bestrahlungsstärke näher zu bestimmen.

### 5.4.3 Diskussion der Trends in der Global- und Direktnormalstrahlung

Die Beurteilung der Trends in der Global- und Direktnormalstrahlung wird durch Artefakte in den ISCCP-Wolkendaten stark erschwert. Zwei Arten von Regionen lassen sich identifizieren, für die die ISIS-Daten zur Bestimmung von Trends ungeeignet erscheinen. Zum einen sind dies Gebiete, für die zur Erstellung des ISCCP-Datensatzes überwiegend Daten der polar umlaufenden NOAA-Satelliten verwendet wurden. Diese stellen nicht für alle dreistündigen Zeitpunkte GMT Beobachtungen bereit, so dass fehlende Satellitenmessungen für den FD-Datensatz mit Monatsmittelwerten aufgefüllt wurden, um lückenlose Zeitreihen zu erhalten. Dies betrifft insbesondere den Indischen Ozean und die Polarregionen. Die zweite Hauptursache für Artefakte in den ISIS-Daten sind Winkeleffekte in den Beobachtungsgebieten der geostationären Satelliten. Nicht nur der Bedeckungsgrad selbst wird unter hohen Satellitenzenitwinkeln überschätzt (Kapitel 3.2.1), auch Veränderungen im Bedeckungsgrad erscheinen stärker als im Zentralbereich des Sichtfeldes. Die ISIS-Ergebnisse dieser Regionen können daher ebenfalls nicht als zuverlässige Modellierung der tatsächlichen Bestrahlungsstärken angenommen werden.

Weite Bereiche der Kontinente lagen während des gesamten untersuchten Zeitraums im Sichtbereich eines geostationären Satelliten. Auch von den Winkeleffekten sind hauptsächlich die Ozeane betroffen. Die Überschätzung der optischen Dicken der Wolken durch die Fehlinterpretation von vulkanischem Aerosol als Wolke in ISCCP wirkt sich ebenfalls nur über Ozeanen aus (Kapitel 5.3). Die Ergebnisse der Strahlungstransferrechnungen über den Kontinenten sind daher als zuverlässiger anzusehen. Inhomogenitäten, die möglicherweise durch den Wechsel der Datenbasis bei der Erstellung des ISCCP-Datensatzes entstehen, können zwar die Stärke von Trends beeinflussen, sie sind jedoch nicht deren Ursache.

In den ISIS-Ergebnissen der Globalstrahlung treten über den Kontinenten zwischen 1984 und 2004 keine signifikanten Trends auf. Auch in getrennten Untersuchungen der ersten und zweiten Hälfte des Datensatzes wurden keine signifikanten Veränderungen der ISIS-Globalstrahlung festgestellt. Zwischen 1960 und 1990 wurden aber an Stationen auf allen Kontinenten Abnahmen der Globalstrahlung gemessen (GILGEN et al. 1998). Zwischen 1990 und 2000 stieg die Globalstrahlung in Messungen wieder an, so dass nahezu das Niveau von Anfang der 1980er Jahre erreicht wurde (WILD et al. 2005). Bei der Betrachtung des gesamten Zeitraums kompensieren sich daher Ab- und Zunahmen, so dass die Zeitreihen von 1980 bis 2000 keinen signifikanten Trend aufweisen. Dies ist eine mögliche Erklärung dafür, dass in den ISIS-Ergebnissen für die Globalstrahlung keine signifikanten Trends erkannt wurden. Trends in den Messungen von Bodenstationen werden weiterhin meist als die Folge von Veränderungen in der optischen Dicke des Aerosols in Kombination mit Veränderungen der

Bewölkung angesehen (STANHILL und COHEN 2001, GILGEN et al. 1998, WILD et al. 2005). In dieser Arbeit wird troposphärisches Aerosol als Klimatologie verwendet. Trends aufgrund von Veränderungen in der optischen Dicke des troposphärischen Aerosols sind daher nicht enthalten. Auch dies könnte ein Grund dafür sein, dass keine signifikanten Trends in der Globalstrahlung gefunden wurden. Ein detaillierter Vergleich der ISIS-Globalstrahlung mit den Ergebnissen von (WILD et al. 2005) war nicht möglich, da die Messungen bei Abschluss dieser Arbeit noch nicht zugänglich waren.

Die Vergleich der Trends der Direktnormalstrahlung mit Messungen gestaltet sich äußerst schwierig, da die Zeitreihen der meisten Bodenstationen erst seit Anfang der 1990er Jahre vorliegen. Die Messwerte der ersten Jahre sind aufgrund des vulkanischen Aerosols aus dem Ausbruch des Pinatubo sehr klein. Eventuell vorhandene Trends unabhängig von dem Vulkanausbruch werden von dem starken Anstieg nach der Eruption überdeckt. Nur die Messreihen von drei Stationen in Oregon liegen für den gesamten untersuchten Zeitraum vor. Diese zeigen zwar einen ansteigenden Trend, der aber wiederum durch den Ausbruch des El Chichon zu Beginn der Messung beeinflusst wird. Werden die drei Jahre nach den Ausbrüchen des El Chichon und des Pinatubo in den Auswertungen vernachlässigt, so ergibt sich im Zeitraum zwischen 1984 und 2004 weder in den Messungen noch in den ISIS-Ergebnissen ein signifikanter Trend der Direktnormalstrahlung. Beide Datensätze zeigen jedoch eine Zunahme der Direktnormalstrahlung zwischen 1984 und 2004 (LOHMANN et al. 2006a).

In der Direktnormalstrahlung tritt im Gegensatz zur Globalstrahlung eine Abnahme in den 1980er Jahren gefolgt von einer Zunahme bis zum Jahr 2000 auf. Dieser Verlauf entspricht den Steigungen der Trends, die für die Globalstrahlung gemessen wurden (GILGEN et al. 1998, WILD et al. 2005). Die Veränderungen der ISIS-Direktnormalstrahlung werden durch Variationen des Bedeckungsgrades verursacht. Ab dem Jahr 2000 nahm der globale Mittelwert des Bedeckungsgrades in ISCCP wieder zu und die Werte der Direktnormalstrahlung sinken dementsprechend ab. Für diese Zeit liegen unterschiedliche Beobachtungen des Bedeckungsgrades vor. (PALLÉ et al. 2004) haben aus der Beobachtung der Reflektion der Erde auf dem Mond eine Zunahme des Bedeckungsgrades abgeleitet. Diese hätte in Übereinstimmung mit den Ergebnissen dieser Arbeit eine Abnahme der Strahlungsflussdichte auf der Erdoberfläche zur Folge. Eine Zunahme des Gesamtbedeckungsgrades könnte beispielsweise durch die Zunahme von Zirrusbewölkung aufgrund von Kondensstreifen verursacht worden sein (MINNIS et al. 2004). Andere Satellitenbeobachtungen deuten jedoch auf eine Abnahme des Bedeckungsgrades zwischen 2000 und 2004 hin (WIELICKI et al. 2005). Eine endgültige Klärung der Sachlage steht noch aus.

Veränderungen der Direktnormalstrahlung werden hauptsächlich durch Veränderungen des Bedeckungsgrades hervorgerufen. Diese werden im ISIS-Datensatz erfasst. Über den Kontinenten und damit den für die Solarenergie interessanten Regionen stimmen die Ergebnisse mit Stichproben von Messungen überein. Für diese können die ISIS-Ergebnisse daher zur Bestimmung von langfristigen Veränderungen der Solarstrahlung herangezogen werden. In der Globalstrahlung werden langfristige Veränderungen vor allem durch Veränderungen der Aerosolbelastung verursacht (GILGEN et al. 1998, STANHILL und COHEN 2001, WILD et al. 2005). Diese sind im ISIS-Datensatz nicht erfasst. Aerosol kann jedoch eine Veränderung Wolkeigenschaften bewirken (Kapitel 2.4), die wiederum im ISCCP-Datensatz enthalten sind. Insgesamt ändert sich die Globalstrahlung innerhalb des in ISIS erfassten Zeitraums auch in Messungen nur wenig. Die ISIS-Ergebnisse können daher in der Globalstrahlung ebenfalls als repräsentativ angesehen werden.

Die Untersuchungen des *global dimmings* befassen sich mit dem Zeitraum zwischen 1960 und 1990 (GILGEN et al. 1998, STANHILL und COHEN 2001), vom dem im ISIS-Datensatz nur ein sehr kleiner Anteil enthalten ist. Im nächsten Abschnitt wird daher zum Abschluss untersucht, wie gut die Ergebnisse von Re-Analysen und Klimamodellen mit diesen Studien übereinstimmen und ob sie zu Trendanalysen über den in ISIS betrachteten Zeitraum hinaus herangezogen werden können.

#### 5.4.4 Globalstrahlung vor Beginn der Satellitenbeobachtungen

Zur Untersuchung der Solarstrahlung vor Beginn der Satellitenmeteorologie stehen lediglich Messungen von Bodenstationen zur Verfügung. Aufgrund der ungleichmäßigen Verteilung der Stationen liefern diese aber kein globales Bild der Solarstrahlung. In Klimamodellen und Re-Analysen meteorologischer Messwerte wird jedoch die Globalstrahlung als Teil des Klimasystems modelliert. Aus den Ergebnissen lassen sich möglicherweise Schlüsse über die Entwicklung der Globalstrahlung über Zeiträume von 40 bis 50 Jahren ziehen, die für die Planung von Solarkraftwerken wertvolle Informationen darstellen. In den folgenden Absätzen wird die Globalstrahlung aus der Re-Analyse des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) ERA40 und eines transienten Laufs des gekoppelten Chemie-Klimamodells ECHAM4.L39(DLR)/CHEM mit den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes verglichen und auf ihre Eignung zur Bestimmung von Trends der Globalstrahlung untersucht.

#### Globalstrahlung aus der ECMWF Re-Analyse ERA40

Analysemethoden und Assimilationsmodelle zur Verwendung operationeller Daten in der Wettervorhersage werden ständig verbessert, um die Zuverlässigkeit der Vorhersagen zu erhöhen. Bei Betrachtung von langen Zeitreihen können daher Inhomogenitäten oder Trends in den operationellen Analyseprodukten auftreten, die durch Modellveränderungen verursacht werden. Aus diesem Grund begann das ECMWF im Jahr 2000 mit der Re-Analyse der meteorologischen Parameter von 1958 bis 2001. Sämtliche Daten wurden mit einem einheitlichen Analysemodell nach dem aktuellen Stand der Wissenschaft verarbeitet und eine konsistente Zeitreihe der analysierten Parameter erstellt (UPPALA et al. 2005).

Die kurzwellige Strahlung wurde in der ERA40 anhand einer Photonen-Weglänge-Verteilungsmethode berechnet, um die Parametrisierung von Streu- und Absorptionsprozessen zu trennen (FOUQUART und BONNEL 1980, MORCRETTE 1991). Strahlungsflussdichten wurden aus den Reflektivitäten und Transmissivitäten der wolkenfreien und bewölkten Atmosphärenschichten berechnet. Das solare Spektrum wurde in sechs Intervalle zerlegt, innerhalb derer die Oberflächenalbedo sowie die Parameter der Wolken, Aerosole und der molekularen Absorption als konstant angesehen werden. Die Strahlungsflussdichten unter bewölkten Bedingungen wurden anhand der optischen Dicken der Wolken berechnet, die aus dem Flüssig- bzw. Eiswasserpfad der Wolken abgeleitet und mit einem Inhomogenitätsfaktor von 0.7 gewichtet wurden (MORCRETTE 1991). Die Globalstrahlung auf der Erdoberfläche wird in Form von sechsstündigen, globalen Analysen in einer räumlichen Auflösung von  $1.125^\circ \times 1.125^\circ$  bereitgestellt. Für den Vergleich mit dem ISIS-Datensatz wurden in dieser Arbeit nur die Jahre 1984-2001 verwendet, Trendanalysen wurden für den gesamten Zeitraum von 1958-2001 durchgeführt.

Die Mittelwerte der Globalstrahlung aus der Re-Analyse ERA40 von 1984 bis 2001 zeigen eine ähnliche räumliche Verteilung wie die Ergebnisse des ISIS-Datensatzes (Abbildung 5.25). Das

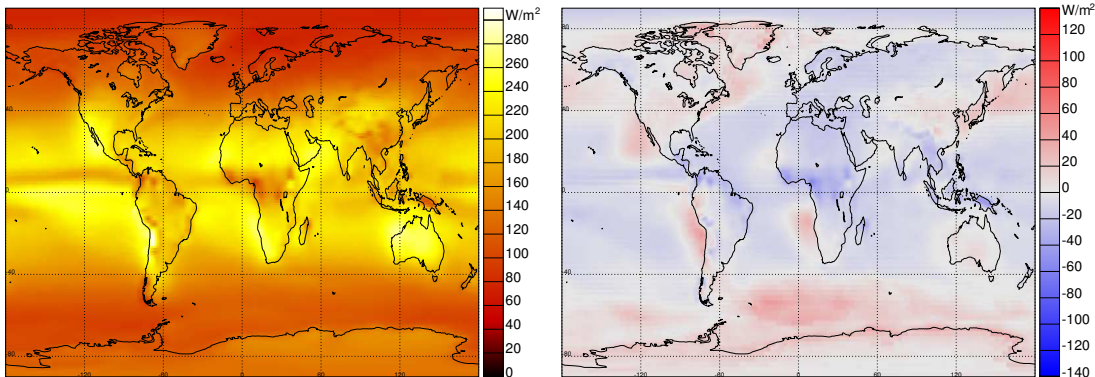


Abbildung 5.25: Links: Mittelwerte der Globalstrahlung aus der ECMWF Re-Analyse ERA40 (1984-2001). Der globale Mittelwert beträgt  $160 \text{ W/m}^2$ . Rechts: Abweichungen von den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes. Rote Färbungen bedeuten höhere Globalstrahlungswerte in der Re-Analyse. Die ERA40-Globalstrahlung liegt im Mittel um  $4 \text{ W/m}^2$  unter der ISIS-Globalstrahlung.

Maximum in den ERA40 Ergebnissen wird allerdings in der Atakama-Wüste und nicht wie im ISIS-Datensatz in der Sahara erreicht, und ist um  $23 \text{ W/m}^2$  (8%) größer als das Maximum des ISIS-Datensatzes (Tabelle 5.10). Der globale Mittelwert der ERA40 Ergebnisse liegt mit  $160 \text{ W/m}^2$  aber unter dem Ergebnis des ISIS-Datensatzes von  $186 \text{ W/m}^2$ .

Tabelle 5.10: Vergleich der Globalstrahlung der ECMWF Re-Analyse ERA40 mit den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes.

	Mittel [ $\text{W/m}^2$ ]	Max [ $\text{W/m}^2$ ]	Min [ $\text{W/m}^2$ ]	MB(ISIS) [ $\text{W/m}^2$ ]
<b>ISIS</b>	186	286	68	-
<b>ERA40</b>	160	309	65	-4

Die größten Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen treten in den Tropen auf (Abbildung 5.25). Über Landgebieten liegen die Globalstrahlungswerte der Re-Analyse um bis zu  $-137 \text{ W/m}^2$  (-59%) unter den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes (Tabelle 5.10). Über den Ozeanen sind die Unterschiede weniger stark ausgeprägt und erreichen maximal  $-40 \text{ W/m}^2$  (-15%). In lokal begrenzten Ozeangebieten, beispielsweise vor der Westküste Südamerikas, ergibt die Re-Analyse aber Globalstrahlungswerte, die um  $96 \text{ W/m}^2$  (+50%) über den ISIS-Ergebnissen liegen (Abbildung 5.25). Auch vor der Westküste Nordamerikas und Afrikas sind die Mittelwerte der Re-Analyse höher als die Ergebnisse des ISIS-Datensatzes. Höhere Werte der Globalstrahlung von ERA40 finden sich außerdem verbreitet in den hohen Breiten, insbesondere im Südpolarmeer. Im globalen Mittel über alle Gitterpunkte kompensieren sich die positiven und negativen Differenzen nahezu vollständig. Die mittlere Differenz zwischen der ERA40 Globalstrahlung und der ISIS-Globalstrahlung beträgt daher nur  $-4 \text{ W/m}^2$  (Tabelle 5.10).

Vergleiche zwischen den beiden Datensätzen für räumlich begrenzte Gebiete ergaben eine mittlere Differenz der Globalstrahlung von -6% (LOHMANN et al. 2006b). Auch gegenüber anderen satellitenbasierten Datensätzen unterschätzt ERA40 die Globalstrahlung. Über tropischen Ozeanen ergaben sich mittlere Unterschiede von  $-30 \text{ W/m}^2$  (ALLAN et al. 2004).



Gegenüber Messungen von Bodenstationen wurde eine Unterschätzung der Globalstrahlung aus ERA40 in niedrigen Breiten um bis zu  $-15 \text{ W/m}^2$  und eine Überschätzung in hohen Breiten von bis zu  $+10 \text{ W/m}^2$  festgestellt (WILD et al. 1998a). Als Ursache für die Abweichungen wurde die ungenaue Erfassung der Strahlungseigenschaften von Wolken identifiziert (ALLAN et al. 2004). Zusätzlich wurde eine Unterschätzung des Bedeckungsgrades von marinem Stratocumulus in den ERA40-Daten gefunden (ALLAN et al. 2004). Dieser Wolkentyp tritt häufig vor den Westküsten Süd- und Nordamerikas und Afrikas auf. Hieraus erklären sich die höheren Globalstrahlungswerte in der ERA40 gegenüber den ISIS-Ergebnissen in den genannten Gebieten. In hohen Breiten wird die Globalstrahlung in der Re-Analyse unter wolkenlosen Bedingungen überschätzt (ALLAN et al. 2004). Die positiven Differenzen zwischen der Globalstrahlung aus ERA40 und ISIS in den Polargebieten sind vermutlich auf diese Überschätzung zurückzuführen.

Im Mittel über alle Gitterboxen nimmt die Globalstrahlung aus der Re-Analyse um  $-0.1\%$  pro Jahr ab. Trends über  $\pm 0.5 \text{ W/m}^2$  pro Jahr sind ausschließlich auf ein Gebiet zwischen  $20^\circ\text{N}$  und  $20^\circ\text{S}$  beschränkt (Abbildung 5.26). Die größte Abnahme von  $-2.4\%$  pro Jahr ergibt sich im Norden Südamerikas. Die Verteilung der Trends in den ERA40-Ergebnissen kann nicht durch Messungen von Bodenstationen bestätigt werden. Für Ostafrika beispielsweise ergeben sich in der Re-Analyse Zunahmen der Globalstrahlung von  $+0.2\%$  pro Jahr, in Messungen in Nairobi nahm die Globalstrahlung aber stetig ab, im Mittel um  $-0.4\%$  pro Jahr (GILGEN et al. 1998, WILD et al. 2005). Auch die beobachtete Variabilität der Globalstrahlung von Jahr zu Jahr wird in den Ergebnissen der Re-Analyse nur schlecht wiedergegeben (LOHMANN et al. 2006b, ALLAN et al. 2004).

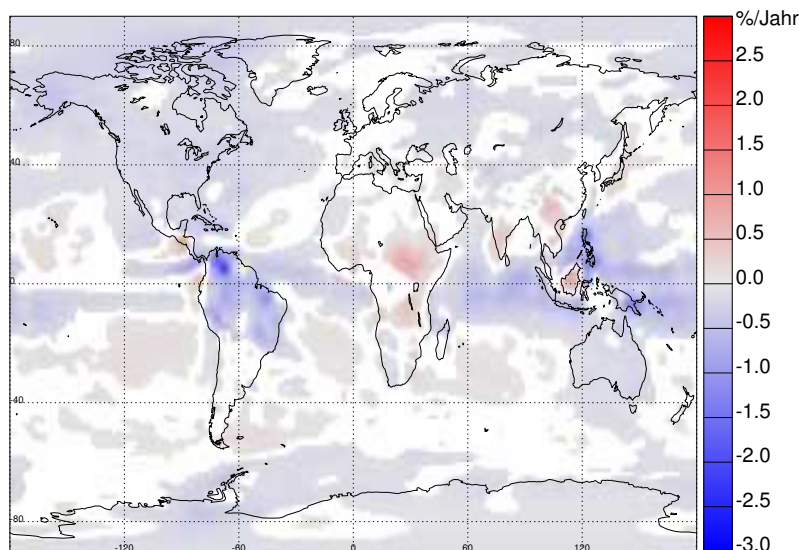


Abbildung 5.26: Signifikante Trends der Globalstrahlung aus der ECMWF Re-Analyse ERA40 (1958-2001).



### Globalstrahlung aus dem Klimamodell ECHAM4

In einem transienten Lauf des gekoppelten Klima-Chemie-Modells ECHAM4.L39(DLR)/CHEM wurde die Entwicklung des Klimas unter festgelegten Randbedingungen simuliert (DAMERIS et al. 2005). ECHAM steht für *ECMWF model, HAMBURG version*. Das Klimamodell verwendet ein Strahlungsschema, das wie der Algorithmus der Re-Analyse auf (FOUQUART und BONNEL 1980) und (MORCRETTE 1991) basiert (LAND et al. 1999). Die Ergebnisse des Klimamodells ECHAM4 sind im Gegensatz zur Re-Analyse aber in sich konsistent, da die den Rechnungen zugrunde liegende Datenbasis nicht variiert. Trends aufgrund eines Wechsels im Beobachtungssystem können daher nicht auftreten.

Der für den Vergleich mit den ISIS-Daten verwendete transiente Lauf des Klimamodells ECHAM4 umfasst den Zeitraum von 1950 bis 1999, wobei die ersten 10 Jahre als Einschwingphase für das Modell dienen. In den Modellrechnungen wurden sowohl natürliche Variabilitäten der Solarstrahlung wie der Sonnenfleckenzyklus und Vulkanausbrüche als auch anthropogene Klimaantriebe wie der Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen berücksichtigt. Als untere Randbedingung gingen die Meeresoberflächentemperaturen ins Modell ein. Die Ergebnisse liegen auf einem T30-Gitter vor, was in etwa einer Auflösung von  $3.75^\circ \times 3.75^\circ$  entspricht.

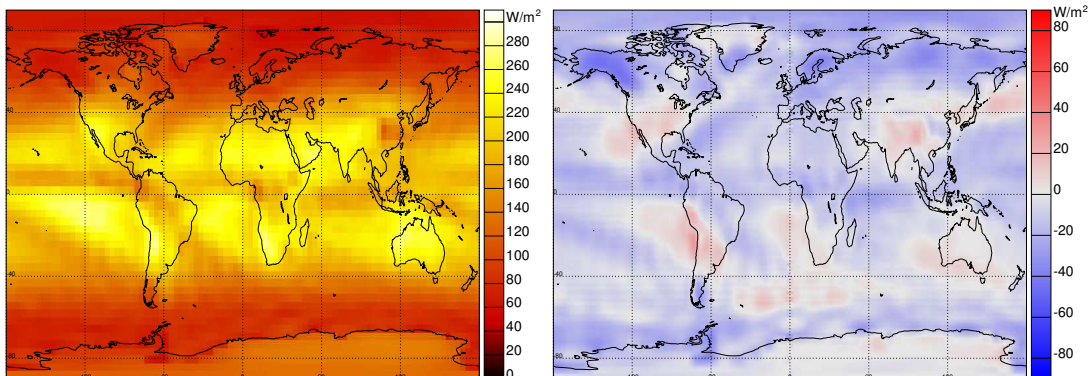


Abbildung 5.27: Links: Mittelwerte der Globalstrahlung aus dem transienten Lauf des ECHAM-Modells (1984-1999). Der globale Mittelwert beträgt  $191 \text{ W/m}^2$ . Rechts: Abweichung der Globalstrahlung aus ECHAM vom ISIS-Datensatz. Rote Färbungen bedeuten höhere Werte der ECHAM-Ergebnisse. Die Globalstrahlung aus ECHAM liegt im Mittel um  $-14 \text{ W/m}^2$  unter der ISIS-Globalstrahlung.

Auch die Mittelwerte der Globalstrahlung des transienten Laufs von ECHAM4 zeigen eine ähnliche räumliche Verteilung von Maxima und Minima wie die Ergebnisse des ISIS-Datensatzes (Abbildung 5.27). Das Maximum der Globalstrahlung wird in ECHAM4 wie in der Re-Analyse in der Atakama-Wüste erreicht. Der Absolutwert von  $285 \text{ W/m}^2$  ist jedoch im Gegensatz zur Re-Analyse nahezu identisch mit dem Maximum der ISIS-Globalstrahlung von  $286 \text{ W/m}^2$  (Tabelle 5.11). Der globale Mittelwert der ECHAM4-Globalstrahlung liegt mit  $191 \text{ W/m}^2$  nur leicht über dem Mittelwert aus ISIS von  $186 \text{ W/m}^2$ .

Die Abweichungen der Globalstrahlung zwischen den Ergebnissen des transienten Laufs und ISIS zeigen ein ähnliches Muster wie die Abweichungen des ERA40-Datensatzes (Abbildung 5.27). Vor den Westküsten Nord- und Südamerikas sowie Afrikas wird die Globalstrahlung in ECHAM4 überschätzt, ebenso wie in Australien. Abweichend von den ERA40-Ergebnissen

Tabelle 5.11: Vergleich der Globalstrahlung des transienten Laufs von ECHAM4 mit den Ergebnissen des ISIS-Datensatzes.

	Mittel [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]	Max [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]	Min [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]	MB(ISIS) [ $\text{W}/\text{m}^2$ ]
<b>ISIS</b>	186	286	68	-
<b>ECHAM4</b>	191	285	51	-14

werden auch in Indien und China höhere Globalstrahlungswerte modelliert als in ISIS. In hohen Breiten liegen die ECHAM4-Ergebnisse dagegen leicht unter den ISIS-Ergebnissen. Die Extremwerte der Abweichungen sind weniger stark ausgeprägt als dies im Vergleich mit den ERA40-Ergebnissen der Fall ist. Maximale Abweichungen von  $-79 \text{ W}/\text{m}^2$  werden im Indischen Ozean registriert, positive Differenzen von bis zu  $+89 \text{ W}/\text{m}^2$  ergeben sich vor der Westküste Südamerikas.

Im Vergleich mit Messungen von Bodenstationen zeigen Ergebnisse, die mit dem ECHAM4-Klimamodell berechnet wurden, im Mittel eine Unterschätzung von  $-6 \text{ W}/\text{m}^2$  (WILD et al. 1998b). Die Globalstrahlung des transienten Laufs liegt im Mittel über alle Gitterboxen um  $-14 \text{ W}/\text{m}^2$  unter der ISIS-Globalstrahlung. Da die starken negativen Differenzen vor allem über Ozeanen auftreten (Abbildung 5.27), wurden diese im Vergleich mit Bodenstationen nicht erfasst. Die mittlere Abweichung zwischen den ISIS-Ergebnissen und den ECHAM4-Ergebnissen ist zwar höher als die Unterschiede zu den ERA40-Ergebnissen, die maximalen Abweichungen sind jedoch geringer. Die Globalstrahlung des transienten Laufs kann daher als zuverlässiger angenommen werden als die Daten der Re-Analyse.

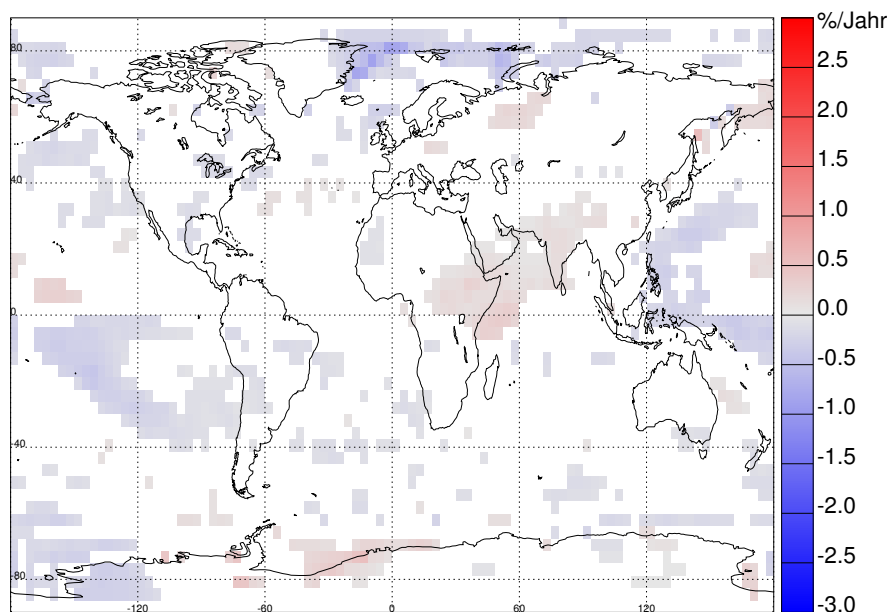


Abbildung 5.28: Signifikante Trends der Globalstrahlung aus dem transienten Lauf des ECHAM4-Klimamodells.

Im globalen Mittel über alle Gitterboxen bleibt die Globalstrahlung des transienten Laufs von ECHAM4 konstant. Für einzelne Gitterboxen werden aber signifikante Abnahmen von bis zu  $-0.8\%$  pro Jahr modelliert (Abbildung 5.28). Diese Maximalwerte ergeben sich über

dem Nordatlantik. Die räumliche Verteilung der Trends ist anders als in der Re-Analyse nicht auf bestimmte Breiten beschränkt, kann aber ebenfalls nicht durch Messergebnisse bestätigt werden. Für Kairo beispielsweise wurden signifikante Abnahmen von  $-0.8\%$  pro Jahr gemessen, in Nairobi nahm die Globalstrahlung um  $-0.4\%$  pro Jahr ab. Im transienten Lauf des ECHAM4-Modells dagegen ergibt sich für Kairo keine Veränderung der Globalstrahlung. Die Gitterbox um Nairobi zeigt eine signifikante Zunahme der Globalstrahlung von  $+0.1\%$  pro Jahr. Auch in Indien und China liefert das Klimamodell ansteigende Globalstrahlungswerte, während Messungen starke Abnahmen ergeben haben (WILD et al. 2005).

Die Ursachen für Abweichungen in den Trends liegen vermutlich darin, dass im transienten Lauf des Klimamodells keine Variation des troposphärischen Aerosols enthalten ist (PONATER 2006), der anthropogene Einfluss wird lediglich durch Einbeziehung der wichtigsten Treibhausgase berücksichtigt (DAMERIS et al. 2005). Aerosol konnte aber als eine der wichtigsten Ursachen für beobachtete Trends der Globalstrahlung identifiziert werden (LIEPERT et al. 1994, STANHILL und IANETZ 1997). Hierfür spricht auch die Tatsache, dass die Abnahmen der Globalstrahlung in Indien und China, die fast ausschließlich auf einen ansteigenden Aerosolgehalt der Atmosphäre zurückgeführt werden (WILD et al. 2005), durch den transienten Lauf des Klimamodells nicht wiedergegeben werden. Variationen der Globalstrahlung aus dem transienten Lauf treten nur auf, wenn durch den simulierten Treibhauseffekt der Bedeckungsgrad oder die optische Dicke der Wolken sich so stark verändern, dass dies auch Auswirkungen auf die Globalstrahlung hat (PONATER 2006). So entstehen die starken negativen Trends der Globalstrahlung im Nordatlantik möglicherweise durch das Abschmelzen des polaren Eisschildes. Die verringerte Oberflächenalbedo des Wassers im Vergleich zur Eisfläche und die Erhöhung der Temperatur führen zu verstärkter Wolkenbildung und damit zu einer Abnahme der Globalstrahlung.

### Zusammenfassung der Vergleichsergebnisse

Die Globalstrahlung aus der ECMWF Re-Analyse ERA40 gibt die Mittelwerte der Globalstrahlung zumindest über den Kontinenten gut wieder. Nur in den Tropen liegen die ERA40 Ergebnisse deutlich unter den ISIS-Ergebnissen. Über den Ozeanen wird die Globalstrahlung im Mittel zwar unterschätzt, regional jedoch im Vergleich mit anderen Globalstrahlungsdatensätzen stark überschätzt. Der globale Mittelwert liegt daher außerhalb des Bereichs von  $171 \text{ W/m}^2$  (SCHÖNWIESE 2003) bis  $198 \text{ W/m}^2$  (HOUGHTON et al. 2001), in dem Schätzungen in der Literatur variieren. Die Verteilung von starken positiven und negativen Trends ist regional stark begrenzt und wird in Stichproben nicht durch Messungen bestätigt.

Die Abweichungen zwischen den Ergebnissen des transienten Laufs des ECHAM4-Klimamodells und dem ISIS-Datensatz sind weniger ausgeprägt als bei der Re-Analyse ERA40. Die größten Abweichungen treten wiederum über den Ozeanen auf. Über den Kontinenten wird die Globalstrahlung im Vergleich mit Messungen gut wiedergegeben. Der globale Mittelwert liegt innerhalb der in der Literatur abgeschätzten Werte. Die räumliche Verteilung der Trends ist weniger regional begrenzt als in den ERA40-Ergebnissen, die Richtung einzelner signifikanter Trends wird aber nicht durch Bodenmessungen bestätigt.

Die Ergebnisse der Re-Analyse sind nicht dazu geeignet, globale Trends der Solarstrahlung zu untersuchen. Die Gründe hierfür sind zum einen in der zeitlich variierenden Datenbasis zu sehen, die zur Erstellung der Re-Analyse verwendet wurde, zum anderen in Defiziten des Re-Analyse-Modells (ALLAN et al. 2004). Auch im transienten Lauf des Klimamodells

ECHAM4.L39(DLR)/CHEM wird die Entwicklung der Globalstrahlung auf der Erdoberfläche nicht in Übereinstimmung mit Messungen wiedergegeben. Ursache hierfür ist vermutlich die optische Dicke des troposphärischen Aerosols, die im transienten Lauf konstant gehalten ist. Aufgrund fehlender Messungen ist die Verteilung, optische Dicke und vor allem die zeitliche Entwicklung des Aerosols in der Vergangenheit in Klimamodellen neben der Verteilung und den Strahlungseigenschaften von Wolken einer der größten Unsicherheitsfaktoren (HOUGHTON et al. 2001). Außerdem sind auch im ECHAM4-Modell die optischen Eigenschaften von Wolken noch nicht so zuverlässig integriert, dass die Abweichungen zu den ISIS-Ergebnissen im Vergleich zur ERA40 Re-Analyse ausreichend verbessert wurden. Die Ergebnisse des transienten Laufs können daher zwar über den Kontinenten dazu verwendet werden, den Mittelwert der Globalstrahlung abzuschätzen, Veränderungen der Globalstrahlung werden aber nicht realistisch wiedergegeben.

# Zusammenfassung und Ausblick

Die wachsende Nachfrage nach erneuerbaren Energien hat zu einer rasanten Entwicklung neuer Technologien geführt. Energieeinspeisevergütungen fördern nicht nur die Installation kleiner, privater Anlagen, sondern begünstigen auch den Bau neuer Solarkraftwerke. Mit dem im Rahmen dieser Arbeit erstellten ISIS-Datensatz (*Irradiance at the Surface derived from ISCCP cloud data*) existiert zum ersten Mal eine Quelle, die sowohl Globalstrahlung als auch Direktnormalstrahlung auf globalem Maßstab bereitstellt. Damit wird die Abschätzung des Ertrags bei der Suche nach Standorten für neue Solarkraftwerke zum einen für die auf Globalstrahlung basierenden photovoltaischen Kraftwerke möglich, zum anderen steht mit dem ISIS-Datensatz zum ersten Mal auch eine zuverlässige Informationsquelle für die Direktnormalstrahlung bereit, die bei der Planung von solarthermischen Kraftwerken unverzichtbar ist. Beide Strahlungskomponenten können aus ein und demselben Datensatz entnommen und direkt verglichen werden. Dadurch wird nicht nur die Abschätzung des Ertrages einer Technologie möglich, sondern unterschiedliche Kraftwerkstypen können anhand der Bestrahlungsstärke aus dem ISIS-Datensatz simuliert und für jeden Standort die optimale Kraftwerkslösung bestimmt werden.

Zur Erstellung des ISIS-Datensatzes wurde ein Verfahren entwickelt, das basierend auf den Wolkendaten des *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) anhand von detaillierten, eindimensionalen Strahlungstransferrechnungen Global- und Direktnormalstrahlung auf der Erdoberfläche berechnet. Die Implementierung des verwendeten Zwei-Strom-Algorithmus zur näherungsweise Lösung der Strahlungstransfergleichung wurde ebenso wie die der  $k$ -Verteilung für das entwickelte Verfahren optimiert. Bei der Auswahl der Parametrisierungen der Wolkeneigenschaften und den Annahmen der Wolkengeometrie wurde konsistent mit den Vorgaben aus der ISCCP-Wolkenerkennung gearbeitet. Die optische Dicke des troposphärischen und stratosphärischen Aerosols aus der NASA-GISS-Klimatologie und dem Sato-Index (SATO et al. 1993) wurde erst während der Strahlungstransferrechnungen zur gesamten optischen Dicke des Aerosols summiert. Die entwickelte Methode ermöglicht es daher, Global- und Direktnormalstrahlung mit oder ohne die Berücksichtigung des stratosphärischen Aerosols zu berechnen. Durch die konsequente Parallelisierung der Strahlungstransferrechnungen konnte die Global- und Direktnormalstrahlung für die gesamten 21 Jahre des ISIS-Datensatzes sowohl mit als auch ohne die Auswirkungen der Ausbrüche des El Chichon im April 1982 und des Pinatubo im Juni 1991 abgeleitet werden. Dies ermöglichte es, aus den Vergleichen der Ergebnisse beider Modellläufe die Auswirkungen von hochreichenden Vulkanausbrüchen auf die Bestrahlungsstärke auf der Erdoberfläche zu ermitteln. Risikoanalysen vor dem Bau eines Solarkraftwerkes können somit anhand von realistisch berechneten Daten erstellt werden. Ebenso ist die Abschätzung der Erträge von Solarkraftwerken ohne den störenden Einfluss von Vulkanausbrüchen möglich.

Die Ergebnisse des ISIS-Datensatzes stehen in Form von dreistündigen Strahlungsflussdichten der Global- und Direktnormalstrahlung in einer räumlichen Auflösung von 280 km x 280 km für 21 Jahre von 1984 bis 2004 bereit. Im Vergleich mit Messungen von 89 Bodenstationen liegen die Monatsmittelwerte der Globalstrahlung im Mittel um +3% über den gemessenen Werten. Die Direktnormalstrahlung des ISIS-Datensatzes ist dagegen im Mittel um -3% kleiner als die gemessene Strahlungsflussdichte. Beide Strahlungskomponenten erfassen den Mittelwert einer Gitterbox daher gut. Der ISIS-Datensatz kann somit verwendet werden, um die für Solarenergie interessanten Gebiete großflächig einzugrenzen. Durch die globale Abdeckung liegen damit erstmalig auch Mittelwerte für entlegene Regionen vor, die bisher in Bodenmessungen nicht erfasst wurden.

Die jahresgangbereinigten Korrelationskoeffizienten für Monatsmittelwerte betragen 0.64 für die Globalstrahlung und 0.63 für die Direktnormalstrahlung. Wichtigster Faktor zur Berechnung der Direktnormalstrahlung ist eine zuverlässige Bestimmung des Bedeckungsgrades. Da diese durch helle Bodenoberflächen stark beeinträchtigt wird, hängt auch der Korrelationskoeffizient der Direktnormalstrahlung von der Bodenalbedo innerhalb der betrachteten Gitterbox ab. Besonders niedrige Werte ergeben sich in den für die Solarenergie uninteressanten Polargebieten. In niedrigeren Breiten wird die Variabilität der Solarstrahlung dagegen zufriedenstellend erfasst.

Die Globalstrahlung einer ISIS-Gitterbox variiert von Jahr zu Jahr im Mittel um 3%. In der Direktnormalstrahlung weichen die Strahlungsflussdichten aufeinander folgender Jahre dagegen im Mittel um 7% voneinander ab. Um aus einer Messung einen Mittelwert zu erhalten, der maximal um  $\pm 5\%$  vom langjährigen Mittelwert abweicht, muss in der Globalstrahlung über mindestens drei Jahre gemessen werden. Aufgrund der stärkeren Variabilität der Direktnormalstrahlung erhöht sich die Mindestlänge der Messung auf 12 Jahre. Diese Zeitspanne liegt weit über der Dauer, die vorbereitende Messungen an geplanten Standorten von Solarkraftwerken aufweisen. Zur belastbaren Abschätzung des Mittelwertes der Direktnormalstrahlung ist daher eine Informationsquelle über 21 Jahre wie der ISIS-Datensatz unverzichtbar.

Der Vergleich der Ergebnisse aus den beiden Modellläufen zur Erstellung des ISIS-Datensatzes mit und ohne die Einbeziehung des stratosphärischen Aerosols zeigt mittlere Rückgänge der Monatsmittelwerte der Direktnormalstrahlung von 35%. Die Jahresmittelwerte aus den ISIS-Ergebnissen mit vulkanischem Aerosol liegen im Mittel um 19% unter den Ergebnissen ohne vulkanischem Aerosol. Ein Rückgang der Direktnormalstrahlung um diesen Betrag bedeutet für solarthermische Kraftwerke eine starke Abnahme der Erträge und eine Verringerung der Effizienz über mehrere Jahre. Auf die Globalstrahlung ergeben sich dagegen nur sehr geringe Auswirkungen von Vulkanausbrüchen. Die Abnahme der direkten Komponente wird durch eine Erhöhung der diffusen Komponente fast vollständig kompensiert. Monatsmittel der Globalstrahlung wurden durch stratosphärisches Aerosol im Mittel um 5% vermindert, Jahresmittel um 3%. Diese Werte liegen im Bereich der durchschnittlichen Variabilität der Globalstrahlung. Photovoltaische Anlagen sind daher von den Auswirkungen eines Vulkanausbruchs so gut wie nicht betroffen.

Die Direktnormalstrahlung des ISIS-Datensatzes zeigt innerhalb des untersuchten Zeitraums für die Mehrheit der Gitterboxen signifikante, ansteigende Trends. Im globalen Mittel nimmt die Strahlungsflussdichte um 0.63% pro Jahr zu. In der Globalstrahlung werden dagegen nur für wenige Gitterboxen signifikante Veränderungen erkannt. Im globalen Mittel bleibt die Globalstrahlung daher konstant. Stratosphärisches Aerosol konnte als eine Ursache der Veränderungen der Direktnormalstrahlung identifiziert werden. Da die Strahlungsflussdichte

der Direktnormalstrahlung aber auch in den ISIS-Ergebnissen ohne die Berücksichtigung des stratosphärischen Aerosols im globalen Mittel um 0.36% pro Jahr ansteigt, ist dieses nicht die einzige Ursache. Die verbleibenden Trends in den Zeitreihen der Direktnormalstrahlung konnten auf Veränderungen im Bedeckungsgrad und der optischen Dicke der Wolken zurückgeführt werden.

Zur Abschätzung von Trends der Globalstrahlung über den in ISIS betrachteten Zeitraum hinaus wurden die Zeitreihen der ECMWF Re-Analyse ERA40 und eines transienten Laufs des Klimamodells ECHAM4 untersucht. Für beide Datensätze ergaben stichprobenartige Vergleiche mit gemessener Globalstrahlung jedoch keine Übereinstimmung mit beobachteten Trends. Die Berechnung von Klimaszenarien hängt aber entscheidend davon ab, wie gut die Solarstrahlung erfasst werden kann. Die getrennten Vergleiche von Direkt- und Diffusstrahlung aus Klimamodellen mit physikalisch abgeleiteten Daten wie den ISIS-Ergebnissen können wichtige Hinweise auf Fehlerquellen bei der Berechnung der Strahlung liefern. Zukünftige Modellversionen sind daher eventuell besser geeignet, um die Entwicklung der Solarstrahlung über lange Zeiträume zu rekonstruieren.

Die Erstellung neuer Datensätze und Modelle für die optische Dicke des troposphärischen Aerosols wird es ermöglichen, die Variabilität der Solarstrahlung auch in dieser Hinsicht genauer zu studieren. Insbesondere wird die Untersuchung von Trends der Global- und Direktnormalstrahlung aufgrund von Änderungen der optischen Dicke des Aerosols ermöglicht werden. Erste Untersuchungen in dieser Arbeit haben außerdem Hinweise darauf geliefert, dass auch die kleinskalige Variabilität der Solarstrahlung durch die Verwendung von genaueren Aerosoldaten besser erfasst wird.

Durch die Erhöhung der Auflösung von satellitengestützten Strahlungsdatensätzen sollen Messungen von Bodenstationen auf lange Sicht überflüssig werden. Neuere Satelliten wie beispielsweise die zweite Generation der Meteosat-Satelliten liefern bereits Daten in einer räumlichen Auflösung von 1 km x 1 km, die damit nahe an den Flächenbedarf eines Solarkraftwerkes heranreichen. Für eine detaillierte Modellierung der Strahlung an Standorten von Solaranlagen sollen in Zukunft dreidimensionale Strahlungstransferrechnungen zum Einsatz kommen. Diese ermöglichen die Einbeziehung von dreidimensionalen Strahlungseffekten von Wolken und umgebender Topographie oder Gebäuden, so dass auch Tagesgänge der Solarstrahlung realitätsnah modelliert werden können. Das langfristige Ziel ist nicht nur eine rückwirkende Untersuchung der Global- und Direktnormalstrahlung, sondern auch die Vorhersage der Bestrahlungsstärke für Zeiträume von einigen Stunden. Dadurch kann der Ertrag eines Solarkraftwerkes vorausberechnet und der Einsatz von zusätzlichen Verbrennungskraftwerken bei geringer Bestrahlungsstärke optimiert werden.





# Anhang

## A1 Die Zwei-Strom-Methode

Die Zwei-Strom-Methode geht von der Annahme aus, dass sich Strahlung in der Atmosphäre nur in zwei Richtungen ausbreiten kann: aufwärts oder abwärts. Auch die Streuung von Strahlung kann nur in diese beiden Richtungen stattfinden. Bei Durchgang von Strahlung durch eine Atmosphärenschicht der Dicke  $\Delta z$  gilt aufgrund der Energieerhaltung für die abwärts gerichtete Strahldichte  $L^+$

$$L^+(z + \Delta z) = L^+(z) - k_a \Delta z L^+(z) - k_s \Delta z p^{+-} L^+(z) + k_s \Delta z p^{-+} L^-(z + \Delta z) \quad (6.1)$$

Die z-Richtung ist abwärts positiv definiert.  $k_a$  ist der Absorptions-,  $k_s$  der Streukoeffizient.  $p^{+-}$  ist die Wahrscheinlichkeit, dass abwärts gerichtete Strahlung, die gestreut wird, in die Aufwärtsrichtung gestreut wird,  $p^{-+}$  entsprechend umgekehrt. Ist  $k_s \Delta z \ll 1$ , so kann Mehrfachstreuung vernachlässigt werden. Mit  $\Delta z \rightarrow 0$  ergibt sich somit für die abwärts gerichtete Strahldichte

$$\frac{dL^+}{dz} = -k_a L^+ - k_s p^{+-} L^+ + k_s p^{-+} L^- \quad (6.2)$$

und für die aufwärts gerichtete Strahldichte analog

$$\frac{dL^-}{dz} = k_a L^- + k_s p^{-+} L^- - k_s p^{+-} L^+ \quad (6.3)$$

Der Vorzeichenwechsel wird durch die Ausbreitung in negativer z-Richtung hervorgerufen. Da Streuung nur in Vorwärts- oder Rückwärtsrichtung stattfinden kann, gilt

$$p^{+-} + p^{++} = p^{-+} + p^{--} = 1 \quad (6.4)$$

Der Asymmetrieparameter  $g$  ist der mittlere Kosinus des Streuwinkels. In der Zwei-Strom-Näherung kann dieser lediglich die Werte  $\pm 1$  annehmen und damit gilt

$$g = p^{++}(1) + p^{+-}(-1) \quad (6.5)$$

Die Streuung im Medium sei isotrop, so dass gilt  $p^{+-} = p^{-+}$  und  $p^{++} = p^{--}$ . Hiermit ergibt sich

$$p^{+-} = p^{-+} = \frac{1-g}{2} \quad \text{und} \quad p^{++} = p^{--} = \frac{1+g}{2} \quad (6.6)$$

Mit der optischen Dicke

$$\tau_z = \int_0^z (k_s + k_a) dz \quad (6.7)$$

und der Einfachstreueralbedo

$$\omega = \frac{k_s}{k_s + k_a} \quad (6.8)$$

ergeben sich damit aus den Gleichungen 6.2 und 6.3 die Zwei-Strom-Gleichungen

$$\frac{d}{d\tau_z}(L^+ - L^-) = -(1 - \omega)(L^+ + L^-) \quad (6.9)$$

und

$$\frac{d}{d\tau_z}(L^+ + L^-) = -(1 - \omega g)(L^+ - L^-) \quad (6.10)$$

Diese können mit numerischen Methoden gelöst werden und bilden den Ausgangspunkt für die Zwei-Strom-Algorithmen zur Lösung der Strahlungstransfergleichung.

## A2 Die Chapman-Funktion

In einer plan-parallelen Atmosphäre wird bei hohen Zenitwinkeln die Weglänge der Strahlung durch die Atmosphäre überschätzt. Die optische Dicke der Atmosphäre wird daher zu hoch angenommen und für die abgeleitete Strahlung ergeben sich entsprechend zu niedrige Werte. In der Zwei-Strom-Methode nach (KYLING et al. 1995) wird daher zur Berechnung der Direktstrahlung die Chapman-Funktion verwendet.

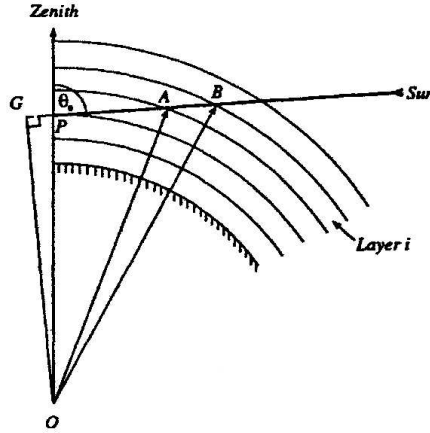


Abbildung 6.1: Geometrie zur Berechnung der Chapman-Funktion in sphärisch geschichteten Atmosphären (Zenitwinkel  $\theta \leq 90^\circ$ ) (aus KYLLING et al. 1995).

Die Chapman-Funktion für Zenitwinkel  $\theta \leq 90^\circ$  ist gegeben durch (REES 1989)

$$ch(z_0, \theta) = \sum_j \sigma_j \int_{z_0}^{\infty} n_j(z) \frac{dz}{\sqrt{1 - \left(\frac{R+z_0}{R+z}\right)^2 \sin^2 \theta}} \quad (6.11)$$

$n_j(z)$  ist die Anzahldicke der Spezies  $j$ ,  $\sigma_j$  der entsprechende Extinktionsquerschnitt. Der Radius des Planeten sei  $R$ ,  $z$  ist die Beobachtungshöhe und  $z_0$  die Höhe, für die die optische Dicke berechnet werden soll. In der Näherung von (DAHLBACK und STAMNES 1991) ist die plan-parallele optische Dicke  $\Delta\tau_i$  jeder Schicht mit dem geometrischen Faktor  $\Delta s_i / \Delta h_i$  zu korrigieren. Dabei ist die Dicke jeder Schicht

$$\Delta h_i = r_i - r_{i+1} \quad (6.12)$$

wobei  $r_{i+1} = OA$  und  $r_i = OB$  (Abbildung 6.1). Des weiteren gilt

$$\Delta s_i = AB = GB - GA = \sqrt{r_i^2 - r_p^2 \sin^2 \theta} - \sqrt{r_{i+1}^2 - r_p^2 \sin^2 \theta} \quad (6.13)$$

da  $OG = r_p \sin \theta$  und  $r_p = OP$ . Für  $\theta \leq 90^\circ$  ergibt sich somit:

$$ch(z_0, \theta) = \sum_{i=1}^p \Delta\tau_i \frac{\Delta s_i}{\Delta h_i} \quad (6.14)$$

Bei der Berechnung der Direktstrahlung im Zwei-Strom-Algorithmus wird nicht wie in der plan-parallelen Näherung der Faktor  $e^{\tau/\cos\theta}$  sondern  $e^{ch(z_0, \theta)}$  verwendet und somit die Krümmung der Erdatmosphäre berücksichtigt.

### A3 Die Methode der k-Verteilung

Zur Berechnung der atmosphärischen Absorption anhand der k-Verteilung nach (KATO et al. 1999) wird die Atmosphäre in horizontale, homogene Schichten zerlegt. Das solare Spektrum wird in 32 nichtüberlappende Wellenlängenintervalle unterteilt, so dass die solare Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre in jedem Intervall annähernd konstant ist (Tabelle 6.1).

Tabelle 6.1: Einteilung der Spektralbänder zur Berechnung der Absorptionsquerschnitte nach (KATO et al. 1999).

Band Nr.	Wellenlänge [nm]	Band Nr.	Wellenlänge [nm]
1	240 - 272	17	704 - 743
2	272 - 283	18	743 - 791
3	283 - 307	19	791 - 844
4	307 - 328	20	844 - 889
5	328 - 363	21	889 - 975
6	363 - 408	22	975 - 1046
7	408 - 452	23	1046 - 1194
8	452 - 518	24	1194 - 1516
9	518 - 540	25	1516 - 1613
10	540 - 550	26	1613 - 1965
11	550 - 567	27	1965 - 2153
12	567 - 605	28	2153 - 2275
13	605 - 625	29	2275 - 3001
14	625 - 667	30	3001 - 3635
15	667 - 684	31	3635 - 3991
16	684 - 704	32	3991 - 4606

Die direkte solare Strahldichte, die innerhalb des Wellenlängenbereichs  $\Delta\lambda$  durch eine homogene Schicht transmittiert wird, ist gegeben durch

$$\bar{L}(u)\Delta\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_{\lambda 0}(\lambda) e^{-k(\lambda)u} d\lambda \quad (6.15)$$

$L_{\lambda 0}$  ist die Direktnormalstrahlung pro Einheitswellenlänge am Oberrand der Atmosphäre,  $k$  der Absorptionsquerschnitt der absorbierenden Spezies und  $u$  die Menge an Absorber integriert über den Weg durch die Schicht. Zur Berechnung der Strahldichte über das gesamte solare Spektrum wären etwa  $10^5$  monochromatische Rechnungen nötig. Für jedes Wellenlängenintervall  $\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$  wird daher die Durchschnittstransmissivität  $T(u)$  definiert, so dass gilt

$$\bar{L}(u)\Delta\lambda = \bar{L}_0 T(u)\Delta\lambda = \bar{L}_0 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} e^{-k(\lambda)u} d\lambda \quad (6.16)$$

wobei für die mittlere Strahlungsdichte am Oberrand der Atmosphäre  $\bar{L}_0$  gilt

$$\bar{L}_0 = \frac{1}{\Delta\lambda} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_{\lambda 0}(\lambda) d\lambda \quad (6.17)$$

Die Absorptionsquerschnitte können nun so sortiert werden, dass sich eine glatte Kurve für die Integration ergibt, unabhängig von der Wellenlänge, für die sie gelten. Das Ergebnis der Integration wird durch diesen Schritt nicht beeinflusst. Die Verteilungsfunktion  $f(k)$  gebe die Wahrscheinlichkeit an, dass ein bestimmter Wert von  $k$  auftritt.  $f(k)$  ist auf 1 normiert. Die mittlere Transmissivität  $T(u)$  lässt sich dann schreiben als

$$T(u) = \int_0^{\infty} f(k) e^{-ku} dk \quad (6.18)$$

Der Absorptionsquerschnitt  $k$  ist in Gleichung 6.18 nicht von der Wellenlänge  $\lambda$  abhängig, d.h. die Information über die Wellenlänge im Intervall zwischen  $\lambda_1$  und  $\lambda_2$  geht verloren. Zur Berechnung von Gleichung 6.18 sind typischerweise noch einige hundert monochromatische Rechnungen notwendig. Sei nun  $g(k)$  die kumulative Verteilungsfunktion mit

$$g(k) = \int_0^k f(k') dk' \quad (6.19)$$

$g(k)$  ist per definitionem monoton steigend zwischen 0 und 1. Die inverse Funktion  $k(g)$  ist damit ebenfalls monoton. Mit ihr lässt sich die mittlere Transmissivität schreiben als

$$T(u) = \int_0^1 e^{-k(g)u} dg \quad (6.20)$$

Die Grenzen der Integration sind nun für alle Wellenlängenintervalle dieselben und hängen nicht mehr von den atmosphärischen Bedingungen ab. Gleichung 6.20 wird mit Hilfe der Gauss'schen Quadraturmethode angenähert:

$$T(u) = \sum_{j=1}^n a_j e^{-k(g_j)u} \quad (6.21)$$

wobei  $k(g_j)$  der Absorptionsquerschnitt am Quadraturpunkt  $g_j$ ,  $n$  die Anzahl der Gauss'schen Quadraturpunkte und  $a_j$  das Gauss'schen Gewicht mit  $\sum_j a_j = 1$  ist. Für die Berechnung der Summe in Gleichung 6.21 wird bereits mit weniger als 100 Gliedern eine sehr hohe Genauigkeit erreicht (KATO et al. 1999).

Um die  $k$ -Verteilung auch entlang eines nicht-homogenen Pfades anwenden zu können, wird die Annahme getroffen, dass der Absorptionsquerschnitt bei einer Wellenlänge  $\lambda$  immer in demselben  $\Delta g$ -Intervall bleibt, unabhängig von den Änderungen in Druck, Temperatur und Wasserdampfkonzentration. Damit kann die Transmission von zwei homogenen Schichten geschrieben werden als

$$T = \sum_{j=1}^n a_j e^{-\{k_1(g_j)u_1 + k_2(g_j)u_2\}} \quad (6.22)$$

Die Indizes 1 und 2 bezeichnen die Größen in den jeweiligen homogenen Schichten.

Die kumulativen Verteilungsfunktionen für gegebene Bereiche von Druck, Temperatur und Wasserdampfkonzentration (Tabelle 6.2) wurden von (KATO et al. 1999) in der libRadtran-Bibliothek zur Verfügung gestellt. Zwischen den in Tabelle 6.2 aufgeführten Werten wurde während der Strahlungstransferrechnungen linear interpoliert.

*Tabelle 6.2:* Bereiche für Druck, Temperatur und Wasserdampfkonzentration, für die kumulative Verteilungsfunktionen von (KATO et al. 1999) bereitgestellt wurden.

<b>Druck [hPa]</b>	<b>Temperatur [K]</b>	<b>Konzentration [<math>cm^{-3}</math>]</b>
1050.0	320	$1.5 \cdot 10^{18}$
834.0	300	$4.7 \cdot 10^{17}$
662.0	280	$1.5 \cdot 10^{17}$
526.0	260	$4.7 \cdot 10^{16}$
418.0	240	$1.5 \cdot 10^{16}$
332.0	220	$4.7 \cdot 10^{15}$
264.0	200	$1.5 \cdot 10^{15}$
168.0	180	$4.7 \cdot 10^{14}$
106.0	160	$1.5 \cdot 10^{14}$
66.9	140	$4.7 \cdot 10^{13}$
42.2	120	$1.5 \cdot 10^{13}$
26.6		
16.8		
10.6		
1.0		
0.1		
0.01		

## A4 Satelliten in ISCCP

### Aufstellung der Satelliten in ISCCP

Table 6.3: Satelliten, die zur Erstellung des ISCCP-Datensatzes verwendet wurden.

Bezeichnung des Satelliten	Zeitraum des Beitrags zu ISCCP	Position
GMS-1	02/1984 - 05/1984	140° Ost
GMS-2	07/1983 - 01/1984 und 07/1984 - 09/1984	140° Ost
GMS-3	10/1984 - 11/1989	140° Ost
GMS-4	12/1989 - 05/1995	140° Ost
GMS-5	06/1995 - 04/2003	140° Ost
GOES-5	07/1983 - 07/1984	248° – 310° Ost
GOES-6	07/1983 - 01/1989	225° – 262° Ost
GOES-7	04/1987 - 12/1995	225° – 262° Ost, ab 05/1992 248° – 310° Ost
GOES-8	05/1995 - 03/2003	248° – 310° Ost
GOES-9	01/1996 - 07/1998 und 01/1999 - 12/2004	195° Ost, ab 05/2003 155° Ost
GOES-10	08/1998 - 12/2004	255° Ost
GOES-12	04/2003 - 12/2004	257° Ost
INSAT	04/1988 - 03/1989	74.5° Ost
METEOSAT-2	07/1983 - 07/1988	0° Ost
METEOSAT-3	08/1988 - 06/1989, 02/1990 - 04/1990, 07/1992 - 02/1993, 04/1993 - 04/1995	0° Ost, 05/1992 - 04/1995 248° – 310° Ost
METEOSAT-4	07/1989 - 01/1990, 05/1990 - 01/1994	0° Ost
METEOSAT-5	09/1992, 02/1993 - 08/1993, 02/1994 - 02/1997, 07/1998 - 12/2004	0° Ost, ab 07/1998 63° Ost
METEOSAT-6	03/1997 - 05/1998	9° Ost
METEOSAT-7	06/1998 - 12/2004	0° Ost
NOAA-7	07/1983 - 01/1985	polar umlaufend
NOAA-8	10/1983 - 05/1984	polar umlaufend
NOAA-9	02/1985 - 10/1988	polar umlaufend
NOAA-10	12/1986 - 08/1991	polar umlaufend
NOAA-11	11/1988 - 08/1994	polar umlaufend
NOAA-12	09/1991 - 12/1998	polar umlaufend
NOAA-14	02/1995 - 12/1995, 04/1996-01/1997, 03/1997 - 04/1997, 06/1997 - 09/2001	polar umlaufend
NOAA-15	01/1999 - 07/2000	polar umlaufend
NOAA-16	10/2001 - 12/2004	polar umlaufend
NOAA-17	07/2002 - 12/2004	polar umlaufend

## Kalibrierung der Satelliten in ISCCP

Um möglichst einheitliche Wolkenprodukte aus den Daten verschiedener Satelliten ableiten zu können, ist die Kalibrierung der Instrumente von größter Bedeutung. Im ISCCP erfolgt diese in drei Schritten (ROSSOW et al. 1992):

1. Nominelle Kalibrierung: Die Instrumente jedes Satelliten werden unabhängig von den anderen Satelliten kalibriert. Dabei handelt es sich meist um eine absolute Kalibrierung des sichtbaren Kanals vor dem Start und eine Kalibrierung des Infrarotkanals an Bord des Satelliten durch die Messung von Schwarzkörperstrahlern bekannter Temperatur.
2. Normalisierung: Alle beitragenden geostationären und polar umlaufenden Satelliten werden auf das *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) des polar umlaufenden Satelliten NOAA-9 normalisiert (DESORMEAUX et al. 1993). Fehler beispielsweise durch Unterschiede in der spektralen Empfindlichkeit der einzelnen Satelliteninstrumente werden durch diesen Schritt minimiert. Gleichzeitig können Inhomogenitäten in den Daten durch den räumlichen oder zeitlichen Wechsel von einem Satelliten zum anderen erkannt und korrigiert werden. NOAA-9 wurde gewählt, da für diesen die meisten Vergleichsdaten aus unabhängigen Messungen vorliegen (ROSSOW et al. 1996a).
3. Absolute Kalibrierung: Die Daten des AVHRR von NOAA-9 wurden mit anderen verfügbaren Messungen (z.B. Flugzeugdaten) kalibriert und so die Absolutwerte der gemessenen Daten festgelegt.

Die resultierenden relativen Unsicherheiten in den Strahlungskalibrierungen werden auf unter 5% im sichtbaren und unter 2% im infraroten Spektralbereich geschätzt, die absoluten Unsicherheiten auf unter 10% bzw. unter 3% (BREST et al. 1996).



## A5 Korrelation und Signifikanz

Die Untersuchung von Zusammenhängen zwischen zwei Größen wird mit Hilfe einer Korrelationsanalyse durchgeführt. Das Maß für die Güte der Abhängigkeit zweier oder mehrere Größen wird Korrelationskoeffizient  $r$  genannt. Für den sogenannten Korrelationskoeffizienten nach Pearson zweier Stichproben gilt (SCHÖNWIESE 2003)

$$r = \frac{s_{ab}}{s_a \cdot s_b} \quad (6.23)$$

$s_a$  und  $s_b$  sind die Standardabweichungen mit

$$s_a = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (a_i - \bar{a})^2} \quad \text{und} \quad s_b = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (b_i - \bar{b})^2} \quad (6.24)$$

und  $s_{ab}$  die Kovarianz mit

$$s_{ab} = \frac{1}{n-1} \sum ((a_i - \bar{a})(b_i - \bar{b})) \quad (6.25)$$

Die Werte für  $r$  liegen zwischen 0 (keine Korrelation) und  $\pm 1$  (starke Korrelation oder Antikorrelation).

Die zugehörige Regressionsgleichung ist im linearen Fall die einer Geraden. Je stärker die Korrelation, desto näher liegen die Daten an dieser Geraden. Dieser Zusammenhang wird in Streudiagrammen anschaulich dargestellt. Sei  $a$  die abhängige und  $b$  die unabhängige Variable, so lautet die Gleichung der linearen Regression

$$\hat{a} = A + Bb \quad B = \frac{s_{ab}}{s_b^2} \quad A = \bar{a} - B\bar{b} \quad (6.26)$$

Die Regressionswerte  $\hat{a}_i$  unterscheiden sich dabei i.A. von den Stichprobenwerten  $a_i$ .

Die Existenz einer Korrelation, d.h. die Hypothese, ob der in einer Stichprobe gefundene Korrelationskoeffizient eine Zufallsabweichung von der Korrelation 0 darstellt, wird anhand einer Student'schen t-Verteilung mit  $n - 2$  Freiheitsgraden getestet (SACHS 1969).  $n$  ist die Größe der Stichprobe. Für den Wert der t-Verteilung  $\hat{t}$  gilt:

$$\hat{t} = \frac{r\sqrt{n-2}}{1-r^2} \quad (6.27)$$

Anhand des Tests lassen sich diejenigen  $r$ -Werte ermitteln, für die die Nullhypothese ( $r=0$ , keine Korrelation) innerhalb eines festgelegten Vertrauensbereichs oder Signifikanzniveaus gerade noch gilt. Überschreitet  $\hat{t}$  den entsprechenden Wert der t-Verteilung, so kann mit dem festgelegten Signifikanzniveau davon ausgegangen werden, daß die Nullhypothese abgelehnt werden muss und damit zwischen den betrachteten Größen eine Abhängigkeit besteht. Die Grenzwerte der t-Verteilung für verschiedene Anzahlen von Freiheitsgraden und Signifikanzniveaus liegen in tabellierter Form vor (z.B. SCHÖNWIESE 2000).

## A6 Bodenstationen zur Validierung des ISIS-Datensatzes

Tabelle 6.4: In der Validierung verwendete BSRN-Bodenstationen und zugehörige ISIS-Gitterboxen

Station	Koordinaten	Höhe [m]	ISIS Box	mittlere Höhe [m]	Land [%]
Alice Springs (AUS)	23.8°S 133.9°O	547	1954	396	100
Barrow (USA)	71.3°N 156.6°W	8	6424	0	23
Bermuda (USA)	32.3°N 64.8°W	8	5048	0	1
Billings (USA)	36.6°N 97.5°W	317	5275	335	100
Bondville (USA)	40.1°N 88.4°W	k.A.	5500	182	92
Boulder SURFRAD (USA)	40.1°N 105.2°W	k.A.	5495	1859	100
Boulder (USA)	40.0°N 105.0°W	1577	5495	1859	100
Carpentras (FRA)	44.0°N 5.0°O	100	5528	518	69
Chesapeake (USA)	36.9°N 75.7°W	k.A.	5282	0	53
De Aar (ZAF)	30.7°S 24.0°O	k.A.	1535	1341	100
Denigomodu (NRU)	0.5°S 166.9°O	k.A.	3221	0	0
Desert Rock (USA)	36.6°N 116.0°W	k.A.	5269	1127	100
Florianopolis (BRA)	27.5°S 48.5°W	11	1759	0	1
Fort Peck (USA)	48.3°N 105.1°W	k.A.	5798	670	100
Goodwin Creek (USA)	34.2°N 89.9°W	k.A.	5161	91	100
Kwajalein (USA)	8.7°N 167.7°O	10	3796	0	3
Lauder (NZL)	45.0°S 169.7°O	k.A.	1016	487	68
Lindenberg (GER)	52.2°N 14.1°O	125	5829	213	100
Momote (PNG)	2.0°S 147.4°O	k.A.	3213	0	3
Neumayr (ATA)	70.7°S 8.2°W	42	0197	91	47
Ny Alesund (NOR)	78.9°N 11.9°O	11	6519	30	9
Payerne (CHE)	46.8°N 7.0°O	491	5632	701	100
Penn State University (USA)	40.7°N 77.9°W	k.A.	5503	426	99
Regina (CAN)	50.2°N 104.7°W	578	5889	579	100
Solar Village (SAU)	24.9°N 46.4°O	k.A.	4578	487	100
Southern Great Plains (USA)	36.6°N 97.5°W	k.A.	5275	335	100
Südpol (ATA)	90.0°S 0.0°O	2841	0001	2895	100
Syowa (ATA)	69.0°S 39.6°O	18	0204	0	0
Tamanrasset (ALG)	22.8°N 5.5°O	k.A.	4563	1280	100
Tateno (JPN)	36.0°N 140.1°O	25	5236	60	38
Toravere (EST)	58.3°N 26.5°O	70	6086	30	81

Table 6.5: In der Validierung verwendete Stationen der University of Oregon und zugehörige ISIS-Gitterboxen. Alle Stationen liegen im Westen der USA.

Station	Koordinaten	Höhe [m]	ISIS Box	mittlere Höhe [m]	Land [%]
Ashland	42.2°N 122.7°W	595	5490	1280	100
Bend	44.0°N 121.3°W	1100	5595	761	85
Boise	43.6°N 116.2°W	701	5597	1523	100
Burns	43.5°N 119.0°W	1265	5596	1402	100
Cheney	47.5°N 117.6°W	777	5698	1005	100
Coeur D'Alene	47.7°N 116.8°W	674	5795	1402	100
Dillion	45.2°N 112.6°W	1590	5699	1615	100
Eugene	44.0°N 123.1°W	150	5595	761	85
Gladstone	45.5°N 122.5°W	100	5696	91	44
Green River	41.5°N 109.4°W	1000	5494	2164	100
Hermiston	45.8°N 119.3°W	180	5697	609	100
Hood River	45.7°N 121.5°W	140	5697	609	100
Kimberly	42.5°N 114.3°W	1200	5597	1523	100
Klamath Falls	42.2°N 121.8°W	1220	5490	1280	100
Moab	38.6°N 109.5°W	1000	5384	1950	100
Seattle	47.7°N 122.2°W	20	5793	426	78
Silver Lake	43.1°N 121.1°W	1355	5596	1402	100
Whitehorse Ranch	42.3°N 118.2°W	1325	5491	1554	100

Table 6.6: In der Validierung verwendete Bodenstationen aus *NASA Remote Sensing Validation Data* und zugehörige ISIS-Gitterboxen. Alle Stationen liegen in Saudi Arabien.

Station	Koordinaten	Höhe [m]	ISIS Box	mittlere Höhe [m]	Land [%]
Abha	18.2°N 42.7°O	2039	4307	1432	100
Al-Ahsa	25.3°N 49.5°O	178	4710	182	90
Al-Jouf	29.8°N 40.1°O	669	4836	731	100
Al-Madinah	24.6°N 39.7°O	626	4575	640	92
Al-Qaisumah	28.3°N 46.1°O	358	4838	182	90
Gizan	16.9°N 42.6°O	7	4169	1097	70
Jeddah	21.7°N 39.1°O	4	4441	182	42
Qassim	26.3°N 43.8°O	647	4708	701	100
Sharurah	17.5°N 47.1°O	725	4171	883	98
Solar Village	24.9°N 46.4°O	650	4578	487	100
Tabouk	28.4°N 36.6°O	80	4834	761	91
Wadi Al-Dawaser	20.4°N 44.7°O	701	4443	761	100

Table 6.7: In der Validierung verwendete Bodenstationen des Ben-Gurion National Solar Energy Center und zugehörige ISIS-Gitterboxen. Alle Stationen liegen in Israel.

Station	Koordinaten	Höhe [m]	ISIS Box	mittlere Höhe [m]	Land [%]
Arad	31.2°N 35.2°O	585	4960	670	100
Beersheba	31.2°N 34.8°O	280	4959	121	61
Besor Farm	31.1°N 34.6°O	100	4959	121	61
Eilat	29.5°N 34.9°O	12	4834	761	91
Hatzeva	30.8°N 35.3°O	-150	4960	670	100
Sede Boqer	30.9°N 34.8°O	0	4959	121	61
Sedom	31.0°N 35.4°O	-120	4960	670	100
Yotvata	29.9°N 35.0°O	768	4834	761	91

Table 6.8: Sonstige Bodenstationen und zugehörige ISIS-Gitterboxen.

Station (Quelle)	Koordinaten	Höhe [m]	ISIS Box	mittlere Höhe [m]	Land [%]
Freiburg (ISE)	48.0°N 7.8°O	275	5733	426	100
Kishinev (GAW)	47.0°N 28.8°O	205	5639	30	63
Ushuaia (GAW)	54.9°S 68.3°W	10	0665	0	0
Kramer Junction Power Plant	34.6°N 117.3°W	k.A.	5151	396	53
Ain Beni Mathar (SKAL-ET)	34.2°N 2.1°W	900	5190	1097	100
Guadix (SKAL-ET)	37.2°N 3.1°W	1080	5306	152	35
Penarroja (SKAL-ET)	38.3°N 5.2°W	550	5417	518	100
Puebla de don Fadrique (SKAL-ET)	38.0 2.4°W	1000	5418	609	94
Tabernas (SKAL-ET)	37.1°N 2.4°W	480	5306	152	35
Caico (SWERA)	6.5°S 37.1°W	176	2996	243	97

*Tabelle 6.9:* In der Validierung verwendete DWD-Bodenstationen und zugehörige ISIS-Gitterboxen. Alle Stationen liegen in Deutschland.

<b>Station</b>	<b>Koordinaten</b>	<b>Höhe [m]</b>	<b>ISIS Box</b>	<b>mittlere Höhe [m]</b>	<b>Land [%]</b>
Arkona	54.7°N 13.4°O	42	5919	30	74 0
Bochum	51.5°N 7.2°O	77	5827	91	97
Braunschweig	52.3°N 10.4°O	81	5828	274	100
Fichtelberg	50.4°N 12.9°O	121	5829	213	100
Freiburg	48.0°N 7.8°O	269	5733	426	100
Halle	51.5°N 11.9°O	96	5828	274	100
Hamburg	53.6°N 10.0°O	11	5918	30	85
Harzgerode	51.6°N 11.1°O	404	5828	274	100
Kassel	51.3°N 9.4°O	231	5828	274	100
Mannheim	49.5°N 8.6°O	96	5733	426	100
Neubrandenburg	53.5°N 13.2°O	81	5919	30	74
Norderney	53.7°N 7.2°O	11	5917	0	33
Osnabrück	52.2°N 8.1°O	95	5828	274	100
Potsdam	52.4°N 13.1°O	107	5829	213	100
Stuttgart	48.8°N 9.2°O	315	5733	426	100
Trier	49.8°N 6.7°O	265	5732	274	100
Weihenstephan	48.4°N 11.7°O	470	5734	609	100
Würzburg	49.8°N 10.0°O	268	5733	426	100



# Literaturverzeichnis

- ABAKUMOVA, G.M., E. FEIGELSON, V. RUSSAK und V. STADNIK (1996). *Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness, and surface temperature on the territory of the former Soviet Union*. J. Climate, 9: 1319–1327.
- ALADOS-ARBOLEDAS, L., F. OLMO, H. OHVRIL, H. TERAL, M. ARAK und K. TERAL (1997). *Evolution of solar radiative effects of Mount Pinatubo at ground level*. Tellus, 49: 190–198.
- ALLAN, R.P., M. RINGER, J. PAMMENT und A. SLINGO (2004). *Simulation of the Earth's radiation budget by the European Centre for Medium-Range Weather forecasts 40-year reanalysis (ERA40)*. J. Geophys. Res., 109: doi:10.1029/2004JD004816.
- ALPERT, P., P. KISHCHA, Y. KAUFMAN und R. SCHWARZBARD (2005). *Global dimming or local dimming: Effect of urbanization on sunlight availability*. Geophys. Res. Lett., 32: doi:10.1029/2005GL023320.
- ANDERSON, G.P., S. CLOUGH, F. KNEIZYS, J. CHETWYND und E. SHETTLE (1986). *AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0-120 km)*. AFGL-TR-86-0110, AFGL(OPI), Hanscom AFB, MA 01736.
- BAKAN, S. und E. RASCHKE (2002). *Der natürliche Treibhauseffekt*. Promet, 3/4(28): 85–124.
- BISSOLLI, P. und U. GELHARDT (2002). *Klimatologische Validierung von ISCCP-Daten der Wolkgesamtbedeckung aus Satellitenquellen mit synoptischen Stationsdaten über Deutschland*. DWD-Bericht Nr. 76.
- BOHREN, C.F. und E. CLOTHIAUX (2006). *Fundamentals of Atmospheric Radiation*. WILEY-VCH-Verlag, Weinheim.
- BREST, C.L. und W. ROSSOW (1992). *Radiometric calibration and monitoring of NOAA AVHRR data for ISCCP*. Int. J. Remote Sensing, 13: 235–273.
- BREST, C.L., W. ROSSOW und M. ROITER (1996). *Update of radiance calibration for ISCCP*. J. Atmos. Ocean. Technol., 14: 1091–1109.
- CHE, H.Z., G. SHI, X. ZHANG, R. ARIMOTO, J. ZHAO, L. XU, B. WANG und Z. CHEN (2005). *Analysis of 40 years of solar radiation data from China, 1961-2000*. Geophys. Res. Lett., 32: doi:10.1029/2004GL022322.

- CHIN, M., D. JACOB, G. GARDNER, P. SPIRO, M. FOREMAN-FOWLER und D. SAVOIE (1996). *A global three-dimensional model of tropospheric sulfate*. J. Geophys. Res., 101: 18667–18690.
- CHIN, M., R. ROOD, S.-J. LIN, J. MULLER und A. THOMPSON (2000). *Atmospheric sulfur cycle in the global model GOCART: Model description and global properties*. J. Geophys. Res., 105: 24671–24687.
- CURRY, J.A., W. ROSSOW, D. RANDALL und J. SCHRAMM (1996). *Overview of arctic cloud and radiation characteristics*. J. Climate, 9: 1731–1764.
- DAHLBACK, A. und K. STAMNES (1991). *A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight*. Planet. Space Sci., 39: 671–683.
- DAMERIS, M., V. GREWE, M. PONATER, R. DECKERT, V. EYRING, F. MAGER, S. MATTHES, C. SCHNADT, A. STENKE, B. STEIL, C. BRÜHL und M. GIORGETTA (2005). *Long-term changes and variability in a transient simulation with a chemistry-climate model employing realistic forcing*. Atmos.Chem.Phys., 5: 2121–2145.
- DESORMEAUX, Y., W. ROSSOW, C. BREST und G. CAMPBELL (1993). *Normalization and calibration of geostationary satellite radiances for the International Satellite Cloud Climatology Project*. J. Atmos. Ocean. Technol., 10: 304–325.
- DUTTON, E.G. und J. CHRISTY (1992). *Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruption of El Chichon and Pinatubo*. Geophys. Res. Lett., 19: 2313–2316.
- DUTTON, E.G., R. STONE, D. NELSON und B. MENDONCA (1991). *Recent interannual variations in solar radiation, cloudiness, and surface temperature at the South Pole*. J. Climate, 4: 848–858.
- EBERT, E.E. und J. CURRY (1992). *A parameterization of ice cloud optical properties for climate models*. J. Geophys. Res., 97:3831–3836.
- FAIMAN, D., D. FEUERMANN, P. IBBETSON, B. MEDWED, A. ZEMEL, A. IANETZ, V. LIUBANSKY, I. SETTER und S. SURAGUI (2004). *The Negev radiation survey*. Transactions of the ASME, 126: 906–914.
- FOUQUART, Y. und B. BONNEL (1980). *Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: a new parameterization*. Beitr. Phys. Atmos., 53: 35–62.
- FRÖHLICH, C. und J. LEAN (1998). *The sun's total irradiance: cycles, trends and related climate change*. Geophys. Res. Lett., 25: 4377–4380.
- FU, Q. (1996). *An accurate parameterization of the solar radiative properties of cirrus clouds in climate models*. J. Climate, 9: 1058–2082.
- FU, Q., P. YANG und W. SUN (1998). *An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds in climate models*. J. Climate, 11: 2223–2237.
- GEUDER, N., V. QUASCHNING, C. SCHILLINGS, R. MEYER, S. LOHMANN, R. BÜLL, R. MEERKÖTTER und H. MANNSTEIN (2004). *Abschlussbericht Qualifikation und Hochskalierung der EuroTrough-Technologie (PARASOL/SKAL-ET)*.



- GILGEN, H., M. WILD und A. OHMURA (1998). *Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from Global Energy Balance Archive Data*. J. Climate, 11: 2042–2061.
- GINOUX, P., M. CHIN, I. TEGEN, J. PROSPERO, B. HOLBEN, O. DUBOVIK und S.-J. LIN (2001). *Sources and global distribution of dust aerosols simulated with the GOCART model*. J. Geophys. Res., 106: 20255–20273.
- GRABBE, G.C. und H. GRASSL (1994). *Solar radiation in Germany - Observed trends and an assessment of the causes. Part 2: Detailed trend analysis for Hamburg*. Beitr. Phys. Atmos., 67: 31–37.
- HÄCKEL, H. (2005). *Meteorologie*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- HAHN, C.J., S. WARREN und J. LONDON (1995). *The effect of moonlight on observation of cloud cover at night, and application to cloud climatology*. J. Climate, 8: 1429–1446.
- HANSEN, J.E. und L. TRAVIS (1974). *Light scattering in planetary atmospheres*. Space Sci. Rev., 16: 527–610.
- HOLBEN, B.N., T. ECK, I. SLUTSKER, D. TANRE, J. BUIS, A. SETZER, E. VERMOTE, J. REAGAN, Y. KAUFMAN, T. NAKAJIMA, F. LAVENU, I. JANKOWIAK und A. SMIRNOV (1998). *AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization*. Remote Sens. Environ., 66: 1–16.
- HOUGHTON, J.T., Y. DING, D. GRIGGS, M. NOGUER, P. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL und C. JOHNSON (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis, An Evaluation of the IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)*. Cambridge University Press, New York.
- HU, Y.X. und K. STAMNES (1993). *An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models*. J. Climate, 6: 728–742.
- HURRELL, J.W. (1995). *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation*. Science, 269: 676–679.
- HURRELL, J.W., M. HOERLING, A. PHILLIPS und T. XU (2004). *Twentieth century North Atlantic climate change. Part I: Assessing Determinism*. Clim. Dynamics, 23: 371–389.
- JACOBEIT, J., C. BECK und A. PHILIPP (1998). *Annual to decadal variability in climate in Europe*. Würzburger Geograph. Man., Heft 43.
- JÄGER, H. (2005). *Long-term record of lidar observations of the stratospheric aerosol layer at Garmisch-Partenkirchen*. J. Geophys. Res., 110( doi:10.1029/2004JD005506).
- KATO, S., T. ACKERMANN, J. MATHER und E. CLOTHIAUX (1999). *The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model*. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 62: 109–121.
- KEY, J., P. YANG, B. BAUM und S. NASIRI (2002). *Parameterization of shortwave ice cloud optical properties for various particle habits*. J. Geophys. Res., 107(D13): doi:10.1029/2001JD000742.

- KIDWELL, K. (1995). *NOAA Polar Orbiter Data Products Users Guide*. Natl. Environ. Satell., Data and Inf. Serv., Silver Spring, Md, USA.
- KINNE, S., U. LOHMANN, S. GHAN, R. EASTER, M. CHIN, P. GINOUX, T. TAKEMURE, I. TEGEN, D. KOCH, M. HERZOG, J. PENNER, G. PITARI, B. HOLBEN, T. ECK, A. SMIRNOV, O. DUBOVIK, I. SLUTSKER, D. TANRE, O. TORRES, M. MISHCHENKO und I. GEOGDZHAYEV (2003). *Monthly averages of aerosol properties: A global comparison among models, satellite data and AERONET ground data*. J. Geophys. Res., 108(D20): doi:10.1029/2001JD001253.
- KNEIZYS, F.X., E. SHETTLE, L. ABREU, J. CHETWYND, G. ANDERSON, W. GALLERY, J. SELBY und S. CLOUGH (1988). *Users guide to LOWTRAN 7*. AFGL-TR-88-0177.
- KÖPKE, P., M. HESS, I. SCHULT und E. SHETTLE (1997). *Global Aerosol Data Set*. Report of the Max-Planck-Institut für Meteorologie, Nr. 243.
- KRIEBEL, K.T., G. GESELL, M. KÄSTNER und H. MANNSTEIN (2003). *The cloud analysis tool APOLLO: improvements and validations*. Int. J. Remote Sensing, 24(12): 2389–2408.
- KYLLING, A. (2004). *pers. communication*.
- KYLLING, A., K. STAMNES und S. TSAY (1995). *A reliable and efficient two-stream algorithm for radiative transfer; Documentation of accuracy in realistic layered media*. J. Atmos. Chem., 21: 115–150.
- LAMB, H.H. (1970). *Volcanic dust in the atmosphere, with a chronology and assessment of its meteorological significance*. Philos.Trans.R.Soc.London, Ser. A, 266: 425–533.
- LAND, C., M. PONATER, R. SAUSEN und E. ROECKNER (1999). *The ECHAM4.L39(DLR) Atmosphere GCM - Technical description and model climatology*. DLR-Forschungsbericht, 1999-31: 45pp.
- LIAO, X. und D. RIND (1997). *Local upper tropospheric/lower stratospheric clear-sky water vapor and tropospheric deep convection*. J. Geophys. Res., 102: 19543–19557.
- LIEPERT, B. (2002). *Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990*. Geophys. Res. Lett., 29(10): doi:10.1029/2002GL014910.
- LIEPERT, B., P. FABIAN und H. GRASSL (1994). *Solar radiation in Germany - Observed trends and an assessment of their causes. Part 1: Regional approach*. Beitr. Phys. Atmos., 67: 15–29.
- LIOSSE, C., J. PENNER, C. CHUANG, J. WALTON, H. EDDLEMAN und H. CACHIER (1996). *A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols*. J. Geophys. Res., 101: 19411–19432.
- LOHMANN, S., L. RIIHIMAKI, F. VIGNOLA und R. MEYER (2006a). *Trends in direct normal irradiance in Oregon: comparison of ground based measurements and ISCCP-derived irradiance*. Geophys. Res. Lett., *subm.*

- LOHMANN, S., C. SCHILLINGS, B. MAYER und R. MEYER (2006b). *Long-term variability of solar direct and global irradiation derived from ISCCP data and comparison with reanalysis data*. Sol. Energy, in press.
- LOHMANN, U. und J. FEICHTER (2005). *Global indirect aerosol effects: a review*. Atmos.Chem.Phys., 5: 715–737.
- LUBIN, D. und D. HARPER (1996). *Cloud radiative properties over the South Pole from AVHRR infrared data*. J. Climate, 9: 3405–3418.
- MACKE, A. (2004). *pers. communication*.
- MATTHEWS, E. (1983). *Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies*. J. Clim. Appl. Meteor., 26: 170–202.
- MAYER, B. (2006). *pers. communication*.
- MAYER, B. und A. KYLLING (2005). *The libRadtran software package for radiative transfer calculations: Description and examples of use*. Atmos. Chem. Phys. Discuss., 5: 1855–1877.
- MCCORMICK, M.P., L. THOMASON und C. TREPTE (1995). *Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption*. Nature, 373: 399–404.
- MCPETERS, R.D., P. BHARTIA, A. KRUEGER und J. HERMAN (1996). *Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data products user's guide*. NASA Ref. Publ., 1384.
- MEERKÖTTER, R., C. KÖNIG, P. BISSOLLI, G. GESELL und H. MANNSTEIN (2004). *A 14-year European Cloud Climatology from NOAA/AVHRR data in comparison to surface observations*. Geophys. Res. Lett., 31: doi:10.1029/2004GL020098.
- MENZEL, W.P. (2005). *Remote Sensing Applications with Meteorological Satellites*. NOAA Satellite and Information Service, Madison, WI. unpublished.
- MEYER, R., S. LOHMANN, C. SCHILLINGS und C. HOYER (2004). *Climate statistics for planning and siting of solar energy systems: Long-term variability of solar radiation derived from satellite data*. Workshop Solar Resource from the Local Level to Global Scale in Support of the Resource Management of Renewable Electricity Generation, 6-7 December 2004 EC Joint Research Centre, Ispra (Varese), Italy.
- MICHALSKY, J.J., R. PEREZ, R. SEALS und P. INEICHEN (1994). *Degradation of solar concentrator performance in the aftermath of Mount Pinatubo*. Sol. Energy, 52: 205–213.
- MIE, G. (1908). *Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metalllösungen*. Annalen der Physik, 25(3): 377–445.
- MINNIS, P., J. AYERS, R. PALIKONDA und D. PHAN (2004). *Contrails, Cirrus trends, and climate*. J. Climate, 17: 1671–1685.
- MISHCHENKO, M.I., W. ROSSOW, A. MACKE und A. LACIS (1996). *Sensitivity of cirrus cloud albedo, bidirectional reflectance and optical thickness retrieval accuracy to ice particle shape*. J. Geophys. Res., 101(D12): 16973–16985.

- MOLINEAUX, B. und P. INEICHEN (1996). *Impact of Pinatubo aerosols on the seasonal trends of global, direct and diffuse irradiance in two northern mid-latitude sites*. Sol. Energy, 58: 91–101.
- MORCRETTE, J.-J. (1991). *Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts Forecasting System*. J. Geophys. Res., 96: 9121–9132.
- NEWHALL, C.G. und S. SELF (1982). *The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism*. J. Geophys. Res., 87: 1231–1238.
- OHMURA, A. (1990). *Reevaluation and monitoring of the global energy balance*. in UNESCO Source Book in Climatology, S. 35–42.
- OHMURA, A. und H. GILGEN (1991). *The GEBA data base, interactive applications, retrieving data*. World Climate Program Water Proj. A7, Rep. 2.
- OHMURA, A., H. GILGEN, H. HEGNER, G. MÜLLER und M. WILD (1998). *Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research*. Bull. Am. Met. Soc., 79: 2115–2136.
- OLMO, F.J., J. TOVAR, L. ALADOS-ARBOLEDAS, O. OKULOV und H. OHVIRIL (1999). *A comparison of ground level solar radiative effects of recent volcanic eruptions*. Atm. Env., 33: 4589–4596.
- OORT, A.H. (1983). *Global Atmospheric Circulation Statistics, 1958-1973*. NOAA Prof. Pap. 14. 180 pp. + 47 microfiches, U.S. Govt. Print. Off., Wahington, D.C.
- PALLÉ, E., P. GOODE, P. MONTAÑÉS RODRÍGUEZ und S. KOONIN (2004). *Changes in Earth's reflectance over the past two decades*. Science, 304: doi:10.1126/science.1094070.
- PEIXOTO, J.P. und A. OORT (1992). *Physics of Climate*. Springer-Verlag, New York.
- PINKER, R.T., B. ZHANG und E. DUTTON (2005). *Do satellites detect trends in surface solar radiation*. Science, 308: 850–854.
- PONATER, M. (2006). *pers. communication*.
- QUASCHNING, V., R. KISTNER und W. ORTMANN (2002). *Influence of direct normal irradiance variation on the optimal parabolic trough field size: a problem solved with technical and economical simulations*. ASME Journal of Solar Energy Engineering, 124: 60–64.
- REES, M.H. (1989). *Physics and chemistry of the upper atmosphere*. Cambridge University Press, New York, USA.
- RIND, D. und X. LIAO (1997). *Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II CD-ROM atlas of global mean monthly mean aerosols, ozone, NO<sub>2</sub>, water vapor, and relative humidity (1985-1993)*. Earth Interact., 1: doi:10.1175/1087-3562(1997)001.
- ROBOCK, A. (2000). *Volcanic eruptions and climate*. Rev. Geophys., 38: 191–219.
- ROBOCK, A. und M. FREE (1995). *Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to present*. J. Geophys. Res., 100: 11549–11567.

- ROSSOW, W.B. (2006). *pers. communication.*
- ROSSOW, W.B., C. BREST und M. ROITER (1996a). *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) new radiance calibrations.* WMO/TD736, World Climate Research Programme, (ICSU and WMO). 76 pp.
- ROSSOW, W.B., Y. DESORMEAUX, C. BREST und A. WALKER (1992). *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) radiance calibration report.* WMO/TD520, World Climate Research Programme (ICSU and WMO), 104 pp.
- ROSSOW, W.B. und L. GARDER (1993). *Validation of ISCCP cloud detections.* J. Climate, 6: 2370–2393.
- ROSSOW, W.B., L. GARDER, P. LU und A. WALKER (1991). *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of Cloud Data.* WMO/TD266, World Climate Research Programme, (ICSU and WMO). 76 pp. plus three appendices.
- ROSSOW, W.B. und R. SCHIFFER (1999). *Advances in understanding clouds from ISCCP.* Bull. Am. Met. Soc., 80: 2261–2287.
- ROSSOW, W.B., A. WALKER, D. BEUSCHEL und M. ROITER (1996b). *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) - Documentation of new cloud datasets.* WMO/TD737, World Climate Research Programme, (ICSU and WMO). 115pp.
- RUSSAK, V. (1990). *Trends of solar radiation cloudiness and atmospheric transparency during recent decades in Estonia.* Tellus, 42B: 206–210.
- SACHS, L. (1969). *Statistische Auswertungsmethoden.* Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SATO, M. (2002). <http://www.giss.nasa.gov/data/strataer/>.
- SATO, M., J. HANSEN, M. MCCORMICK und J. POLLACK (1993). *Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990.* J. Geophys. Res., 98(D12): 22987–22994.
- SCHIFFER, R.A. und W. ROSSOW (1983). *The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the World Climate Research Programme.* Bull. Am. Met. Soc., 64(7): 779–784.
- SCHILLINGS, C. (2005). *Bestimmung langjähriger stündlicher Zeitreihen und räumlich hochaufgelöster Karten der Direkt-Normal-Strahlung auf der Basis von Meteosat-Daten und Atmosphärenparametern für die Nutzung in konzentrierenden Solarkraftwerken.* Dissertation am Fachbereich Geographie, Philipps-Universität Marburg.
- SCHILLINGS, C., H. MANNSTEIN und R. MEYER (2004a). *Operational method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data.* Sol. Energy, 76: 475–484.
- SCHILLINGS, C., R. MEYER und H. MANNSTEIN (2004b). *Validation of a method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data and application for the Arabian Peninsula.* Sol. Energy, 76: 485–497.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2003). *Klimatologie.* Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.

- SCHÖNWIESE, C.D. (2000). *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- SCHROEDTER, M. (1996). *DISORT algorithm*. <http://imk-msa.fzk.de/msa-public/Software-tools/Modtran/science/disort.htm>.
- SCHWARTZ, R.D. (2005). *Global dimming: Clear-sky atmospheric transmission from astronomical extinction measurements*. J. Geophys. Res., 110: doi:10.1029/2005JD005882.
- SHETTLE, E.P. (1989). *Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies*. AGARD Conference Proceedings No. 454.
- SLINGO, A. und H. SCHRECKER (1982). *On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds*. Quart. J. Roy. Met. Soc., 108: 407–426.
- STACKHOUSE, P. und R. PINKER (2006). *pers. communication*.
- STAMNES, K., S.-C. TSAY, W. WISCOMBE und K. JAYAWEERA (1988). *Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media*. Appl. Optics, 27(12): 2502–2509.
- STAMNES, K., S.-C. TSAY, W. WISCOMBE und I. LASZLO (2000). *DISORT, a general-purpose Fortran program for discrete-ordinate-method radiative transfer in scattering and emitting layered media: Documentation of methodology*. DISORT Report, v.1.1.
- STANHILL, G. und S. COHEN (2001). *Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences*. Agric. For. Meteorol., 107: 255–278.
- STANHILL, G. und A. IANETZ (1997). *Long-term trends in, and the spatial variation of, global irradiance in Israel*. Tellus, 49B: 112–122.
- STANHILL, G. und J. KALMA (1995). *Solar dimming and urban heating at Hong Kong*. Int. J. Climatol., 15: 933–941.
- STOWE, L.L., R. CAREY und P. PELLGRINO (1992). *Monitoring the Mount Pinatubo aerosol layer with NOAA 11 AVHRR data*. Geophys. Res. Lett., 19: 159–162.
- STUBENRAUCH, C.J., W. ROSSOW, F. CHERUY, A. CHEDIN und N. SCOTT (1999). *Clouds as seen by satellite sounders (3I) and imagers (ISCCP). Part I: Evaluation of cloud parameters*. J. Climate, 12: 2189–2213.
- TEGEN, I. und I. FUNG (1995). *Contribution to the mineral aerosol load from land surface modification*. J. Geophys. Res., 100: 18707–18726.
- TEGEN, I., P. HOLLRIG, M. CHIN, I. FUNG, D. JACOB und J. PENNER (1997). *Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results*. J. Geophys. Res., 102(D20): 23895–23915.
- THOMAS, G.E. und K. STAMNES (2002). *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*. Cambridge University Press, New York, USA.

- UPPALA, S.M., P. KALLBERG, A. SIMMONS, U. ANDRAE, V. DA COSTA, BECHTOLD, M. FIORINO, J. GIBSON, J. HASELER, A. HERNANDEZ, G. KELLY, K. LI, X. AN DONOGI, N. SAARINEN, S. AN DSOKKA, R. ALLAN, E. ANDERSSON, K. ARPE, M. BALMASEDA, A. BELJAARS, L. VAN DE BERG, J. BIDLOT, N. BORMANN, F. CAIRES, S. ANDN CHEVALLIER, A. DETHOF, M. DRAGOSAVAC, M. FISHER, M. FUENTES, E. HAGEMANN, S. AN DHOLM, B. HOSKINS, L. ISAKSEN, P. JANSSEN, R. JENNE, A. MCNALLY, J.-F. MAHFOUF, J.-J. MORCRETTE, N. RAYNER, R. SAUNDERS, P. SIMON, A. STERL, K. TRENBERTH, A. UNTCH, D. VASILJEVIC, P. VITERBO und J. WOOLLEN (2005). *The ERA-40 re-analysis*. Quart. J. Roy. Met. Soc., 131: doi:10.1256/qj.04.176.
- WANNER, H. ET AL. (2001). *North Atlantic Oscillation - concepts and studies*. Surveys Geophys., 22: 321–382.
- WEISCHET, W. (1995). *Einführung in die allgemeine Klimatologie*. B.G. Teubner, Stuttgart.
- WERNER, A. (1999). *Die Nordatlantik-Oszillation und ihre Auswirkungen auf Europa*. Diplomarbeit am Inst. Meteorol. Geophys., Univ. Frankfurt/Main.
- WIELICKI, B.A. und L. PARKER (1992). *On the determination of cloud cover from satellite sensors: The effect of sensor spatial resolution*. J. Geophys. Res., 97: 12799–12823.
- WIELICKI, B.A., T. WONG, N. LOEB, P. MINNIS, K. PRIESTLEY und R. KANDEL (2005). *Changes in Earth's Albedo Measured by Satellite*. Science, 308: doi:10.1126/science.1106484.
- WILD, M., H. GILGEN, A. ROESCH, A. OHMURA, C. LONG, E. DUTTON, B. FORGAN, A. KALLIS, V. RUSSAK und A. TSVETKOV (2005). *From Dimming to Brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface*. Science, 308: 847–850.
- WILD, M., A. OHMURA, H. GILGEN und J.-J. MORCRETTE (1998a). *The distribution of solar energy at the Earth's Surface as calculated in the ECMWF re-analysis*. Geophys. Res. Lett., 25: 4373–4376.
- WILD, M., A. OHMURA, H. GILGEN, E. ROECKNER, M. GIORGETTA und J.-J. MORCRETTE (1998b). *The disposition of radiative energy in the global climate system: GCM-calculated versus observational estimates*. Clim. Dynamics, 14: 853–869.
- YANG, P., K. LIOU, K. WYSER und D. MITCHELL (2000). *Parameterization of the scattering and absorption properties of individual ice crystals*. J. Geophys. Res., 105(D4): 4699–4718.
- ZHANG, Y.-C. (2006). *pers. communication*.
- ZHANG, Y.-C., W. ROSSOW, A. LACIS, V. OINAS und M. MISHCHENKO (2004). *Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data*. J. Geophys. Res., 109: doi:10.1029/2003JD004457.





# Danksagung

An dieser Stelle ein herzliches Dankeschön an das Institut für Physik der Atmosphäre und Prof. Ulrich Schumann dafür, dass die Promotion auf diesem interessanten und anwendungsnahen Thema möglich war. Vielen Dank auch an Prof. Susanne Crewell für die Bereitschaft, auch nach Verlassen des Institutes für Meteorologie der Universität München das Gutachten für diese Arbeit zu erstellen.

Ein besonderer Dank geht an Richard Meyer für die intensive Betreuung und die ansteckende Begeisterung für das Thema erneuerbare Energien, die äußerst motivierend wirkten und ohne die die Arbeit in dieser Form nicht möglich gewesen wäre. Auch bei Bernhard Mayer möchte ich mich herzlich für die Betreuung rund um libRadtran und die vielen wertvollen Tipps zum Programmieren bedanken. Danke an die gesamte Abteilung 3 des Institutes für Physik der Atmosphäre für die vielen unverzichtbaren Hilfestellungen bei unterschiedlichsten Problemen. Durch die lockere und produktive Atmosphäre in der Abteilung machte das Arbeiten so gut wie immer großen Spaß.

Ein herzliches Dankeschön geht an alle Mitglieder des Institutes für Physik der Atmosphäre, deren Rechner ich zur Erstellung des ISIS-Datensatzes rekrutiert habe. Danke vor allem an diejenigen, bei denen ich auch während der Arbeitszeit ein wenig Rechenzeit für meine Zwecke abzuweigen durfte. Vor allem in der Schlussphase war es nicht immer möglich, alle Strahlungstransferrechnungen auf die Nacht und die Wochenenden zu verschieben, so dass sicherlich einige Kollegen auch unter tags fremde Prozesse auf ihren Rechnern bemerkt haben. Vielen Dank für die Geduld an alle aus dem Institut!

Danke auch an Martin Jubelgas und Frank Stollar, die mir mit sehr vielen Tipps und dauernder Unterstützung rund um die verzwickte Welt von Linux und vernetzten Rechnern sehr geholfen haben. Danke an alle Administratoren und User des Netzwerkservers linuxkings, den ich während der letzten zwei Jahre ununterbrochen für meine Zwecke missbraucht habe. Beo, ich hoffe, dein Mailserver hat am Ende wieder zuverlässig die Post zugestellt. Danke auch an die Administratoren des Internetvereins StuStaNet e.V., die mir erlaubt haben, Testläufe meines Modells immer wieder auf den schnellen Servern des Vereins durchzuführen.

Ein riesengroßes Dankeschön geht an alle Mädels aus dem Stall Rottmeier in Deutenhausen und ganz besonders an Johanna Kratsch dafür, dass ich abends immer mit ihnen im Stall bei einem Ausritt oder auch bei einem Cocktail entspannen konnte. Die Tatsache, dass ich hier über absolut arbeitsfremde Dinge reden und lachen konnte und musste, hat mir sehr viel Kraft gegeben und mich auch in schwierigen Phasen immer wieder aufgebaut.

Und nicht zuletzt ein herzliches Dankeschön an meine Eltern, die mir trotz nicht ganz einfacher Umstände ermöglicht haben zu studieren und zu promovieren. Sie haben immer an mich geglaubt und mir Rückhalt gegeben.



# Lebenslauf

## Persönliche Daten

Name Sina Lohmann  
geboren am 9. Januar 1974  
in Sulz am Neckar

## Schulbildung

1980-1984 Grund- und Hauptschule Sulz am Neckar  
1984-1993 Albeck-Gymnasium Sulz am Neckar  
1993 Abitur

## Studium

1993-1995 Studium der Geophysik an der Westfälischen Wilhelms-Universität  
Münster  
1995 Vordiplom in Geophysik  
1995-1996 Studium der Geophysik an der University of Edinburgh, Schottland  
1996-1997 Studium der Geophysik an der Westfälischen Wilhelms-Universität  
Münster  
1997-1998 Studium der Veterinärmedizin an der Ludwig-Maximilians-Universität  
München  
1998-2002 Studium der Physik an der Ludwig-Maximilians-Universität München  
2002 Diplom in Physik  
Titel der Diplomarbeit: *Single Molecule Assembly Line*  
Seit Februar 2003 Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Physik der Atmosphäre,  
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt Oberpfaffenhofen  
2003-2006 Promotionsstudium der Physik an der Ludwig-Maximilians-Universität  
München

