

**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  
zur  
Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften  
(Dr. rer. nat.)**

**dem  
Fachbereich Geographie  
der Philipps-Universität Marburg**

**vorgelegt von  
Diplom-Geograph Christoph Schillings  
aus Mannheim / Baden-Württemberg**

**Marburg/Lahn 2004**

**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**

Vom Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg als Dissertation am 14.05.2004  
angenommen.

Erstgutachter: Prof. Dr. Jörg Bendix, Fachbereich Geographie  
Zweitgutachter: Prof. Dr. Georg Miehe, Fachbereich Geographie  
Tag der Disputation: 26.05.2004

## Vorwort

Der Energiebedarf der Zukunft muss aus erneuerbaren Energiequellen gedeckt werden, um u.a. den Ausstoß von CO<sub>2</sub> und anderer schädlicher Treibhausgase, die das Klima beeinflussen, deutlich zu verringern. Die Politik hat reagiert und erlässt Gesetze, durch die der Ausbau der Nutzung erneuerbarer Energiequellen gefördert wird. Die deutsche Bundesregierung hat hierzu das Stromeinspeisegesetz bzw. das daraus entstandene Erneuerbare Energien Gesetz (EEG) am 01.04.2000 verabschiedet. Es sieht vor, dass von den Versorgungsunternehmen eine Vergütung (je nach Energiequelle von rund 6-10 €-Cent/kWh, für Photovoltaik bis zu 50 €-Cent/kWh) für Strom, der ausschließlich aus erneuerbaren Energiequellen gewonnenen wurde, zu zahlen ist, bei gleichzeitiger Abnahmegarantie. In Spanien wurde Anfang August 2002 die Einspeisevergütung "Prima" beschlossen, die eine Subventionierung des Stroms aus erneuerbaren Energiequellen von zusätzlich rund 12 €-Cent /kWh zum regulären Strompreis vorsieht. Die Politik hat damit eine entscheidende Weisung in eine klimaverträgliche Stromproduktion gegeben.

Die Forschung hat die Notwendigkeit der Nutzung der erneuerbaren Energiequellen schon lange erkannt und hat zahlreiche Möglichkeiten und Techniken zur Nutzung dieser Energiequellen entwickelt und zum Teil bis zur Marktreife gebracht. Neben den Nutzungsmöglichkeiten von Biomasse, Geothermie, Wind- und Wasserkraft, wird besonders in der Nutzung der solaren Strahlungsenergie ein sehr großes Potential gesehen (WBGU, 2003). Dabei werden Techniken eingesetzt, die den diffusen und direkten Anteil der Globalstrahlung unterschiedlich nutzen. Zum einen ist das die Photovoltaik, bei der der direkte *und* diffuse Anteil mit Hilfe von Halbleitern, die unter Licht elektrisch leitfähig werden, in elektrischen Strom umgewandelt wird. Zum anderen ist das die Solarthermie, bei der in konzentrierenden Solarkraftwerken mit Hilfe von Spiegeln der direkte Anteil der Globalstrahlung fokussiert wird, um Prozesswärme und Dampf zur Stromgewinnung zu erzeugen.

Die Technik ist somit vorhanden, die politischen Rahmenbedingungen werden zunehmend geschaffen und Investoren sind bereit, Geld in die Nutzung erneuerbarer Energiequellen zu investieren. Bei kleinen Solaranlagen im Kilowatt-Bereich (z.B. Photovoltaikanlagen für Hausdächer) ist dabei der Standort meist vorgegeben. Bei großen solarthermischen Kraftwerken im Megawatt-Bereich stellt sich aber sehr wohl die Frage nach dem ertragreichsten Standort. Diese Frage ist entscheidend, da es sich hierbei um Investitionen in dreistelliger Millionenhöhe handeln kann. Eine Fehlentscheidung oder eine Falschauslegung des Kraftwerkes aufgrund mangelhafter oder ungenauer Datenbasis führt zu einem

unkalkulierbaren Investitionsrisiko. Der mit entscheidende Parameter ist hierbei die genaue Kenntnis über die verfügbaren solare Energieressource, im Fall der Solarthermie die Direktstrahlung, ohne die die zukünftig zu erwirtschaftenden Erträge nicht bestimmt werden können. Die vorliegende Arbeit ermittelt eine belastbare Strahlungs-Datenbasis, um zur Reduzierung des Investitionsrisikos beizutragen.

Stuttgart, im Februar 2004

Christoph Schillings

## Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung .....	1
1.1 Hintergrund und Motivation.....	1
1.2 Ziel der Arbeit .....	1
2 Solarthermische Kraftwerke, Direkt-Normal-Strahlung und das Planungstool STEPS.....	5
3 Satellitengestützte Verfahren zur Bestimmung der solaren Einstrahlung am Erdboden.....	9
3.1 Allgemeiner Hintergrund.....	9
3.2 Verwendete Parameter, abgeleitete Daten und Wolkenparametrisierung .....	15
3.3 Basisverfahren zur Berechnung der solaren Direktstrahlung .....	36
3.4 Genauigkeit des Basis-Verfahrens.....	41
4 Schwächen des Basisverfahrens und Lösungsansätze.....	51
4.1 Parametrisierung der wolkenfreien Atmosphäre .....	51
4.1.1 Einführung Aerosole.....	53
4.1.2 Globale Aerosoldatensätze für die Strahlungsbestimmung .....	55
4.1.3 Aerosol-Bodenmessungen (AERONET).....	63
4.1.4 Untersuchung der Aerosoldatensätze .....	64
4.2 Berücksichtigung der Bewölkung .....	74
4.2.1 Wolkenerkennung und Bestimmung des Cloud-Index.....	75
4.2.2 Relation Cloud-Index – Wolkentransmission.....	82
4.3 Genauigkeit des modifizierten Verfahrens .....	88
5 Anwendung des modifizierten Verfahrens.....	91
5.1 Zeitreihen der stündlichen Direkt-Normal-Strahlung.....	92
5.2 Hochaufgelöste Karten der Direkt-Normal-Strahlung.....	95
5.2 Anwendungsbeispiel mit dem Analysetool STEPS.....	105
6 Zusammenfassung und Ausblick.....	109
7 Literatur.....	113
8 Datenquellen.....	121

Anhang A	Tabellen und Abbildungen
Anhang B	Orographische Abschattungseffekte
Anhang C	Gewichtung des stündlichen Cloud-Index in Abhängigkeit der Aufnahmezeit
Anhang D	Definition der Meteosat-Ausschnitte und Projektion der Satellitendaten

## Akronymverzeichnis

all-sky	bewölkte und wolkenfreie Situation
AEROCOM	Aerosol Model Comparison
AOT	Aerosol Optical Thickness
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CDC	Climate Diagnostic Center (USA)
CI	Cloud-Index
clear-sky	wolkenfreie Situation
CSR	Climatology Solar Radiation (Strahlungs-Datensatz des NREL)
DEM	Digital Elevation Model
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.
DHI	Direct Horizontal Irradiance (Direkt-Horizontal-Strahlung)
DNI	Direct Normal Irradiance (Direkt-Normal-Strahlung)
doy	Day Of Year
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENVISAT	Environment Satellite
EOS	Earth Observing System
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FVS	Forschungsverbund Sonnenergie
GADS	Global Aerosol Dataset
GACP	Global Aerosol Climatology Project
GEOS-DAS	Goddard Earth Observing System Data Assimilation System
GOCART	Georgia Tech/Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport Model
GHI	Global Horizontal Irradiance (Global-Horizontal-Strahlung)
GIS	Geographisches Informations System
GISS	Goddard Institute for Space Studies (USA)
GLOBE	Global Land One-km Base Elevation Digital Elevation Model
GMT	Greenwich Mean Time
GSFC	Goddard Space Flight Center (USA)
GWh	Gigawattstunde
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites
IR	infrarot (infrared)
KACST	King Abdulaziz City for Science & Technology (Saudi-Arabien)
KJC	Kramer Junction Company (USA)
kWh	Kilowattstunde

---

MBE	Mean Bias Error
Meteosat	Meteorological Satellite
MODIS	Moderate Resolution Image Spectrometer
MWh	Megawattstunde
NASA	National Aeronautics and Space Administration (USA)
NASA-SSE	Surface Solar Energy (Strahlungs-Datensatz der NASA)
NCAR	National Center for Atmospheric Research (USA)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (USA)
NTP	Normal Temperature Pressure
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)
NREL	National Renewable Energy Laboratory (USA)
NREL-CSR	Climatological Solar Radiation (Strahlungs-Datensatz des NREL)
NVAP	NASA Water Vapor Project
RMSE	Root Mean Square Error
RSP	Rotating Shadowband Pyranometer
SEGS	Solar Electricity Generating System
Skal-ET	Skalierung des Eurotroughs (BMU-Projekt)
SOKRATES	Solarthermische Kraftwerkstechnologie für den Klimaschutz der Erde (BMU-Projekt)
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SSE	Surface Solar Energy (Strahlungs-Datensatz der NASA)
SSP	Sub-Satellite Point
SST	Sea Surface Temperature
STEPS	Evaluation System for Solar Thermal Electric Power Stations
SWERA	Solar and Wind Energy Resource Assessment (UNEP/GEF-Projekt)
UTC	Coordinated Universal Time (entspricht der mittleren Solarzeit am 0° Meridian), ehemals GMT
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
VIS	sichtbar (visible)
WBGU	Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung - Globale Umweltveränderung
WRC	World Radiation Center

## Abkürzungsverzeichnis

$\bar{E}_0$	extraterrestrische Strahlung = Solarkonstante
$E_0$	exzentrizitäts-korrigierte Solarkonstante
$\beta$	Expositionswinkel
$\varepsilon$	Exzentrizitätsfaktor
$G$	solar Einstrahlung
$T_L$	Linke Trübungs faktor
$\delta_R(m)$	Rayleigh optische Dicke
$\alpha_S$	Sonnenazimut
$\theta_z$	Sonnenzenitwinkel
$\gamma_S$	Sonnenhöhenwinkel
$\phi$	Winkeldistanz zwischen Sonne und Satelliten
$\rho$	Albedo
$\tau$	Transmission
$k_T^*$	clear sky index
$am$	air-mass (relative optische Luftmasse)
$am_p$	auf Standarddruck normierte air-mass
$p$	Luftdruck
$z$	Höhe über NN

# 1 Einleitung

## 1.1 Hintergrund und Motivation

Konzentrierende Solarsysteme können einen sehr großen Teil der zukünftigen Strom- und Wärmezeugung leisten. Die Technik dieser Systeme steht kurz vor der Markteinführung, da die Stromgestehungskosten beinahe konkurrenzfähig geworden sind. Eine zentrale Größe ist dabei die Direkt-Normal-Strahlung, die einen sehr hohen Einfluss auf deren Leistung und Stromerträge hat. Konzentrierende Solarkraftwerke sind eine Großinvestition, bei der schon in der Planungsphase eine Risiko- und Kostenreduktion angestrebt wird. Daher müssen *heute* Aussagen über die vorhandenen Strahlungsressourcen gemacht werden, um in *Zukunft* Solarenergie wirtschaftlich nutzen zu können.

Dabei reicht es nicht aus, die Einstrahlungsverhältnisse für einzelne Standorte mittels Bodenmessungen zu bestimmen: Werden an einem potentiellen Standort Bodenmessungen durchgeführt, wird meist davon ausgegangen, dass an diesem Standort eine hohe Einstrahlung vorhanden ist, da man die Investitionen in die Messungen sonst nicht tätigen würde. Stellt sich nach einiger Zeit (1-2 Jahre) heraus, dass die solare Einstrahlung an diesem Ort zu niedrig ist, wurden unnötig Gelder und, meist wesentlich gravierender, unnötig Zeit investiert. Hinzu kommt, dass durch die kurze Messperiode nur unzureichende Aussagen über die für den Ort typische Variabilität der Einstrahlung gemacht werden können. Hierzu sind Zeitreihen von mehr als 5 Jahren erforderlich.

Es werden daher lückenlose Zeitreihen der Einstrahlungswerte mehrerer Jahre benötigt, um für Investoren belastbare Aussagen über die Güte eines potentiellen Standortes für Solarkraftwerke geben zu können. Darüber hinaus sind für eine sinnvolle Standortbewertung Einstrahlungswerte möglichst vieler Standorte nötig, um die Kenntnis über die räumliche Verteilung der Strahlungsgröße zu erhalten. Sind diese bekannt, können bei der Planung von Solarkraftwerken die optimalen Standorte ermittelt und die zukünftigen Erträge abgeschätzt werden. Dies ermöglicht bereits in der Planungsphase eine Reduzierung des Investitionsrisikos.

## 1.2 Ziel der Arbeit

Das Ziel dieser Arbeit ist die räumlich hochaufgelöste, stündliche Bestimmung der am Erdboden auftretenden Direkt-Normal-Strahlung. Zur Bestimmung wird ein Parametrisierungsmodell verwendet, das Atmosphären- und Wolkendaten als Eingabeparameter benötigt. Diese werden mit Hilfe von Satellitendaten bestimmt. Die Direkt-Normal-Strahlung kann somit operationell für den gesamten Aufnahmebereich des Satelliten Meteosat ermittelt werden. Die Kenntnis der flächendeckenden solaren Einstrahlung ist eine sehr wertvolle Information für die Abschätzung der solaren Energieressourcen einer Region.

Die Bestimmung der Strahlungsressource ist seit einigen Jahren Gegenstand der Forschung und wird in vielen nationalen und internationalen Arbeitsgruppen untersucht. Dabei hat sich der Einsatz von Satellitendaten als sehr hilfreich erwiesen, da Satelliten in zeitlich kontinuierlichen Intervallen flächendeckende Informationen über den Atmosphärenzustand für einen relativ langen Zeitraum (~20 Jahre) liefern können. Aerosole und Bewölkung sind hierbei die Größen, auf die besonders eingegangen wird, da

- sie den größten Einfluss auf die Direkt-Normal-Strahlung am Erdboden ausüben,
- sie die höchste Variabilität, sowohl räumlich als auch zeitlich, besitzen,
- sie miteinander wechselwirken und
- ihre Bestimmung sehr komplex und aufwendig ist.

Aus der Sicht der Anwenderseite (Projektentwickler und Planer) werden folgende Forderungen an die Strahlungsbestimmung gestellt:

- schnelle Verfügbarkeit mehrjähriger Zeitreihen der Direkt-Normal-Strahlung,
- räumliche ( $5 \times 5 \text{ km}^2$ ) und zeitliche (stündlich) hohe Auflösung,
- Bestimmung der Direkt-Normal-Strahlung unabhängig von Bodenmessungen,
- globale Anwendbarkeit des Verfahrens für verschiedene geostationäre Satelliten (z.B. Meteosat-5 ( $63^\circ\text{E}$ )) hinsichtlich der weltweiten Nutzung von Solarenergie,
- hohe Geschwindigkeit des Berechnungsalgorithmus und möglichst einfache Operationalität.

Die vorliegende Arbeit ist in zwei Themenbereichen angesiedelt:

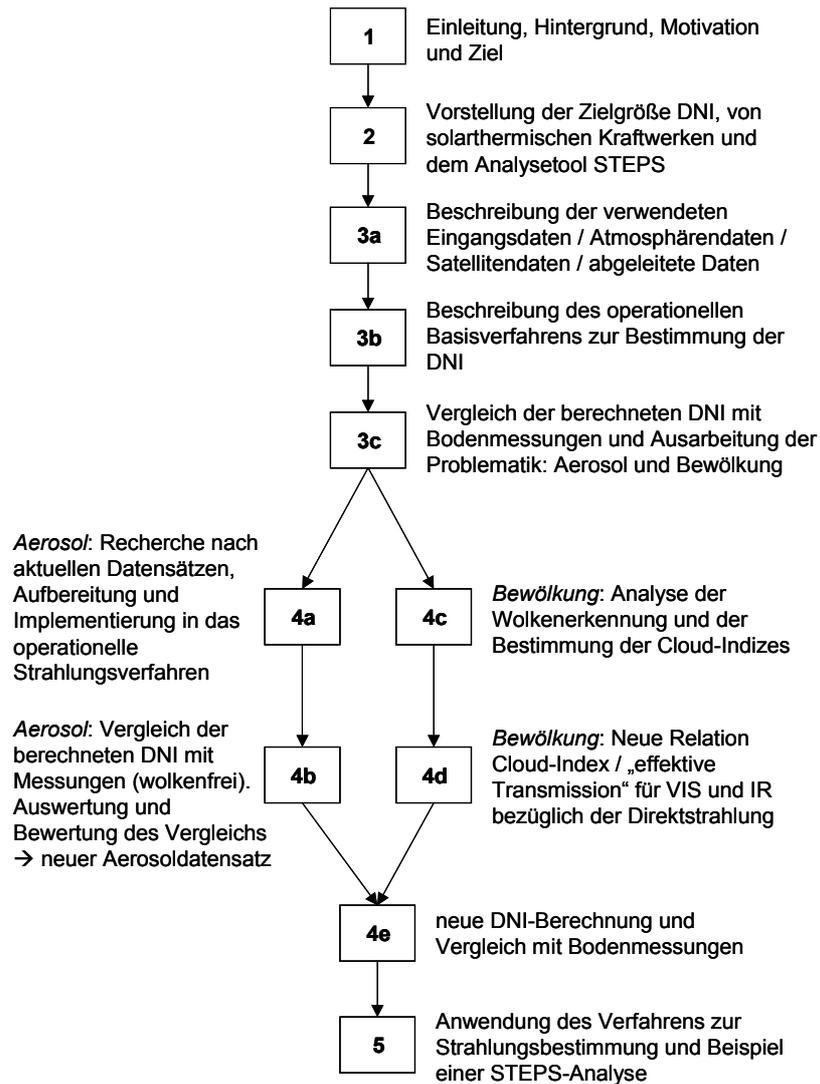
*Satellitenfernerkundung:* Die Direkt-Normal-Strahlung wird für mehrere Jahre und für große Regionen (beispielsweise für einzelne Länder) unter Verwendung von Atmosphärenparametern berechnet, die mit Hilfe von Satellitendaten bestimmt werden. Die Arbeitsschwerpunkte liegen hierbei auf der Untersuchung des Parameters Aerosol und vorhandener globaler Aerosol-Datensätze und auf der Bewölkungsbestimmung aus Daten des geostationären Satelliten Meteosat.

*Erneuerbare Energien (solare Energienutzung):* Die Anwendung der hier vorgestellten Methode führt zu Strahlungskarten und stündlichen Zeitreihen der Direkt-Normal-Strahlung. Mit diesen Informationen lassen sich u.a. regionale Potentiale für die Nutzung der Solarstrahlung aufzeigen (*Karten*) bzw. Erträge potentieller solarthermischer Kraftwerke simulieren (*Zeitreihen*). Die räumliche Auflösung der Karten beträgt nominell  $5 \times 5 \text{ km}^2$ . Im Vergleich zu Strahlungskarten anderer Methoden (z.B. der „Surface Solar Energy“ Datensatz der NASA (NASA-SSE) mit einer Auflösung von ca.  $280 \text{ km} \times 280 \text{ km}$ , der Strahlungsdatensatz aus Reanalyse-Daten des ECMWF und NCEP/NCAR (CZISCH, 2000) mit einer Auflösung von ca.  $120 \text{ km} \times 120 \text{ km}$  oder der „Climatological Solar Radiation“ Datensatz von NREL (NREL-CSR) mit einer Auflösung von ca.  $40 \text{ km} \times 40 \text{ km}$ ) ist die Auflösung, die in dieser Arbeit erreicht wird, als hoch einzustufen.

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert:

- Zu Beginn werden solarthermische Kraftwerke, die Größe „Direkt-Normal-Strahlung“ und das Planungstool STEPS dargestellt, um den thematischen und anwendungsbezogenen Hintergrund aufzuzeigen.
- Nach der Vorstellung vorhandener Verfahren zur Strahlungsbestimmung folgt die Beschreibung der benötigten Atmosphärenparameter und abgeleiteten Daten, der Wolkenparametrisierung und dem Status Quo des Basisverfahrens. Die daraus berechnete Direkt-Normal-Strahlung wird mit Bodenmessungen verglichen.
- Anhand der Vergleiche werden im Hauptteil der Arbeit die derzeit verwendete Methode analysiert und Modifikationen für das derzeitige Basisverfahren vorgestellt. Dabei werden zwei Bereiche untersucht:
  1. *Einfluss der Aerosole*: Um Aerosole in geeigneter Weise zu berücksichtigen, werden mehrere globale Aerosoldatensätze hinsichtlich der Verwendbarkeit untersucht und mit Aerosol-Bodenmessungen verglichen. Ziel ist die Auswahl eines geeigneten globalen Aerosoldatensatzes.
  2. *Einfluss der Bewölkung*: Der zweite Schwerpunkt der Arbeit ist die Bestimmung der effektiven Bewölkungstransmission aus dem infraroten und sichtbaren Kanal des Satelliten Meteosat. Die Ergebnisse der Bewölkungsbestimmung werden mit Berechnungen eines anderen Verfahrens (HELIOSAT-Verfahren) verglichen.
- Das Basisverfahren wird mit den erarbeiteten Verbesserungen modifiziert und zur Bestimmung der Direkt-Normal-Strahlung angewandt, um Strahlungskarten für mehrere Länder und Zeitreihen für einzelne Standorte zu ermitteln. Darüber hinaus wird in einer Kurzanalyse die Verwendung der Strahlungskarten innerhalb des Analysetools STEPS vorgestellt.

Abbildung 1.1 zeigt in einem Flussdiagramm den Ablauf der vorliegenden Arbeit.

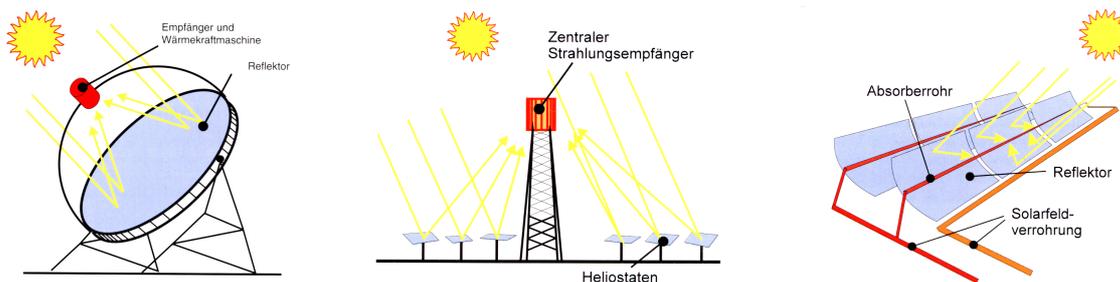


**Abbildung 1.1:** Flussdiagramm zum Verständnis des Ablaufes der vorliegenden Arbeit.

## 2 Solarthermische Kraftwerke, Direkt-Normal-Strahlung und das Planungstool STEPS

### Solarthermische Kraftwerke

Die vorliegende Arbeit besitzt einen starken anwendungsbezogenen Aspekt, der im Umfeld der solaren Energienutzung liegt. Fokus ist die Strom- und Energiegewinnung mittels konzentrierender solarthermischer Kraftwerke. Im wesentlichen unterscheidet man bei diesen Kraftwerken drei Techniken: Dish-Systeme (Paraboloid-Kraftwerke), Turmkraftwerke und Rinnenkraftwerke. Die Grundidee ist bei allen drei Techniken gleich: Der direkte Anteil der Globalstrahlung wird mittels Spiegel auf einen Absorber konzentriert. Die Hitze im Absorber wird zur Erzeugung von Prozesswärme und Strom genutzt. Abbildung 2.1 zeigt schematisch die Funktionsweise der Techniken, Abbildung 2.2 bereits bestehende Kraftwerke dieser Techniken. Einen guten Überblick über konzentrierende Solarsysteme gibt z.B. FVS (2002). Für eine ausführliche technische Beschreibung sei z.B. auf MOHR *ET AL.* (1999) oder WINTER *ET AL.* (1991) verwiesen.



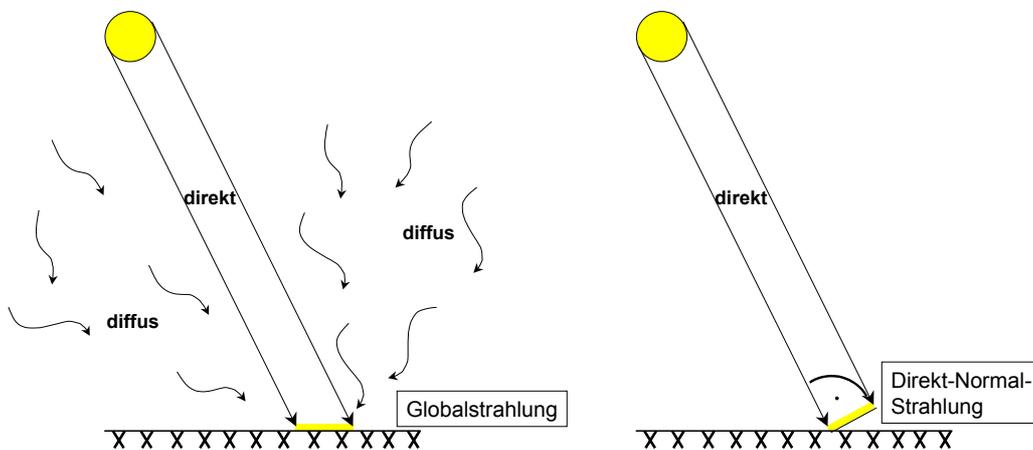
**Abbildung 2.1:** Funktionsprinzipien der konzentrierenden solarthermischen Kraftwerke. Dish-System (links), Turmkraftwerk (mitte) und Rinnenkraftwerk (rechts) (Quelle: PILKINGTON, 1996).



**Abbildung 2.2:** Dish-System (links, Eurodish auf der Plataforma Solar de Almería, Spanien, © Quaschnig 2003); Turmkraftwerk (mitte, Solar One in Barstow, Kalifornien) und Rinnenkraftwerk (rechts, SEGS in Kramer-Junction, Kalifornien, © KJCSOLAR, 2003).

### Direkt-Normal-Strahlung

Der „Brennstoff“ solcher Kraftwerke ist die Direktstrahlung. Weitaus bekannter als die Direktstrahlung ist die Globalstrahlung, die synonym für die kurzwellige Sonneneinstrahlung verwendet wird. Die Globalstrahlung setzt sich aus einem direkten Anteil und einem diffusen Anteil zusammen. Die Diffusstrahlung ist der Teil der Sonnenstrahlung, der durch Streuung in der Atmosphäre und Mehrfachreflexion an Wolken und der Erdoberfläche auf den Erdboden auftrifft. Die Direktstrahlung ist der Teil der Strahlung, der ohne Streuung und Reflexion und somit direkt aus der Richtung der Sonnenscheibe auf den Erdboden auftrifft. Direkt- und Diffusstrahlung ergeben zusammen die Globalstrahlung, die grundsätzlich auf eine horizontale Ebene bezogen wird. Die Direkt-Normal-Strahlung ist der direkte Anteil der Globalstrahlung, der sich auf eine zur Einstrahlungsrichtung senkrecht- oder auch „normal“- orientierten Ebene bezieht. Nur der direkte Strahlungsanteil kann mittels Spiegeln konzentriert werden. Abbildung 2.3 skizziert diesen Sachverhalt. Die Einstrahlungsfläche und somit der Sonnenkollektor wird bei konzentrierenden Solarkraftwerken dem Sonnenstand nachgeführt werden. Im englischen wird die Direkt-Normal-Strahlung „direct normal irradiance“ genannt. Daher wird diese Strahlung auch „DNI“ abgekürzt. Physikalisch gesehen ist die DNI (wie auch die GHI) eine Strahlungsflussdichte mit der Einheit  $[W/m^2]$ . Diese Größe zu bestimmen ist das übergeordnete Ziel dieser Arbeit, da bei der Planung und Auslegung von solarthermischen Kraftwerken die DNI als notwendige Planungs- und Bezugsgröße benötigt wird.

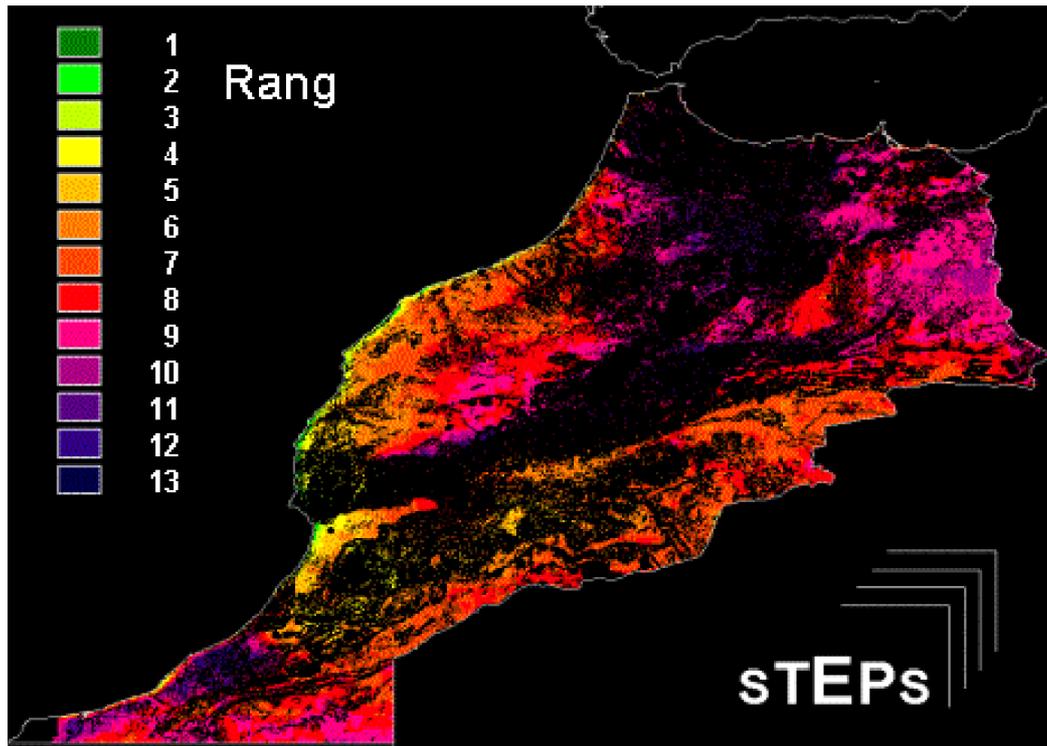


**Abbildung 2.3:** Schematische Darstellung der Globalstrahlung (links), die aus den direkten und diffusen Anteilen zusammengesetzt ist und auf eine horizontale Fläche bezogen wird, und der Direkt-Normal-Strahlung (rechts), der direkte Strahlungsanteil, der auf eine zur Einstrahlungsrichtung senkrecht (normal-) orientierten Fläche bezogen wird; in der rechten Abbildung mit dem rechten Winkel dargestellt.

## STEPS

Um geeignete Standorte für konzentrierende Solarkraftwerke zu detektieren, wird am DLR das Planungstool STEPS (Evaluation System for Solar Thermal Electric Power Stations) entwickelt (BROESAMLE, 2000; BROESAMLE *ET AL.*, 2001). Dieses Tool analysiert auf Basis meteorologischer (Direkt-Normal-Strahlung), geographischer (Geländeneigung, Landnutzung etc.), ökonomischer (Investitionskosten, Verzinsung etc.) und kraftwerkstechnischer (Kraftwerkstyp, -größe etc.) Standortparameter flächendeckend große Regionen oder Länder, um Aussagen über das nutzbare Solarenergiepotential zu machen. Als Datenquellen dienen Satellitendaten, digitale Datenquellen und analoges Kartenmaterial. Für die großräumige Aufbereitung, Analyse und Visualisierung dieser Daten kommt ein Geographische Informationssystem (GIS) zum Einsatz. Die technische Einbindung des Kraftwerkes in das öffentliche Stromnetz und die Wirtschaftlichkeit können anhand von Lastkurven und Vergütungsstrukturen des jeweiligen Landes simuliert werden.

STEPS kann auch zur systematischen Identifizierung und Klassifizierung von potentiellen Standorten für den Bau und Betrieb von solarthermischen Großkraftwerken eingesetzt werden. Am Beispiel des Königreichs Marokko wurde solch eine Untersuchung bereits durchgeführt (KRONSHAGE, 2001, KRONSHAGE *ET AL.* 2002). Ein Ergebnis dieser Studie sind Karten der potentiellen Standorte solarthermischer Kraftwerke durch die Ermittlung der Stromgestehungskosten. Als Beispiel ist in Abbildung 2.4 eine wirtschaftliche Rangliste der potentiellen Standorte in Marokko gezeigt. Das Vorgehen bei dieser STEPS-Analyse ist folgendes: Zuerst wird das Land auf Kriterien hin untersucht, die von sich aus ein Bau eines Solarkraftwerkes nicht zulassen. Diese Ausschlusskriterien lassen sich variieren. Harte Ausschlusskriterien wie z.B. Wasserflächen, Naturschutzgebiete oder Siedlungsgebiete schließen eine Nutzung für Solarkraftwerke prinzipiell aus. Weiche Ausschlusskriterien wie z.B. Landnutzung oder Hangneigung können je nach Vorgaben angepasst werden. Die schwarzen Flächen in der Abbildung 2.4 zeigen diese Ausschlussflächen. Die übrigen Flächen sind nach dieser Analyse prinzipiell für den Bau eines solarthermischen Kraftwerkes geeignet. Für diese Flächen werden nun Solarkraftwerke simuliert, indem die Direkt-Normal-Strahlung ermittelt wird und entsprechend der Kraftwerksauslegung die daraus resultierenden Stromerträge berechnet werden. Hierzu werden stündliche Werte der DNI benötigt, da die Kraftwerkssimulation stündlich den Stromertrag berechnet. Eine anschließende ökonomische Untersuchung ermittelt aus den so gewonnenen Stromerträgen und den Kosten für den Bau und den Betrieb des Kraftwerks für den jeweiligen Standort die Stromgestehungskosten. Diese Kosten sagen aus, wie viel es kosten würde, eine Kilowattstunde (kWh) Strom an dem jeweiligen Standort zu produzieren. Im vorliegenden Fall wurden die Ergebnisse klassifiziert: Die grünen Bereiche in der Abbildung 2.4 sind die Bereiche, an denen am günstigsten Strom mit konzentrierenden Solarkraftwerken produziert werden kann, unter der Berücksichtigung aller Annahmen und Restriktionen, die in STEPS bei der Berechnung gesetzt werden (KRONSHAGE, 2001).



**Abbildung 2.4:** Rangliste der potentiellen Standorte für solarthermische Kraftwerke in Marokko durch die Ermittlung der Stromgestehungskosten aus den Gesamtkosten und den Stromerträgen (KRONSHAGE, 2001).

STEPS wurde so konzipiert, dass es jedes Land oder jede Region der Erde hinsichtlich der Nutzung erneuerbarer Energiequellen durch solarthermische Kraftwerke analysieren kann. Voraussetzung ist, dass alle von STEPS benötigten Standortparameter zur Verfügung stehen. Die in der vorliegenden Arbeit ermittelte Direkt-Normal-Strahlung ist ein wichtiger Eingangsparameter für STEPS. In der Arbeit von BROESAMLE (2000) wurden die in STEPS berücksichtigten Standortparameter auf ihren Einfluss hinsichtlich der Stromgestehungskosten analysiert. Dabei ist die Höhe der Direkt-Normal-Strahlung von größter Bedeutung. Hier liegt auch die größte potentielle Fehlerquelle. Die übrigen Parameter mit großem Einfluss wie optischer Wirkungsgrad, Investitionskosten, Zinssatz oder thermische Verluste sind sehr genau bestimmbar, da sie entweder direkt messbar sind oder ausreichend Erfahrungen aus dem konventionellen Kraftwerksbau vorliegen. Die Direkt-Normal-Strahlung wird fast ausschließlich durch die Bewölkungsdichte und die Aerosol optische Dicke bestimmt, die damit die entscheidenden Standortparameter sind. Diese Strahlungsgröße operationell für das Planungstool STEPS zu bestimmen ist Ziel dieser Arbeit. Der hier vorgestellte Ansatz der Bestimmung der Direkt-Normal-Strahlung ist so konzipiert, dass das Verfahren global und unabhängig von Strahlungsmessungen angewendet werden kann.

Das folgende Kapitel zeigt die Möglichkeiten und Vorteile der Nutzung von Satellitendaten zur Strahlungsbestimmung gegenüber Bodenmessungen und stellt die verwendeten Atmosphärendaten, die abgeleiteten Daten und das Status Quo des derzeitigen Lösungsansatzes für die Bestimmung der DNI vor.

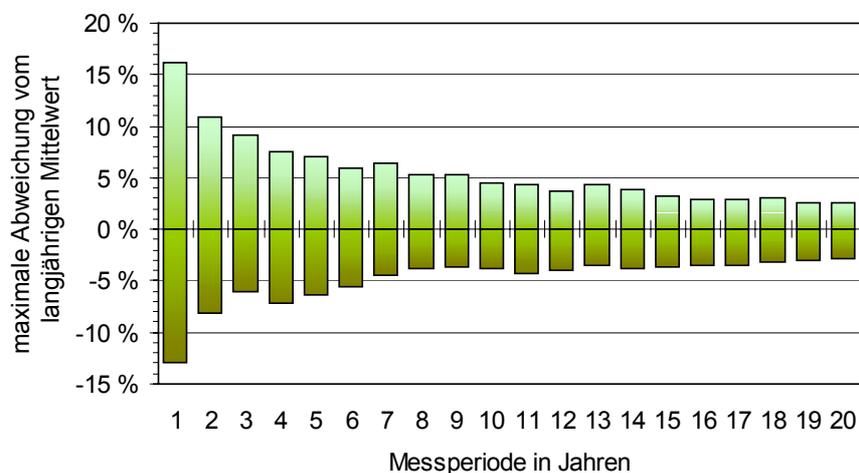
### 3 Satellitengestützte Verfahren zur Bestimmung der solaren Einstrahlung am Erdboden

#### 3.1 Allgemeiner Hintergrund

Bevor auf vorhandene Verfahren zur Strahlungsbestimmung eingegangen wird, soll kurz dargestellt werden, warum exakte Solarstrahlungsdaten für die Nutzung der Solarenergie benötigt werden. Weiterhin wird gezeigt, dass aus Satellitendaten abgeleitete Strahlungsdaten für die Projektplanung von Solaranlagen die am besten geeignete Datenquelle sind und somit eine Alternative gegenüber Bodenmessungen darstellen.

##### Satellitendaten versus Bodenmessungen

Die Solarstrahlung an einem Standort ist eine unsichere und schwankende Planungsgröße. QUASCHNING (2001) hat für Potsdam 63 Jahressummen der Globalstrahlung mit deren klimatologischem Mittelwert verglichen. Das Jahr mit den höchsten (niedrigsten) Einstrahlungswerten lag etwa 15 % über (unter) dem berechneten Mittelwert. Eine Strahlungsmessung über ein Jahr an einem Standort kann also nur sehr eingeschränkt für eine Aussage über die Qualität eines Standortes genutzt werden. Eine Mittelung über 5 Jahre schränkt die Abweichung vom langjährigen Mittelwert auf  $\pm 7\%$  ein, erst eine Mittelung über 10 Jahre reduziert die Abweichung auf unter 5 % (siehe Abbildung 3.1).



**Abbildung 3.1:** Einfluss der Länge des Messintervalls auf die Abweichung vom langjährigen Mittel am Beispiel von Potsdam, basierend auf einer 63-jährigen Messreihe der Globalstrahlung, Datenquelle DWD, QUASCHNING (2001).

*Langjährige, hochqualitative Strahlungszeitreihen erhöhen die Investitionssicherheit.*

Eine Ungenauigkeit von 1 % in der Jahressumme der Direktstrahlung bedeutet z.B. bei dem aktuellen solarthermischen Kraftwerksprojekt „Andasol 1“ in Südspanien mit 50 MW Leistung einen Ertragsunterschied von 1,58 GWh/Jahr. Diese Ungenauigkeit entspricht bei einer Vergütung von 16 Cent/kWh

einem Erlösunterschied von 252'000 € pro Jahr. Über die Gesamtlaufzeit von 25 Jahren ergibt dies 6,3 Mio € pro Prozent Abweichung. Das heißt, jedes Prozent Genauigkeitsverbesserung in der solaren Ressourcenerkundung verringert die Ungenauigkeit der wirtschaftlichen Ertragsprognose der Gesamtlaufzeit um etwa 6 Mio €.

*Satellitendaten haben eine räumlich und zeitlich umfassende Datenbasis und sind schnell verfügbar.*

Langjährige Messreihen der Solarstrahlung aus Bodenmessungen sind im Normalfall an einem geplanten Kraftwerksstandort nicht verfügbar. Dies gilt insbesondere in den spärlich bewohnten Gebieten des Sonnengürtels der Erde. Daher stellt sich für den Planer eines solarthermischen Kraftwerks die Frage, woher er für seine Planungen standortspezifische Daten bezieht. Für einen erhofften guten Standort müsste entsprechend lange gemessen werden. Satellitendaten beinhalten flächendeckende Informationen für große Gebiete für lange Zeiträume und sind daher sehr gut für die Bestimmung der solaren Energieressource im Vorfeld der Projektentwicklung geeignet.

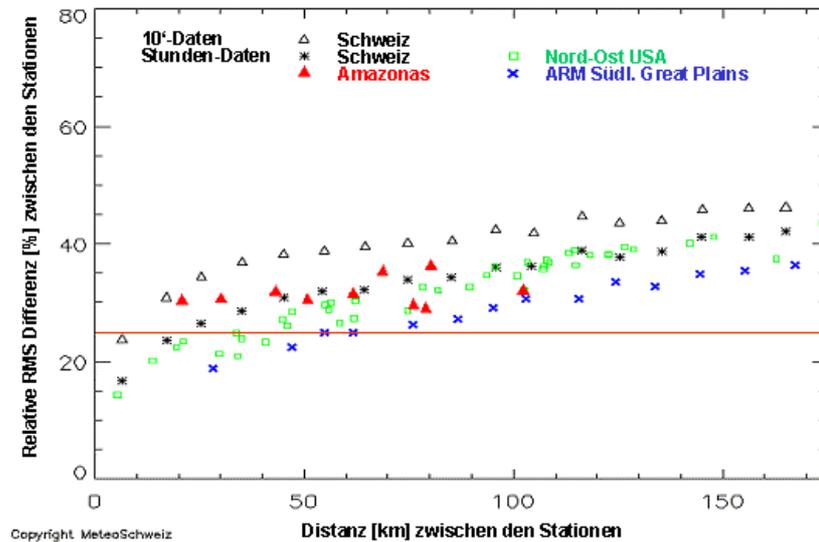
*Satellitenmessungen an verschiedenen Standorten lassen sich besser miteinander vergleichen als Bodenmessungen.*

Da der Satellit seinen gesamten Sichtbereich mit einem Sensor abtastet, können verschiedene Standorte besonders gut miteinander verglichen werden. Dies ist besonders wichtig, um bereits im Vorfeld der Projektentwicklung eine Rangliste möglicher Projektstandorte zu erstellen.

*Flächenhafte Messungen sind für solarthermische Kraftwerksprojekte repräsentativer und eine Rangliste von Alternativstandorten kann die Planungssicherheit und Flexibilität der Projektentwickler erhöhen.*

Solarthermische Kraftwerke sind flächenhafte Strukturen mit großen Ausmaßen. Eine Zeitreihe flächig gemittelter Messwerte ist deshalb repräsentativer als die Zeitreihe einer Punktmessung. Um dies zu erreichen, wäre ein enges und entsprechend teures Netz aus Bodenmessstationen erforderlich. Mit Satellitendaten lassen sich zudem ganze Regionen auf einmal analysieren. Mit ihrer hohen Auflösung können kleinskalige Effekte in der räumlichen Einstrahlungsstruktur besser abgebildet werden, als mit einem Bodenmessnetz. Abbildung 3.2 gibt diesen Sachverhalt entsprechend wieder. Dargestellt sind vier Bodenmessnetze (Schweiz, Amazonas, NE-USA und Great Plains, USA). Beispielweise wird das Bodenmessnetz der Schweiz und die relative Abweichung (y-Achse) der gemessenen Strahlungswerte in Abhängigkeit der Entfernung der verschiedenen Bodenstationen zueinander (x-Achse) angegeben. Diese Abweichung nimmt mit zunehmender Distanz der Bodenstationen zueinander zu. Die Abweichungen sind für 10-Minutenwerte ( $\Delta$ ) höher als für Stundenwerte (\*). Diese Abweichung ist auch stark von der Geländeform bzw. vom daraus resultierenden Mikroklima abhängig. Dies ist in der niedrigeren Abweichung für das Messnetz in den Great Plains erkennbar. Nach einer Studie von ZELENKA ET AL. (1999) erreicht die aus Satellitendaten ermittelte Globalstrahlung die Genauigkeit eines Boden-

messnetzes, dessen Stationen jeweils 25 km voneinander entfernt sind (rote Linie in Abbildung 3.2, relative Root Mean Square Error (RMSE) von 25 %).



**Abbildung 3.2:** RMSE der Stundenwerte in Abhängigkeit der Distanz eines Bodenmessnetzes der Globalstrahlung. Die rote Linie zeigt die Genauigkeit der satellitengestützten Globalstrahlungsbestimmung mit einem RMSE von 25 % an. (verändert, aus ZELENIKA *ET AL.*, 1999).

Satellitendaten mögen an einem spezifischen Standort vielleicht nicht die Genauigkeit einer sehr gut erwarteten Bodenmessung erreichen, sind aber als flächige Mittelwerte für große solarthermische Kraftwerke sogar repräsentativer als diese. Satellitendaten sind kostengünstig, schnell, weitgehend lückenlos und in hoher Genauigkeit über längere Zeiträume für beliebige Standorte in gleichbleibender Qualität verfügbar und helfen damit Planungsfehler zu vermeiden.

Die wichtigsten Argumente für die Verwendung satellitengestützter Strahlungsdaten seien nochmals kurz aufgeführt:

- genaue DNI-Messungen sind sehr selten, da aufwendig und kostenintensiv,
- ein flächendeckendes Bodenmessnetz für DNI ist nicht vorhanden,
- verfügbare Messungen sind meist weit entfernt von den potentiellen Standorten,
- lange Zeitreihen (>2-3 Jahre) sind selten
- und Bodenmessungen sind häufig lücken- und fehlerhaft.

### Ansätze für satellitengestützte Strahlungsbestimmung

Es existiert eine Vielzahl von Ansätzen und Verfahren, die die solare Strahlung am Erdboden ermitteln. Je nach Aufgabenstellung liegt die Stärke des gewählten Verfahrens entweder in der Genauigkeit der Berechnung oder in der Berechnungsgeschwindigkeit, allerdings auf Kosten der Genauigkeit. Prinzipiell gelten für alle Verfahren, dass exakte Eingabedaten eine Grundvoraussetzung für genaue Ergebnisse sind. Für die vorliegende Arbeit sind die meisten Eingabedaten mit Hilfe aus Satellitendaten abgeleitet worden, da die Strahlung flächendeckend bestimmt werden soll und somit punktuelle Informationen über den Zustand der Atmosphäre nicht ausreichend sind. Flächendeckende Informationen aus Satellitendaten sind dafür sehr nützlich. Daraus leitet sich auch der Begriff „satellitengestützte Strahlungsbestimmung“ ab. Für die Verfahren an sich gibt es unterschiedliche Ansätze.

Eine sehr genaue Bestimmung der Solarstrahlung kann mit Strahlungstransportmodellen erzielt werden. Solche Modelle, wie z.B. MODTRAN (Moderate-resolution atmospheric radiance and transmittance model) (ANDERSON *ET AL.*, 1993), berücksichtigen die Atmosphäre meist eindimensional und die Strahlung wird in einzelnen spektralen Wellenlängenbereichen berechnet. Neuere Strahlungstransportmodelle, wie z.B. LibRadtran (Library for Radiative Transfer) können 3-dimensionale Effekte der Bewölkung berücksichtigen (WYSER *ET AL.*, 2002; MAYER, 1999). Für den speziellen Anwendungsbereich der solaren Energienutzung wird ein Strahlungstransportmodell SMARTS (Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine) (GUEYMARD, 2003a) entwickelt, das als Referenzmodell für den Vergleich mit einfacheren Strahlungsmodellen dienen kann. Grundsätzlich können alle Strahlungstransportmodelle zur Berechnung der Direktstrahlung herangezogen werden. Allerdings benötigen diese Modelle, die die solare Strahlung für einzelne Wellenlängenbereiche berechnen, zum einen die möglichst genaue Kenntnis über die spektralen Absorptions- und Streueigenschaften der einzelnen atmosphärischen Komponenten und somit auch die genaue Kenntnis über die jeweilige Komponente an sich, zum anderen führt diese exakte Berücksichtigung zu aufwendigen und somit zeitintensiven Berechnungen. Obwohl jedes Prozent Genauigkeit bei der Strahlungsbestimmung sich in der Planung solarthermischer Kraftwerke widerspiegelt und somit die genaueste Methode verwendet werden sollte, ist es ein viel wichtigeres Anliegen, möglichst genaue Informationen über die Atmosphäre zu verwenden. Die längere Rechenzeit bei Strahlungstransportmodellen tritt bei den immer schneller werdenden Rechnerleistung zwar zum Teil in den Hintergrund, allerdings ist sie immer noch ein entscheidendes Kriterium, wenn eine Strahlungsberechnung für größerer Regionen und mehrerer Jahre in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung durchgeführt werden soll.

Als Alternative bieten sich Parametrisierungs- oder statistische Verfahren an, die mittels gefitteter Funktionen die Atmosphäre parametrisieren bzw. mittels statistischer Zusammenhänge von Bodenmessungen und Satellitendaten die Strahlung flächendeckend berechnen. Die Genauigkeit dieser Verfahren kann als ausreichend für diesen Anwendungsbereich angenommen werden, zusätzlich ist die

Rechengeschwindigkeit sehr schnell. Solche Ansätze zur Bestimmung der Solarstrahlung am Erdboden mit Hilfe von Satellitendaten wurden schon in den frühen 80er Jahren entwickelt (z.B. MÖSER AND RASCHKE, 1983; GAUTIER *ET AL.*, 1980; PINKER AND EWING, 1985; CANO *ET AL.*, 1986; STUHL-MANN *ET AL.*, 1989), in denen überwiegend die Globalstrahlung ermittelt wurde. Die Ableitung des direkten Strahlungsanteils erfolgt meist indirekt, indem über statistische Zusammenhänge der diffuse Strahlungsanteil ermittelt wird (z.B. SKARTVEIT *ET AL.*, 1998) und dieser von der Globalstrahlung subtrahiert wird. Einen vergleichenden Überblick über einige dieser Verfahren gibt z.B. HOLLMANN UND DAMMANN (1999). Aktuellere Ansätze sind z.B. bei BA *ET AL.* (2001), HAMMER *ET AL.* (2003), INEICHEN AND PEREZ (1999), PEREZ *ET AL.* (2002) oder RIGOLLIER *ET AL.* (2001) beschrieben. Alle Ansätze bestimmen die stündliche Strahlung für eine größere Region innerhalb des Sichtfeldes von geostationären Satelliten (z.B. Meteosat), indem das reflektierte Sonnenlicht, das der sichtbare VIS-Kanal des Satelliten (im Fall Meteosat im spektralen Bereich von 0.45  $\mu\text{m}$  bis 1.0  $\mu\text{m}$ ) misst, zur Globalstrahlung am Erdboden in ein Verhältnis gebracht wird.

Repräsentativ für alle oben genannte Methoden wird das HELIOSAT-Verfahren, das ursprünglich von CANO *ET AL.* (1986) entwickelt und später von BEYER *ET AL.* (1996), HAMMER (2000) und HAMMER *ET AL.* (2003) modifiziert wurde, aufgrund seiner weit verbreiteten Anwendung vorgestellt. Im Anschluss werden die verwendeten und abgeleiteten Eingabedaten dargestellt und daran folgend in Kapitel 3.3 das in dieser Arbeit verwendete Parametrisierungsverfahren vorgestellt.

### Das HELIOSAT-Verfahren

Zur Bestimmung der wolkenfreien Strahlung wird das Direkt-Strahlungsmodell von PAGE (1996) und das Diffus-Strahlungsmodell von DUMORTIER (1995) verwendet, die beide den Linke<sup>1</sup> Trübungsfaktor zur Berücksichtigung der atmosphärischen Trübung einbeziehen. Die wolkenfreie Direktstrahlung berechnet sich nach

$$G_{direct,clearsky} = \bar{E}_0 \cdot \varepsilon \cdot e^{-0.8662 \cdot T_L(2) \cdot \delta_R(am) \cdot am} \quad \text{Gleichung 3.1}$$

mit:

$G_{direct,clearsky}$	= Direkter Strahlungsanteil bei wolkenfreiem Himmel (clear-sky) [ $W/m^2$ ]
$\bar{E}_0$	= extraterrestrische Strahlung [ $W/m^2$ ]
$\varepsilon$	= Exzentrizitätsfaktor []
$T_L(2)$	= Linke Trübungsfaktor (für die rel. optische Luftmasse $am = 2$ ) []
$\delta_R(am)$	= Rayleigh optischen Dicke []
$am$	= airmass []

Die wolkenfreie Diffusstrahlung ist nach DUMORTIER (1995) empirisch gefittet durch

---

<sup>1</sup> Der Trübungsfaktor nach Linke gibt die gedachte Anzahl von Rayleigh-Atmosphären (trockene, klare Luft ohne Wasserdampf und Aerosole) an, die die gleiche Trübung hervorrufen wie die real vorherrschende Atmosphäre. (Iqbal, 1983)

$$G_{diffus,clearsky} = \bar{E}_0 \cdot \varepsilon \cdot (0.0065 + (-0.045 + 0.0646 \cdot T_L(2)) \cdot \cos \theta_z + (0.014 - 0.0327 \cdot T_L(2)) \cdot \cos^2 \theta_z) \quad \text{Gleichung 3.2}$$

mit:  $G_{diffus,clearsky}$  = Diffuser Strahlungsanteil bei wolkenfreiem Himmel (clear-sky) [ $W/m^2$ ]  
 $\bar{E}_0$  = extraterrestrische Strahlung [ $W/m^2$ ]  
 $\varepsilon$  = Exzentrizitätsfaktor []  
 $T_L(2)$  = Linke Trübungs faktor (für die rel. optische Luftmasse  $am = 2$ ) []  
 $\theta_z$  = Sonnenzenitwinkel [°]

Für die atmosphärische Trübung wird ein klimatologischer Ansatz verwendet, der ortsspezifische Fitparameter in Abhängigkeit vom Tag des Jahres verwendet. Zur Berücksichtigung der Bewölkung wird ein Cloud-Index ermittelt, der Albedowerte benötigt. Der minimale Albedowert  $\rho_{min}$  gibt die wolkenfreie Bodenreflexion, der maximale Albedowert  $\rho_{max}$  die maximal mögliche Reflexion durch eine optisch opaque Wolke an. Für die Bodenreflexion werden monatliche Karten der Bodenalbado berechnet. Das Maximum wird mittels Auswertung der Satellitenbilder berechnet, in Abhängigkeit vom verwendeten Sensor. Der Cloud-Index  $CI$  wird dann wie folgt berechnet:

$$CI = \frac{\rho - \rho_{min}}{\rho_{max} - \rho_{min}} \quad \text{Gleichung 3.3}$$

mit:  $CI$  = Cloud-Index []  
 $\rho$  = gemessenen Reflexion von System Atmosphäre/Erde am Satellit []  
 $\rho_{min}$  = wolkenfreie Bodenreflexion []  
 $\rho_{max}$  = maximal mögliche Reflexion durch Bewölkung []

Dieser Cloud-Index wird empirisch mit dem clear sky index  $k_T^*$  korreliert. Diese Funktion basiert auf der Annahme  $k_T^* = 1 - CI$ , jedoch mit geringen Modifikationen für  $CI \rightarrow 0$  and  $CI \rightarrow 1$  (HAMMER, 2000). Die Globalstrahlung am Erdboden für den bewölkten Fall erhält man mit:

$$GHI = k_T^* \cdot (G_{direct,clearsky} \cdot \cos \theta_z + G_{diffus,clearsky}) \quad \text{Gleichung 3.4}$$

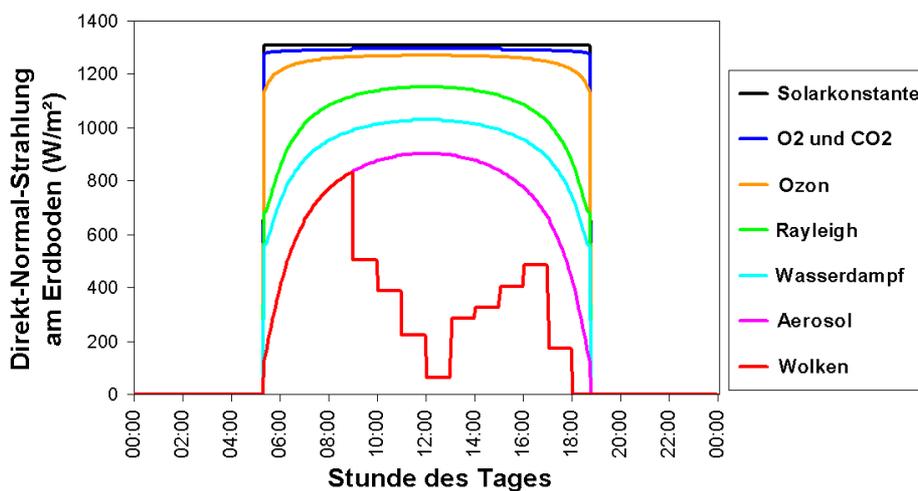
mit:  $GHI$  = Globalstrahlung (auf eine horizontale Fläche) [ $W/m^2$ ]  
 $k_T^*$  = clear sky index []  
 $G_{direct,clearsky}$  = Direkter Strahlungsanteil bei wolkenfreiem Himmel (clear-sky) [ $W/m^2$ ]  
 $G_{diffus,clearsky}$  = Diffuser Strahlungsanteil bei wolkenfreiem Himmel (clear-sky) [ $W/m^2$ ]  
 $\theta_z$  = Sonnenzenitwinkel [°]

Soll der direkte Strahlungsanteil (DNI) auf direktem Weg ermittelt werden, sind diese Methoden weniger geeignet, da die Sensitivität des sichtbaren Kanals mit niedrigen Sonnenwinkeln (am Morgen und am Abend) abnimmt, während Wolken mit Hilfe des infraroten Kanals (im Fall Meteosat im spektralen Bereich von 10.5  $\mu m$  - 12.5  $\mu m$ ) noch entdeckt werden können. Zusätzlich zeigt dünne Cirrus-Bewölkung, die einen deutlichen Effekt auf die DNI haben kann, ein stärkeres Signal in IR-Daten als in VIS-Daten. Der Einfluss auf die Globalstrahlung ist hingegen geringer. Zusätzlich wird bei diesem Verfahren die wolkenfreie Atmosphäre mit Hilfe der Linke Trübung parametrisiert. Diese

Parametrisierung ist für die Bestimmung der Globalstrahlung ausreichend, für die Bestimmung der Direktstrahlung müssen die unterschiedlichen Absorptions- und Streuungseigenschaften der Atmosphäre genauer berücksichtigt werden. Daher wird im folgenden ein Ansatz vorgestellt, der zum einen zusätzlich zu den VIS-Daten die Daten des IR-Kanals des Satelliten Meteosat verwendet, zum anderen Daten zu Ozon, Wasserdampf und Aerosol explizit in die Strahlungsberechnung integriert.

### 3.2 Verwendete Parameter und abgeleitete Daten

Die Strahlung wird bei ihrem Weg durch die Atmosphäre von den atmosphärischen Parametern in unterschiedlichen Maßen geschwächt. Abbildung 3.3 gibt den beispielhaften Tagesgang der DNI - berechnet mit der hier vorgestellten Methode - mit den unterschiedlichen Einflüssen der atmosphärischen Parameter wieder. Der stärkste Einfluss geht von Wolken aus, gefolgt von Aerosolen, Wasserdampf und der Rayleighstreuung an den Luftmolekülen. Von geringerem Einfluss sind  $O_3$ ,  $O_2$  und  $CO_2$ . Obwohl die clear-sky Parameter während des Tages konstant gehalten werden, wird die jeweilige Schwächung mit steigenden Sonnenzenitwinkeln in den Morgen- und Abendstunden größer und dadurch die Direktstrahlung geringer. Dies ist auch in Abbildung 3.21 an den geringeren Transmissionen für höhere Sonnenzenitwinkel ersichtlich. Informationen zur Bewölkung basieren auf stündlichen Werten, was zu den markanten Abstufungen der DNI führt. Die extraterrestrische Strahlung ist von Sonnenauf- bis -untergang konstant, da die bestrahlte Fläche senkrecht zur einfallenden Strahlung definiert ist und außerhalb der Atmosphäre keine Schwächung erfolgt.



**Abbildung 3.3:** Beispiel für einen Tagesgang der Direkt-Normal-Strahlung am Erdboden mit den Einflüssen der verschiedenen atmosphärischen Parametern. Die Werte sind mit der hier vorgestellten Methode berechnet worden.

Die zeitlich und räumliche Variabilität dieser Parameter kann für eine globale Skala nicht beschrieben werden, da sie sehr stark von der zu untersuchenden Region abhängt. Welche atmosphärischen Eingabeparameter derzeit im Verfahren verwendet werden, wird im Folgenden beschrieben. Die Daten basieren teils oder komplett auf Satelliten-Fernerkundungsmethoden. Die verwendeten Atmosphärenparameter können zukünftig leicht durch Daten mit einer höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung oder mit einer höheren Genauigkeit ersetzt werden. Alle beschriebenen Parameter werden unter Berücksichtigung des aktuellen airmass, der durch den Sonnenzenitwinkel definiert ist, und der Elevation für den gewünschten Standort berechnet.

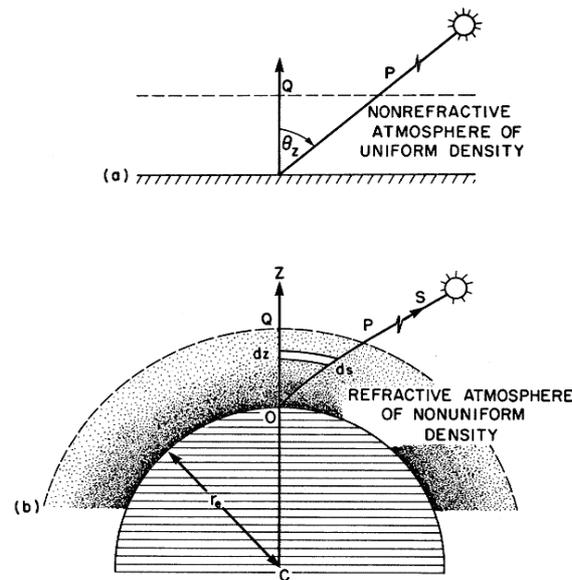
#### airmass

Die Schwächung der Solarstrahlung durch die atmosphärischen Komponenten erfolgt in Abhängigkeit vom Sonnenstand. Die Schwächung nimmt bei zunehmendem Sonnenzenitwinkel  $\theta_z$  zu und ist außerdem eine Funktion der Dichte und der Höhe der Atmosphäre. Bei senkrechtem Einfall der Solarstrahlung entspricht der Weg der Strahlung der Höhe der Atmosphäre. Die relative optische Luftmasse (Der Begriff relative optische Luftmasse oder relative optical airmass wird im weiteren Verlauf mit „airmass“ abgekürzt) gibt das Verhältnis der beobachteten optischen Länge des Strahlengangs zur vertikalen Länge des Strahlengangs in Zenitrichtung an (IQBAL, 1983). Mit der Annahme, dass die Erdatmosphäre horizontal homogen verteilt ist, kann airmass  $am$  in erster Näherung mit Hilfe des Kosinus des Zenitwinkels nach dem Lambertschen Gesetz beschrieben werden:

$$am = \frac{1}{\cos \theta_z} \quad \text{Gleichung 3.5}$$

mit:  $am$  = airmass []  
 $\theta_z$  = Sonnenzenitwinkel [°]

Dabei kann der Sonnenzenitwinkel  $\theta_z$  anhand der bekannten Sonnengeometrie ermittelt werden (siehe dazu IQBAL (1983)). Abbildung 3.4a zeigt die angenommene homogene Atmosphäre mit einheitlicher Dichte und damit ohne Brechung in der Atmosphäre. Ebenso wird die Erdkrümmung vernachlässigt. Für diese Annahme gilt Gleichung 3.5. Steht die Sonne im Zenit ( $\theta_z = 0^\circ$ ), ist  $am = 1$ , bei einem Zenitwinkel von  $60^\circ$  ist  $am = 2$ . Gleichung 3.5 hat bei einem Zenitwinkel von  $85^\circ$  einen Fehler von 10 %.



**Abbildung 3.4:** Strahlengang durch a) homogene, nicht gekrümmte Atmosphäre  
b) nicht homogene, gekrümmte Atmosphäre, (aus IQBAL, 1983).

Eine genauere Gleichung, die das vertikale Profil der Atmosphärendichte, die unterschiedlichen Brechungsindizes und die Erdkrümmung berücksichtigt, ist von KASTEN (1966) entwickelt worden. Dieser Fall ist in Abbildung 3.4b gekennzeichnet.  $am$  wird berechnet mit (IQBAL, 1983):

$$am = \frac{1}{[\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)]^{1.253}} \quad \text{Gleichung 3.6}$$

mit:  $am$  = airmass []  
 $\theta_z$  = Sonnenzenitwinkel [°]

Gleichung 3.6 hat einen Fehler von 0.1 % für einen Sonnenzenitwinkel von 0° bis 86°. Die höchste Abweichung beträgt 1.25 % bei einem Sonnenzenitwinkel von 89.5°. Für die Berechnung der Transmissionskoeffizienten für die Rayleigh-Atmosphäre, für gleichmäßig verteilte Gase und für Aerosole ist es notwendig, airmass  $am$  auf das entsprechende Druckniveau für den jeweiligen Pixel zu korrigieren. Dies erfolgt mit (IQBAL, 1983):

$$am_p = am \cdot \frac{p}{1013.25 \text{ hPa}} \quad \text{Gleichung 3.7}$$

mit:  $am_p$  = druckkorrigierte airmass []  
 $am$  = airmass []  
 $p$  = Stationsdruck [hPa]

Dieser kann auch mit Höhenangabe über Meeresspiegel in Metern ermittelt werden. Für die Umrechnung von der Höhe  $z$  in Druck  $p$  gilt folgende Gleichung (IQBAL, 1983):

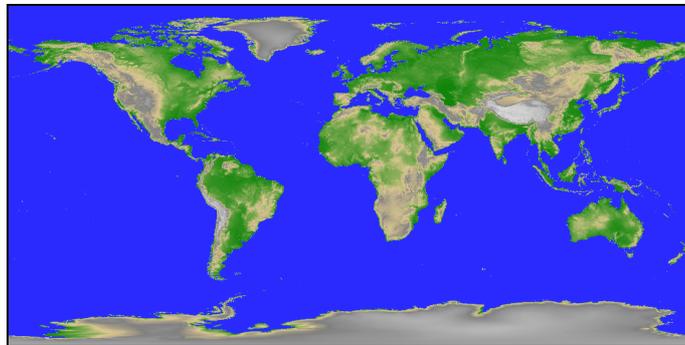
$$p = p_0 \cdot \exp\left(-0.0001184 \cdot \frac{z}{m}\right) \quad \text{Gleichung 3.8}$$

mit:  $p$  = Stationsdruck [ $hPa$ ]  
 $p_0$  = Stationsdruck auf Meeresspiegel [ $hPa$ ]  
 $z$  = Höhe über Meeresspiegel [ $m$ ]

Diese Korrektur ist für die Bestimmung der Transmissionskoeffizienten der Rayleighatmosphäre, der Gase  $CO_2$  und  $O_2$  und Aerosole notwendig, da diese Koeffizienten mit Daten ermittelt wurden, die nicht auf Normaldruck normiert werden. Die Koeffizienten von Wasserdampf und Ozon hingegen benötigen die nicht korrigierte airmass  $am$ , da bei ihrer Berechnung Atmosphärendaten eingesetzt werden, die auf Normaldruck und Normaltemperatur (NTP) normiert wurden.

### Geländehöhe

Wie in Gleichung 3.8 ersichtlich wird die Geländehöhe  $z$  als Eingabeparameter benötigt. Dieser Parameter kann mit Hilfe von Digitalen Geländemodellen (Digital Elevation Model - DEM) global zur Verfügung gestellt werden. Das derzeit am weitesten verbreitete DEM ist das Global Land One-km Base Elevation Digital Elevation Model (GLOBE) (Abbildung 3.5), ein weltweites Geländemodell, das in einer Auflösung von 30 Bogensekunden die Höhe  $z$  über NN beinhaltet (HASTINGS AND DUNBAR, 1998). Eine Berücksichtigung von Abschattungseffekten ist bei der Verwendung diese 1km-aufgelösten Datensatzes nicht sinnvoll, da die Genauigkeit dieses Datensatzes zwischen  $\pm 30$  m und  $\pm 160$  m (je nach Datengrundlage) liegt. Näheres zu Abschattungseffekten ist in Anhang B zu finden.



**Abbildung 3.5:** Geographische Höhe aus GLOBE.

### Rayleigh Streuung und gleichmäßig verteilte Gase

Die Rayleigh-Streuung der klaren Atmosphäre und die Absorption der gleichmäßig in der Troposphäre verteilten Gase, hauptsächlich  $CO_2$  and  $O_2$ , werden mit konstanten Werten, basierend auf den atmosphärischen Komponenten der U.S. Standard Atmosphäre 1976, verwendet (U.S DEPARTMENT OF COMMERCE, 1976). Dieser Datensatz resultiert auf Auswertungen von Raketen- und Satellitendaten und Berechnungen aus der Gasgleichung und der statischen Grundgleichung und repräsentiert u.a. die Dichte- und Temperaturverteilung der Erdatmosphäre von Meeresniveau bis zu einer Höhe von 1000 km. Sie stellt eine mittlere Norm-Atmosphäre über die gemessenen vertikalen Verteilungen der Parameter dar. Die reale Atmosphäre kann gegenüber dieser normierten Standardatmosphäre variieren.

Der Einfluss der Rayleigh-Atmosphäre und der Komponenten  $\text{CO}_2$  und  $\text{O}_2$  auf die Direktstrahlung ist sehr konstant und somit können die aus der Standardatmosphäre abgeleiteten Transmissionen als exakt angenommen werden.

### Ozon

Ozon absorbiert die Strahlung überwiegend im Wellenlängenbereich kleiner als  $0.3 \mu\text{m}$ . Daher ist die anteilige Schwächung der DNI durch Ozon für das komplette solare Spektrum relativ gering. Die Variabilität von Ozon hängt überwiegend von der geographischen Breite und von der Jahreszeit ab. In Regionen zwischen  $10^\circ$ - $40^\circ$  geographischer Breite (der sogenannte „Sonnengürtel der Erde“) schwankt der Ozongehalt etwa zwischen  $0.2$  und  $0.4 \text{ cm}[NTP]$  mit leichten jahreszeitlichen Änderungen und einer geringen Abnahme mit den Jahren. Eine leicht zugängliche und qualitativ hochwertige Datenquelle für Ozon ist der Datensatz des "Total Ozone Mapping Spectrometer" (TOMS) an Bord des NASA-Satelliten Earth-Probe. Eine detaillierte Beschreibung des Ozon-Retrievals aus TOMS-Daten und die erreichten Genauigkeiten ist in MCPETERS *ET AL.* (1998) gegeben. Zusammenfassend kann eine Abweichung von 1 % gegenüber Bodenmessungen für wöchentliche Ozonmittel genannt werden. Aufgrund des geringen Einflusses von Ozon auf die Direkt-Normal-Strahlung werden Monatswerte mit einer räumlichen Auflösung von  $1.25^\circ(\text{lon}) \times 1^\circ(\text{lat})$  verwendet, da diese ausreichend genau sind. Abbildung 3.6 zeigt den Ozon-Datensatz für Februar 2003 in Dobson Unit [DU], das entspricht  $\text{cm}[NTP] \cdot 1000$ .

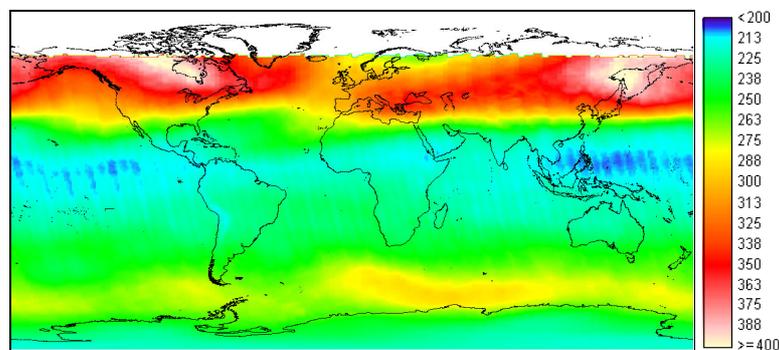
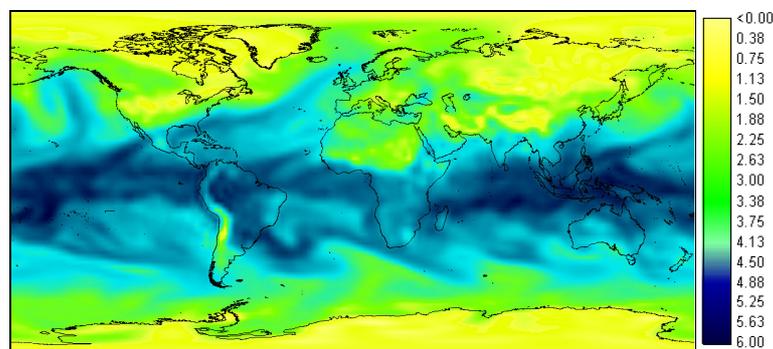


Abbildung 3.6: Ozon-Monatsmittel Februar 2003 in [DU] aus TOMS-Daten.

### Wasserdampf

Wasserdampf absorbiert die solare Strahlung überwiegend im thermalen Spektralbereich und sein Anteil an der Schwächung der DNI ist größer als bei Ozon. Analyisierte 4-Jahres-Monatsmittel für den Sonnengürtel zeigen eine Variabilität von  $0.5$  bis  $6.5 \text{ cm}[NTP]$  was zu einer Schwächung der DNI von bis zu 15 % führen kann. Für die Berechnung der DNI werden Tagesmittel des "precipitable water" der NCEP/NCAR-Reanalysis des "Climate Diagnostic Center" (CDC-NOAA) mit einer räumlichen Auflösung von  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  verwendet. Der Parameter „precipitable water“ gibt das gesamte niederschlagsfähige Wasser (ohne Wassertröpfchen) innerhalb einer gedachten Atmosphärensäule an. Eine

detaillierte Beschreibung zu diesem Datensatz und über die NCEP-Reanalyse ist in KALNAY *ET AL.* (1996) zu finden. Die Genauigkeit des Parameters „precipitable water“ der NCEP/NCAR-Reanalyse wurde von TRENBERTH AND GUILLEMOT (1997) untersucht, die eine Unterschätzung von 10% gegenüber der „NASA Water Vapor Project“ (NVAP) Klimatologie und Daten des „TIROS Operational Vertical Sounder“ (TOVS) ermittelten. Trotz dieser Abweichung wird der NCEP/NCAR-Datensatz verwendet, da tägliche Wasserdampfwerte seit dem Jahre 1948 vorliegen und der Einfluss auf die Direkt-Normal-Strahlung durch diesen Datensatz noch gut wiedergegeben wird. Bei Verwendung dieser Daten für Klima- und hydrologische Studien sollte allerdings dieser Bias von 10 % besonders berücksichtigt werden (TRENBERTH AND GUILLEMOT, 1997). Abbildung 3.7 zeigt den Wasserdampf-Datensatz in  $cm[NTP]$  für den 07.02.2003.



**Abbildung 3.7:** Wasserdampf-Tagesmittel 07.02.2003 in  $cm[NTP]$  aus der NCEP/NCAR-Reanalyse.

### Aerosol

Im wolkenfreien Fall können Aerosole den stärksten Einfluss auf die Direktstrahlung haben. Detaillierte Informationen über die Aerosol optische Dicke (AOT), der benötigte Parameter für die Strahlungsberechnung, sind in einer hohen zeitlich und räumlichen Auflösung derzeit global nicht vorhanden. Solche Informationen wären aufgrund der zeitlich und räumlichen Variabilität von Aerosolen wünschenswert. Abhängig von der Region liegt die AOT zwischen 0.05 für klare Küstenregionen und  $>2$  für Regionen mit hohem Sandstaubanteil oder zahlreichen Rußpartikeln. Bei hoher AOT (z.B. in einem Sandsturm) kann die DNI bis auf nahezu  $0 \text{ W/m}^2$  geschwächt werden. Der derzeit verwendete Aerosoldatensatz beruht auf modellierten Aerosoldaten des Global Aerosol Climatology Projects des Goddard Institute for Space Studies der National Aeronautics and Space Administration (NASA-GISS). Dieser Datensatz ist ein Kompromiss zwischen global flächendeckenden Informationen zu Aerosolen und einer noch vertretbaren niedrigen räumlichen und zeitlichen Auflösung (siehe Kapitel 4.1). Abbildung 3.8 zeigt den GACP-Aerosol-Datensatz für den Februar. Dieser Datensatz wurde räumlich auf  $0.8^\circ \times 1^\circ$  interpoliert. Da Aerosole nach der Bewölkung den stärksten Einfluss auf die Direktstrahlung ausüben, wird auf diesen Parameter basierend auf einer Untersuchung derzeit vorhandener Aerosoldatensätzen und basierend auf einer Genauigkeitsuntersuchung in Kapitel 4.1 besonders

eingegangen. Kapitel 4.1 versucht auch die Genauigkeit des GACP-Datensatzes zu erörtern. Eine quantitative Aussage ist allerdings nicht möglich.

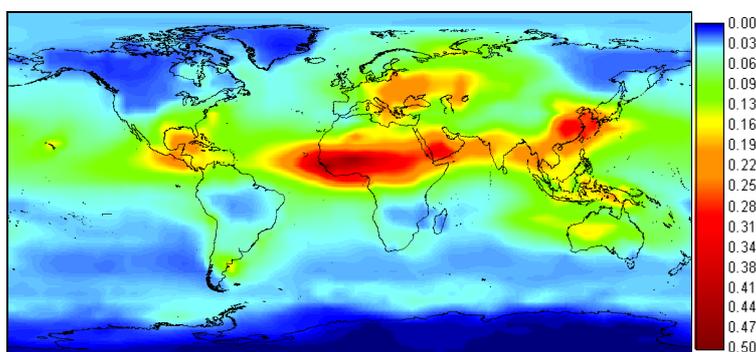


Abbildung 3.8: Aerosol-optische Dicke (550nm) für Februar aus GACP-Klimatologie.

Tabelle 3.1 gibt einen Überblick über die verwendeten Parameter und ihre zeitliche und räumliche Auflösung. Alle aufgelisteten Parameter sind abhängig vom jeweiligen airmass für Ort und Zeit. Für die Aerosol optische Dicke aus GACP wird eine Genauigkeit von 30 % angegeben, welche aus Erfahrungswerten des Autors festgelegt wird.

Parameter	Räumliche Auflösung	Zeitliche Auflösung	Verfügbarer Zeitraum	Genauigkeit (%)	Quelle
CO <sub>2</sub> und O <sub>2</sub>	<i>konstant</i>	<i>konstant</i>	<i>konstant</i>	$\pm 0$	US-Standard-Atmo.
Rayleigh Streuung	<i>konstant</i>	<i>konstant</i>	<i>konstant</i>	$\pm 0$	US-Standard-Atmo.
Ozon	5° zonal	Monatsmittel	11/1978 - present	$\pm 1$	TOMS
Wasserdampf	2.5°lat x 2.5°lon	Tagesmittel	01/1948 - present	-10	NCAR / NCEP
Aerosol (AOT)	4°lat x 5°lon	12 klimatologische Monatswerte	1 klimatologisches Jahr	$\pm 30$	GACP

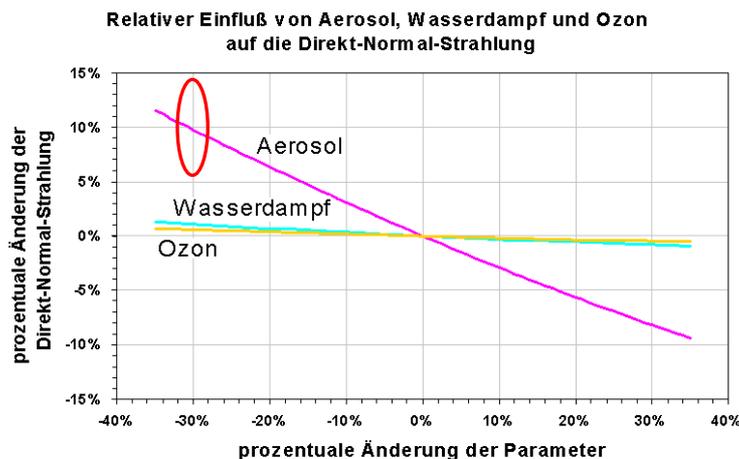
Tabelle 3.1: Übersicht über die verwendeten clear-sky Parameter. Die Eingabeparameter werden unter Berücksichtigung des aktuellen airmass verwendet.

Tabelle 3.2 gibt den Einfluss der Eingabeparameter auf die Direktstrahlungsbestimmung wieder. Dargestellt sind die jeweiligen Transmissionen für Ozon, Wasserdampf und Aerosol, berechnet aus den in Kapitel 3.3 beschriebenen Gleichungen 3.17 bis 3.23, variiert innerhalb der typischen Wertebereiche für den Sonnengürtel der Erde. Die Berechnung erfolgt mit airmass = 1. Die üblicherweise auftretenden Minima und Maxima sind in Fettschrift hervorgehoben. Deutlich wird der schwache Einfluss von Ozon auf die breitbandige Direktstrahlung sichtbar (1-2 %). Wasserdampf schwächt die Direktstrahlung, unabhängig von der Höhe der Wasserdampfsäule, recht konstant um ca. 12 %. Aerosol hingegen kann die DNI bis auf nahezu 0 W/m<sup>2</sup> schwächen (AOT = 2  $\rightarrow$   $\tau_{Aerosol} = 0.082$ ). Abbildung 3.9 zeigt den relativen Einfluss von Ozon, Wasserdampf und Aerosol auf die Berechnung der Direkt-Normal-

Strahlung. Sie zeigt, um wie viel Prozent sich die DNI bei der Variation der Einflussgröße ändert. Diese Abbildung ist nur sinnvoll für Aussagen in Nähe des Referenzwertes (0 % Angabe auf der x-Achse), welche für diese Abbildung gewählt wurden (Ozon:  $0.300 \text{ cm}[NTP]$ , Wasserdampf:  $2.0 \text{ cm}[NTP]$ , Aerosol: 0.2). Diese Referenzwerte und die daraus resultierenden Transmissionskoeffizienten sind in Tabelle 3.2 kursiv dargestellt.

Ozon		Wasserdampf		Aerosol	
<i>cm[NTP]</i>	<i><math>\tau_{Ozon}</math></i>	<i>cm[NTP]</i>	<i><math>\tau_{WV}</math></i>	<i>AOT (breitband)</i>	<i><math>\tau_{Aerosol}</math></i>
<b>0.2</b>	<b>0.990</b>	<b>0.5</b>	<b>0.921</b>	<b>0.05</b>	<b>0.934</b>
<i>0.3</i>	<i>0.985</i>	<i>1.5</i>	<i>0.895</i>	<i>0.20</i>	<i>0.806</i>
<b>0.4</b>	<b>0.982</b>	<i>2.0</i>	<i>0.888</i>	0.40	0.674
		<i>3.0</i>	<i>0.879</i>	0.80	0.459
		<i>4.0</i>	<i>0.870</i>	1.00	0.368
		<b>6.0</b>	<b>0.858</b>	<b>2.00</b>	<b>0.082</b>

**Tabelle 3.2:** Übersicht über die Variabilität der Strahlungsschwächer der wolkenfreien Atmosphäre und deren Einfluss auf die Breitbandtransmission, basierend auf Berechnungen mit der Bird-Methode (airmass = 1).



**Abbildung 3.9:** Relativer Einfluss der meteorologischen Größen Aerosol, Wasserdampf und Ozon auf die Direkt-Normal-Strahlung für die wolkenfreie Atmosphäre (modifiziert, nach BROESAMLE, 2000). Z.B. führen 30 % Änderung der Aerosol optischen Dicke zu einer Änderung von 10 % der Direkt-Normal-Strahlung (rote Markierung).

Aus Tabelle 3.2 und Abbildung 3.9 wird deutlich, dass Aerosole eine sehr entscheidende Größe für die Bestimmung der Direkt-Normal-Strahlung darstellen. Kann diese Größe nur mit einer Sicherheit von  $\pm 30\%$  angegeben werden, dann variiert die resultierende DNI um  $\pm 10\%$  (rote Markierung in Abbildung 3.9) im Gegensatz zu Ozon und Wasserdampf mit nur 1-2 %. Daher ist es sehr wichtig, einen möglichst genauen Aerosol-Datensatz zu verwenden. Darauf wird in Kapitel 4.1 eingegangen. Einen noch größeren Einfluss hat allerdings die Bewölkung. Wie diese abgeleitet wird, wird im Folgenden vorgestellt.

### Bewölkung aus Meteosat

Die Solarstrahlung am Erdboden ist hauptsächlich durch Bewölkung beeinflusst. Die Direktstrahlung geht bei starker Bewölkung bis nahezu  $0 \text{ W/m}^2$  zurück, während die Globalstrahlung aufgrund des diffusen Anteils stets deutlich größer  $0 \text{ W/m}^2$  bleibt. Bei der Bestimmung der Direktstrahlung ist es daher essentiell, die Bewölkung unter Berücksichtigung der zeitlich und räumlich hohen Variabilität zu bestimmen. Für die Bewölkungserkennung wird der Algorithmus von MANNSTEIN *ET AL.* (1999) verwendet, der halbstündige Daten des geostationären Satelliten Meteosat auswertet, um stündliche Bewölkungsinformationen zu bestimmen. Der geostationäre Satellit Meteosat (Meteorological Satellite) wird von EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) in 36.000 km Höhe in  $0^\circ$  geogr. Länge und  $0^\circ$  geogr. Breite betrieben. Der Aufnahmebereich des Satelliten ist in Abbildung 3.10 gezeigt. Meteosat ist mit drei Radiometern ausgerüstet, die im sichtbaren (VIS:  $0.5 - 0.9 \mu\text{m}$ ) und infraroten (IR:  $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$ ) Spektralbereich und im Wasserdampf-Absorptionsband (WV:  $5.7 - 7.1 \mu\text{m}$ ) innerhalb 25 Minuten die Erde von Süd nach Nord aufnehmen. Gemessen wird die vom System Erde/Atmosphäre reflektierte bzw. emittierte Strahldichte, die als digitales Signal (8-Bit Counts) gespeichert wird. So entstehen Bilder der Erdhalbkugel, die aus  $2500 \times 2500$  Pixeln mit Graustufen von 0 bis 255 bestehen. Die räumliche Auflösung beträgt maximal  $5 \times 5 \text{ km}^2$  (im IR- und WV-Kanal) und  $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$  (im VIS-Kanal) am Sub-Satellite-Point (SSP, lotrecht direkt unter dem Satelliten), die zeitliche Auflösung beträgt 30 Minuten. (Näheres zum Aufnahmeverfahren ist in Anhang C zu finden).



**Abbildung 3.10:** Aufnahmebereich des Satelliten Meteosat, (Meteosat-7, Infrarot-Kanal, farbige Darstellung), copyright © 2004, EUMETSAT.

### Wolkenerkennung:

Die Erkennung eines völlig wolkenfreien Himmels oder eines total bewölkten Himmels ist aus Satellitendaten hinreichend genau möglich. Aufwendiger ist hingegen die Bestimmung der Transmission von teilweise bewölktem Himmel oder mit optisch dünnen Cirrus-Wolken bedecktem Himmel, die immer noch einen Teil der Direktstrahlung auf die Erde auftreffen lassen (HUTCHINSON AND CHOE, 1996). Es existieren mehrere Ansätze für die Wolkenerkennung, abhängig auch vom verwendeten Satellitensystem, also wie viel und welche spektralen Kanäle zur Verfügung stehen und in welcher räumlichen und zeitlichen Auflösung die Daten vorliegen. Je nach Datenbasis können physikalische Grenzwerte für die Erkennung von Wolken gesetzt werden (wie z.B. eine minimale Temperatur) oder es können statistische Auswertungen durchgeführt werden, um z.B. eine räumliche Kohärenz der untersuchten Pixel zueinander zu erkennen. In neuerer Zeit werden auch häufig neuronale Netze und „fuzzy logic“ verwendet, um eine Wolkenerkennung durchzuführen. Die Wolkenerkennung aus Satellitendaten wird grundsätzlich durch verschiedene Faktoren erschwert wie z.B. durch:

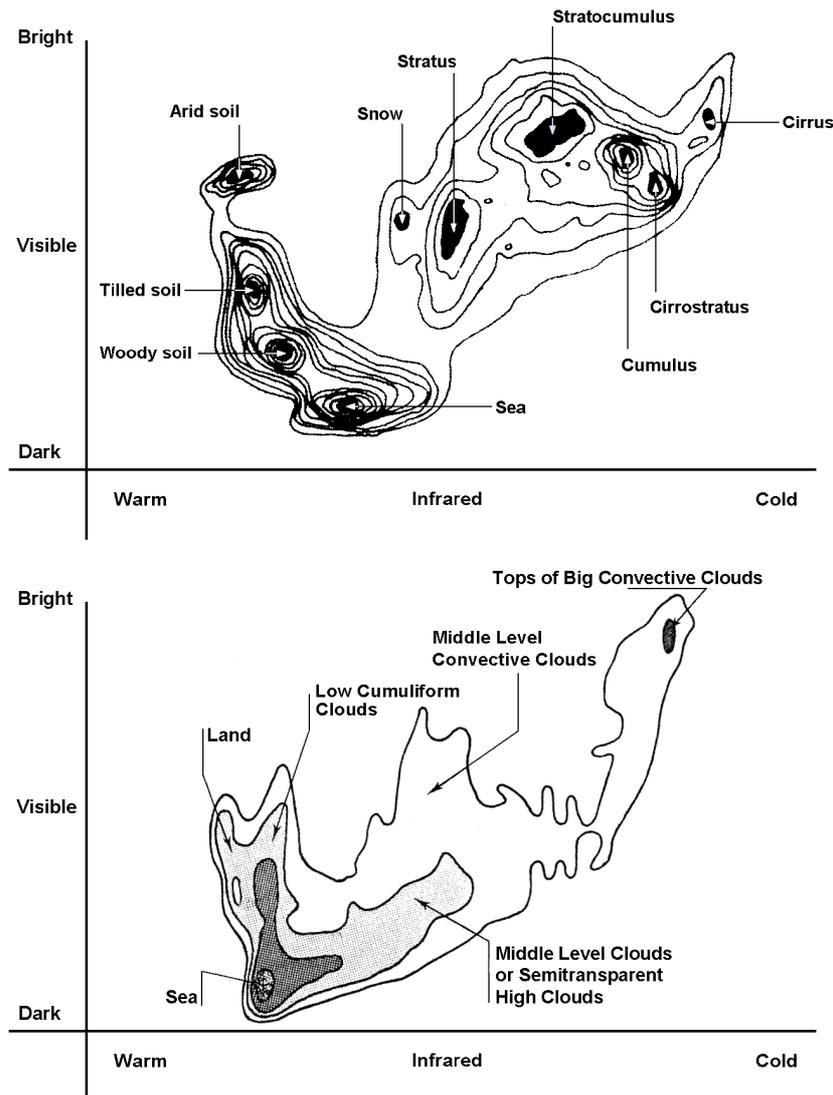
- sunglint (Direkte Spiegelung der Sonne durch z.B. Wasserflächen in Richtung Satellit)
- dünne semitransparente Zirren (über Schnee oder inhomogenem Gebiet)
- durchbrochene Bewölkung
- Wolkenschatten
- mehrschichtige Bewölkung

In FRANCA AND CRACKNELL (1995) werden einige einfache Algorithmen zur Wolkenerkennung vorgestellt, die teilweise auch bei dem in dieser Arbeit verwendeten Algorithmus Verwendung finden. HUTCHINSON AND HARDY (1995) stellen die Ableitung von Schwellwertverfahren zur Wolkenbestimmung aus Satellitendaten vor. FOUILLOUX AND IAQUINTA (1998) stellen eine Bestimmung der optischen Wolkendicke und der Wolkenarten (Cumulus-, Cirrus und Stratuswolken) mit Hilfe von selbstorganisierenden neuronalen Netzwerken aus AVHRR-Daten vor und erzielen damit sehr gute Ergebnisse. Allerdings ist die zeitliche Auflösung des AVHRR-Sensors für die vorliegende Aufgabe der Bestimmung der Direkt-Normal-Strahlung hinsichtlich der Simulation solarthermischer Kraftwerke nicht ausreichend. Da der AVHRR-Sensor auf einem polarumlaufenden Satelliten installiert ist, können nur 2-3 mal täglich Informationen über die Bewölkung gewonnen werden. Für die Simulation werden allerdings stündliche Strahlungsinformationen benötigt. Im Aufnahmebereich des Satelliten Meteosat zeigen Untersuchungen, dass dessen Daten trotz schlechterer räumlicher und spektraler Auflösung im Vergleich zu AVHRR, auf Grund der höheren zeitlichen Auflösung bessere Ergebnisse bei der Wolkenerkennung liefern (ANTHIS *ET AL.*, 1996).

Auf Satellitenaufnahmen erscheinen dicke Wolken und schnee- und eisbedeckte Oberflächen und helle Sandflächen im sichtbaren Frequenzbereich sehr hell, Gewässer eher dunkel, sonstige Landoberflächen bei wolkenfreiem Himmel liegen zwischen diesen Extremwerten. Die Aufnahme eines Satelliten

im VIS-Kanal beruht auf den Reflexionseigenschaften (Albedo) der aufgenommenen Gegenstände. Der Albedowert gibt an, wie viel Prozent der auftreffenden Strahlung von einer Fläche reflektiert werden. Bei dicken Wolken ist dieser Wert sehr hoch und liegt im Bereich zwischen 0.6 und 0.9 in der gleichen Größenordnung wie bei wolkenfreiem Himmel für schnee- und eisbedeckte Flächen. Ansonsten liegt der Albedowert der Erdoberfläche unter 0.3 und der von Meeren und Seen unter 0.05. (GRÜTER *ET AL.*, 1986).

Eine Unterscheidung von dichter Bewölkung einerseits und wolkenfreiem Himmel aber schneebedecktem oder sehr hellem Untergrund andererseits ist deshalb rein aus dem sichtbaren Spektrum nicht möglich. Verbessert werden kann die Wolkenerkennung durch die parallele Auswertung von Infrarotaufnahmen, die ein Maß für die Temperatur des aufgenommen Körpers wiedergeben. Die Temperaturen von Wolkenoberflächen sind im Vergleich zu Aufnahmen der Erdoberfläche sehr niedrig. Missinterpretationen können allerdings bei dünnen Wolken vorkommen, da dann Teile des Signals von den Wolken und Teile vom Erdboden stammen. Gerade aber die Erkennung von dünnen Wolken ist hinsichtlich ihres starken Einflusses auf die Direktstrahlung wichtig. Einige Ansätze (z.B. GRÜTER *ET AL.* (1986) oder DESBOIS *ET AL.* (1982)) verfolgen die Klassifizierung des Pixels durch seine Lage im bispektralen Histogramm. Solch eine Klassifizierung würde die Bestimmung der Wolkentransmission anhand des Wolkentyps erleichtern. Allerdings ist eine exakte Zuordnung nicht möglich, wie in Abbildung 3.11 zu erkennen ist. Diese Abbildung zeigt die Auswertung bispektraler Satellitenaufnahmen (VIS und IR) und die daraus abgeleitete Art der Bewölkung beziehungsweise Art der Landoberfläche aus zwei unterschiedlichen Studien. Auch wenn die relativen Skalen der Achsen keine genaue Zuordnung zulassen, ist grobe Einteilung ähnlich, jedoch weichen die erkannten Wolkenarten für die Länge innerhalb des Histogramms voneinander ab. Recht genau lassen sich allerdings Meeresoberfläche und dunkle Landflächen zuordnen. Die Lage dieser Oberflächen ist in beiden Abbildungen nahezu gleich.



**Abbildung 3.11:** Zweidimensionale Histogramme der Strahlung verschiedener Erdoberflächen im infraroten Bereich (x-Achse) und im sichtbaren Bereich (y-Achse). Die obere Abbildung ist modifiziert nach GRÜTER *ET AL.* (1986), die untere Abbildung ist modifiziert nach DESBOIS *ET AL.* (1982).

Die Trennung von wolkenfreien Aufnahmen der Erdoberfläche und Aufnahmen von Wolkenoberflächen erscheint relativ eindeutig. Fehlinterpretationen sind allerdings vor allem bei schneebedeckter oder sehr heller Sandoberfläche möglich. Weiterhin ist die korrekte Bestimmung der optischen Wolkendichte und der daraus abgeleiteten Transmission entscheidend. Diese ist anhand dieses Histogramms nicht einfach ableitbar, da die exakte Zuordnung zu einem Wolkentypen nicht möglich ist. Im Folgenden wird die in dieser Arbeit verwendete Wolkenerkennung vorgestellt.

### Verwendete Wolkenerkennung

Der hier vorgestellte Bewölkungsalgorithmus ermittelt für jeden Pixel Schwellwerte, die die wolkenfreien Eigenschaften der Erdoberfläche wiedergeben. Hierzu werden Daten des infraroten (IR) und des sichtbaren (VIS) Kanals des Satelliten Meteosat ausgewertet. In beiden Kanälen (IR und VIS) ist das Grundprinzip des Algorithmus identisch:

- Erstellen eines wolkenfreien Referenzbildes durch Analyse vorheriger Satellitenbilder
- Vergleich des aktuellen Bildes mit dem Referenzbild zur Wolkenerkennung
- Aktualisieren des Referenzbildes mit den neu gewonnenen Informationen für wolkenfreie Pixel.

Die Differenz zwischen wolkenfreiem Bild und aktuellem Satellitenbild dient zur Ableitung der Bewölkungsinformation. Der aus dieser Differenz abgeleitete Wolken-Index (CI) nimmt Werte zwischen 0 für wolkenfreie und 100 für durchgehend bewölkte Pixel an. CI ist ein Maß für die effektive Wolkentransmission, in Abhängigkeit des Bewölkungsgrades und der mittleren optischen Dicke eines analysierten Pixels. Der Erkennungsalgorithmus ist im gesamten Meteosat-Aufnahmebereich anwendbar. Aufgrund der räumlichen Ausdehnung und der möglichen randlichen Lage des untersuchten Gebietes innerhalb des Meteosat-Sichtfeldes reicht die räumliche Auflösung der CI-Informationen von  $5 \times 5 \text{ km}^2$  am SSP ( $0^\circ$  Länge am Äquator) bis ca.  $10 \times 10 \text{ km}^2$  an randlichen Positionen des Satellitenbildes. Bevor auf die Besonderheiten der Bewölkungserkennung für IR- und VIS-Daten eingegangen wird, werden kurz die notwendigen Schritte erläutert, die benötigt werden, um aus „rohen“ Satellitendaten physikalisch auswertbare Größen zu erhalten.

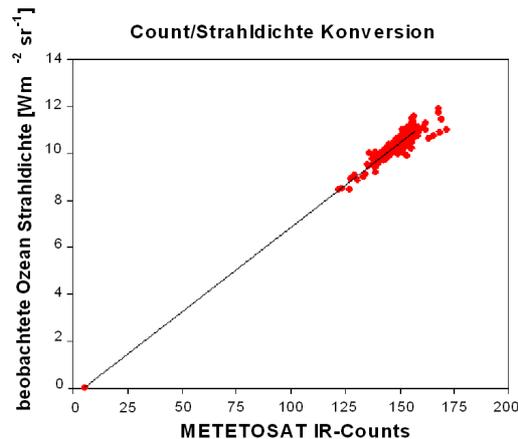
### Kalibrierung der Satellitendaten

Die am Satellitensensor gemessenen und zur Bodenstation übertragenen Signale (Counts) werden bei Meteosat im 8-Bit-Format (gleich 1 Byte im Wertebereich von 0 bis 255) abgespeichert. Sollen aus den Counts quantitative Aussagen abgeleitet werden, müssen diese kalibriert werden. Im Fall des IR-Kanals von Meteosat sind hierzu zwei Schritte notwendig:

#### 1.) Count-to-radiance

Der gemessene Count wird mit der gemessenen oder modellierten Strahldichte der für diesen Count geltenden Bodentemperatur in Beziehung gebracht. Dazu wird jeder Meteosat-Aufnahme eine lineare Übertragungsfunktion zugeordnet, die die Counts in Strahldichten transferiert. Abbildung 3.12 zeigt als Beispiel solch eine lineare Übertragungsfunktion. Auf der Abszisse ist das gemessene Meteosat-Signal aufgetragen, die Ordinate gibt die Strahldichte wieder. In dieser Abbildung werden gemessene Counts der Meeresoberfläche mit den entsprechenden Strahldichten (Punktwolke) in Beziehung gebracht. Der einzelne Punkt auf der Abszisse wird als „Space Count“ bezeichnet, das vom Satelliten gemessene Signal in Richtung All, mit dem Offset des Sensors gleichgesetzt. Im operationellen Be-

trieb wird diese Übertragungsfunktion für die einzelnen Satelliten (Meteosat-1 bis 7) bestimmt und vom Betreiber EUROCONTROL zur Verfügung gestellt.



**Abbildung 3.12:** Beispiel für die lineare Beziehung der Meteosat IR-Counts (Abszisse) zur beobachteten Strahldichte der Bodenoberfläche (in diesem Fall Ozean). Die Strahldichte 0 wird dem „Space Count“ zugeordnet (siehe Text), (verändert, Quelle: EUMETSAT).

## 2.) Radiance-to-brightness temperature

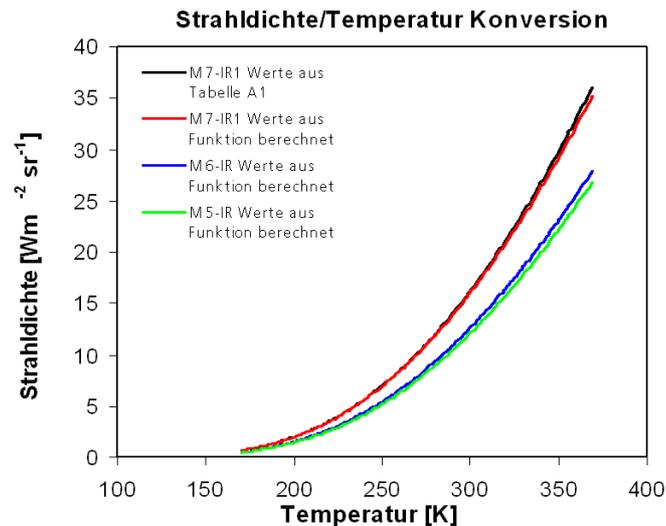
Ist aus dem Count mittels der Übertragungsfunktion die Strahldichte errechnet worden, kann diese mit Hilfe des Plank'schen-Gesetzes und unter Berücksichtigung der spektralen Empfindlichkeit des Sensors einer entsprechenden "Schwarzkörpertemperatur" („equivalent black body temperature“ oder „brightness temperature“) zugeordnet werden. Hierbei wird die Annahme gemacht, dass der emittierende Körper (in diesem Fall das System Erde/Atmosphäre) ein schwarzer Körper mit dem Emissionsgrad 1 ist. Unabhängig von der Kalibrierungsmethode werden dazu Konversionstabellen („Temperature/Radiance conversion tables“), die von EUMETSAT zur Verfügung gestellt werden, benötigt. Für jeden Satelliten gibt es je Kanal und Sensor eine entsprechende Konversionstabelle (Beispiel siehe Tabelle A1 im Anhang). Um die Prozessierung zu erleichtern, wurde aus den Werten der Tabelle eine Exponentialfunktion gefittet mit der Form:

$$R(T) = \exp(A + B/T)$$

**Gleichung 3.9**

mit:  $R$  = Strahldichte [ $Wm^{-2} sr^{-1}$ ]  
 $T$  = Temperatur [ $K$ ]  
 $A$  = Regressionskoeffizient []  
 $B$  = Regressionskoeffizient [ $K$ ]

Diese Gleichung bestimmt die Beziehung mit einer mittleren Standardabweichung geringer als 0.2 K für den Temperaturbereich von 200 K bis 330 K. Tabelle A2 (im Anhang) zeigt die Regressionskoeffizienten  $A$  und  $B$  des jeweiligen Satelliten und der jeweiligen Sensoren. Abbildung 3.13 zeigt die Konvertierung für die Satelliten Meteosat-5 bis Meteosat-7.



**Abbildung 3.13:** Strahldichte-Temperatur-Konvertierung für den IR1-Kanal des Meteosat-7. Planck Funktion gewichtet mit Filterfunktion (90 K) für Meteosat-7 IR1 Kanal. (Werte aus Tabelle A1 und berechnet aus Gleichung 3.9).

Mit Hilfe der so abgeleiteten „brightness temperature“ arbeitet das Verfahren von MANNSTEIN *ET AL.* (1999), um Bewölkungsinformationen anhand der Temperaturunterschiede zwischen Wolken und Erdboden zu extrahieren.

#### IR-Schema zur Bewölkungserkennung

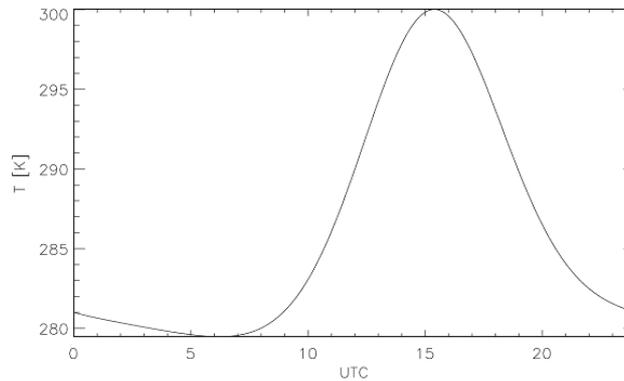
Grundlegende Bedingung, um eine genaue Bewölkungserkennung mit den Daten des IR-Kanal zu ermöglichen, ist die Definition eines Grenzwertes als lokale Referenztemperatur, der möglichst nahe an der wolkenfreien Oberflächentemperatur liegt. Da Beobachtungen der Oberflächentemperatur schwer in der benötigten räumlichen und zeitlichen Auflösung für große Regionen erhältlich sind, müssen diese zur Bestimmung der Referenztemperatur aus den Satellitendaten selbst erstellt werden. Hierzu werden die verfügbaren Bilder in einem 3-dimensionalen Array für jeden Tag mit den räumlichen Koordinaten X und Y und der zeitlichen Koordinate T (Zeit, 48 halbstündige Bilder pro Tag) angeordnet. Zur Bestimmung des Tagesganges der Referenztemperatur wird eine analytische Parametrisierungsfunktion mit vier freien Parametern verwendet. Diese vier Parameter, die anhand empirischer Untersuchungen ermittelt wurden, erlauben eine Parametrisierung eines beliebigen Temperaturverlaufs während eines Tages. Folgende Fitfunktion wurde hierfür ermittelt:

$$T = a_0 + a_1 (\cos(x - a_3 + \sin(a_2) \cdot \sin(x - a_3)) + 0.1 \cdot \sin(x - a_3)) \quad \text{Gleichung 3.10}$$

mit:

$T$	= Referenztemperatur [K]
$a_0$	= mittlere Tagestemperatur [K]
$a_1$	= Temperaturamplitude [K]
$a_2$	= Breite des Temperaturtagesganges []
$a_3$	= Phasenverschiebung []
$x$	= $t/24 * 2\pi$ []
$t$	= Uhrzeit der Aufnahme des Satellitenbildes in Stunden (UTC)

Die vier Parameter werden täglich für jeden Landpixel unter Verwendung der ermittelten Temperatur der wolkenfreien Pixel gefittet. Über Wasser ist nur die mittlere Tagestemperatur  $a_0$  variabel, alle anderen Koeffizienten werden gleich null gesetzt und somit wird die Wassertemperatur während eines Tages als konstant angenommen. Abbildung 3.14 zeigt eine beispielhafte Referenztemperaturkurve eines Landpixels.



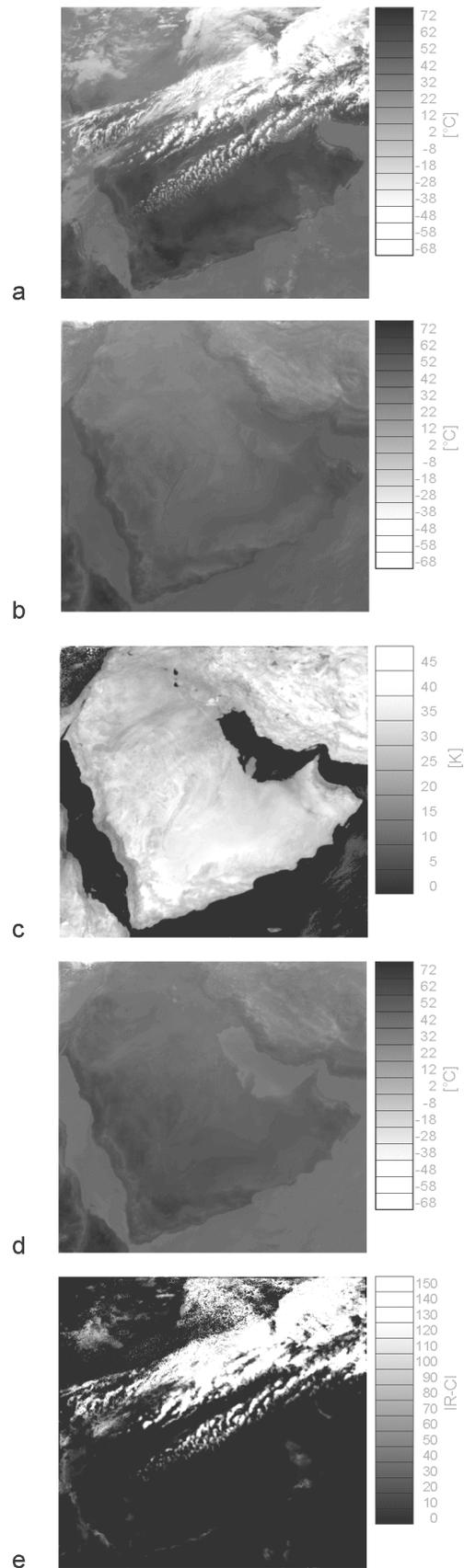
**Abbildung 3.14:** Tagesgang der Bodenreferenztemperatur für eine Pixel über Land bestimmt mittels der Fitparameter  $a_0=290$ ,  $a_1=10$ ,  $a_2=1$  und  $a_3=4$ , basierend auf dem IR-Schema, (MANNSTEIN *ET AL.*, 1999).

Die Parameter  $a_0$  bis  $a_3$  werden aus den Informationen jener Pixel bestimmt, die mit hoher Wahrscheinlichkeit wolkenfrei sind. Sind 48 halbstündige Bilder analysiert, werden die Koeffizienten  $a_0$  bis  $a_3$  aktualisiert, indem die neuen wolkenfreien Temperaturwerte und die alten Koeffizienten in der Neubestimmung mit berücksichtigt werden. Dies ermöglicht das Beibehalten der Oberflächeneigenschaften auch während längerer bewölkter Perioden. Der Einfluss der neuen Oberflächentemperatur auf die Bestimmung der Referenztemperatur wird in Abhängigkeit von der Qualität der neuen Daten und von der verstrichenen Zeit zur letzten wolkenfreien Szene gewichtet. Für die Abbildung 3.14 wurden die Parameter  $a_0 = 290$  (mittlere Tagestemperatur),  $a_1 = 10$  (Temperaturamplitude),  $a_2 = 1$  (Breite des Tagesganges) und  $a_3 = 4$  (Phasenverschiebung) verwendet.

Folgende Kriterien werden für die Wolkenerkennung angenommen:

- *Wolken sind kalt.* Jedes Pixel mit einer geringeren Temperatur als die geschätzte Bodenreferenztemperatur wird als bewölkt eingestuft. Ebenso ist die absolute Temperatur ein Kriterium, das allerdings von der Region abhängt. Für den Bereich im Sonnengürtel ist diese Temperatur auf  $-10^\circ\text{C}$  festgelegt.
- *Wolken bewegen sich.* Hohe Temperaturdifferenzen zwischen aufeinanderfolgenden Bildern zeigen Wolken an.
- *Die Oberflächentemperatur besitzt einen gleichmäßigen Tagesgang,* abhängig von der Bodenbeschaffenheit. Beim Vergleich der Referenztemperatur mit dem aktuellen Wert weisen Wolken eine lokale Differenz auf.

Für die Bewölkungserkennung wird aufgrund der Datenmengen nicht der gesamte Meteosat-Aufnahmebereich auf einmal analysiert, sondern es werden Ausschnitte definiert, die einzeln prozessiert werden können. Für die Definition dieser Ausschnitte sei auf Anhang D verwiesen. Abbildung 3.15 zeigt beispielhaft den Ablauf der IR-Wolkenerkennung für den Bereich Arabische Halbinsel für den 3. Januar 2000, 12:00 UTC. Das aktuelle IR-Bild ist in (a) gezeigt, mit den vom Satelliten gemessenen Temperaturen in °C. Die mittlere Tagestemperatur  $a_0$  der berechneten Referenztemperatur ist in (b) dargestellt. Bild (c) zeigt die Temperaturamplitude  $a_1$ , die über Wasser konstant null gehalten wird und dort daher gleichmäßig schwarz dargestellt ist. Über Landflächen variiert  $a_1$  abhängig von den Oberflächeneigenschaften: Je heller der Pixel desto größer die Differenz zwischen Tag- und Nachttemperatur. Die ermittelte wolkenfreie Bodenreferenztemperatur ist in (d) zu sehen. Das angestrebte Ergebnis, die Extraktion der Bewölkung aus dem aktuellen Satellitenbild ist in e) gezeigt, das durch die Subtraktion des Referenzbildes (d) vom aktuellen Bild (a) berechnet wird. Die Bodenstruktur ist nahezu beseitigt, zu sehen ist nur noch die Bewölkung.

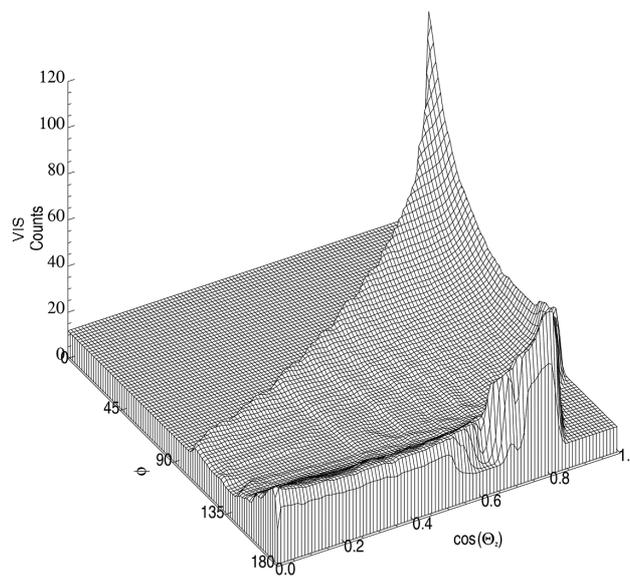


**Abbildung 3.15:** Bildhafter Ablauf der IR-Bewölkungserkennung für die Arabische Halbinsel: (a) Aktuelles IR-Bild; (b) Koeffizient  $a_0$  (mittlere Tagestemp.); (c) Koeffizient  $a_1$  (Temp.-amplitude); (d) berechnetes wolkenfreies Referenzbild (Referenztemperatur); (e) Differenz zw. berechnetem wolkenfreiem Bild (d) und aktuellem Meteosat Bild (a). Alle Bilder beziehen sich auf den 3. Januar 2000, 12:00 UTC.

### VIS-schema zur Bewölkungserkennung

Im Unterschied zu den IR-Daten hängt die Veränderung der reflektierten Strahlung, die vom Satelliten während eines Tages gemessen wird, hauptsächlich von geometrischen Faktoren ab. D.h. ein Pixel führt während des Tages zu unterschiedlichen Signalen am Satelliten allein aufgrund der veränderten Einstrahlungsgeometrie. Diese Einstrahlungsgeometrie ist auch innerhalb eines Bildes variabel. Um über das gesamte Bild normierte Werte zu erhalten, werden die Meteosat-Daten vor der weiteren Verarbeitung mit dem Kosinus des lokalen Sonnenzenitwinkel korrigiert. Somit ist gewährleistet, dass unterschiedliche gemessene Werte eines Pixels im Laufe des Tages durch Bewölkung oder durch eine veränderte Albedo verursacht wird und nicht durch die Einstrahlungsgeometrie.

Das so normierte Bild beinhaltet nun Informationen über die Reflektionseigenschaften der Erdoberfläche, Atmosphäre und Bewölkung. Da wie im IR-Schema ein Referenzbild zur Bewölkungserkennung benötigt wird, muss der Einfluss der Atmosphäre und somit der Strahlungsanteil, der durch die wolkenfreie Atmosphäre reflektiert wird, berücksichtigt werden. Dazu wird ein Jahr VIS-Daten des kompletten Sichtbereichs analysiert, um die Verteilung der Kosinus-korrigierten Satelliten-Counts in Abhängigkeit von Sonnenzenitwinkel  $\Theta_z$  und der Winkeldistanz  $\phi$  zwischen direkt reflektierter Sonneneinstrahlung und Satellitenblickrichtung zu erhalten. Die niedrigsten Werte dieser Verteilung stammen von dunklen Oberflächen und berücksichtigen somit vor allem den Einfluss der Atmosphäre. Abbildung 3.16 zeigt diese Minimal-Werte (1 %-Perzentile).

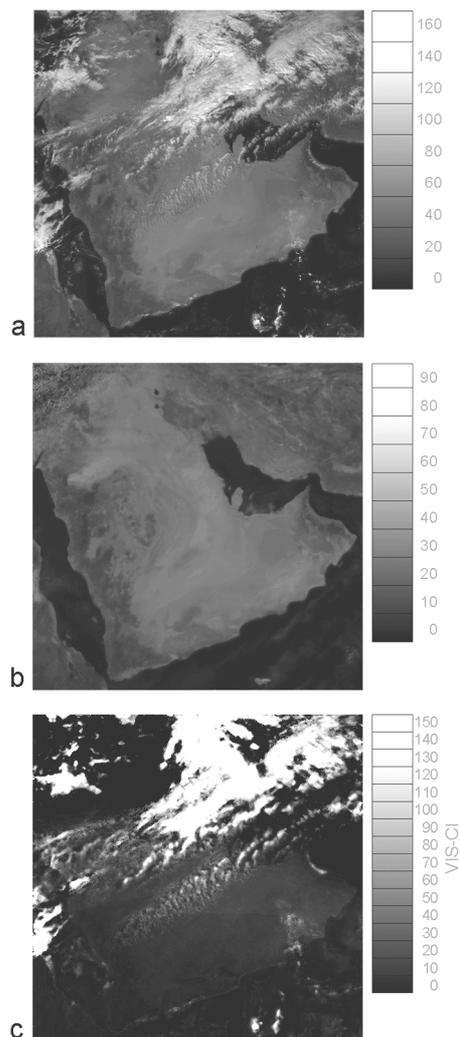


**Abbildung 3.16:** Meteosat-minimum VIS-counts in Abhängigkeit des Kosinus des Solarzenitwinkels  $\Theta_z$  und der Winkeldistanz  $\phi$  zwischen Sonne und Satellit, (MANNSTEIN ET AL., 1999).

Diese Minimum-Counts werden zur Normalisierung von den VIS-Daten subtrahiert und berücksichtigt damit annähernd den atmosphärischen Einfluss.

Die VIS-Daten werden zusätzlich zu den IR-Daten für den Entscheidungsprozess für die Pixel eingebunden, an denen der Solarzenitwinkel  $\theta_z$  kleiner als  $84.3^\circ$  ( $\cos\theta_z = 0.1$ ) beträgt, da die VIS-Wolkenerkennung bei sehr flachen Sonnenständen ( $\theta_z$  größer als  $84.3^\circ$ ) nicht eindeutige Ergebnisse liefert.

Die VIS-Informationen werden proportional zum Kosinus des Solarzenitwinkels gewichtet. Bei hohen Sonnenständen gehen die VIS-Information verstärkt in die Wolkenerkennung ein. Ähnlich dem IR-Schema, wird ein Referenzbild erstellt, das allerdings in diesem Fall konstant während eines Tages gehalten wird. Das aktuelle VIS-Bild wird mit dem ermittelten Referenzbild und dem vorherigen Bild verglichen. Der korrigierte VIS-count des analysierten Pixels muss einen höheren Wert als der Grenzwert des entsprechenden Pixels aus dem Referenzbild betragen. Abbildung 3.17 zeigt in (a) das aktuelle VIS-Bild, das ermittelte wolkenfreie Referenzbild (b) und das resultierende Bild (c) für die Arabische Halbinsel für den 3. Januar 2000, 12:00 UTC.



**Abbildung 3.17:** Bildhafter Ablauf der VIS-Bewölkungserkennung für die Arabische Halbinsel: (a) Aktuelles VIS-Bild; (b) Berechnetes Referenzbild; (c) Differenz zwischen kalkultierten wolkenfreien Referenzbild (b) und dem aktuellen Meteosat-Bild (a). Alle Bilder beziehen sich auf den 3. Januar 2000, 12:00 UTC.

IR und VIS-Informationen werden kombiniert, um die Werte auszuwählen, die für das Aktualisieren der wolkenfreien Eigenschaften (Referenzbild) und zur Kalkulation des Cloud-Index verwendet werden sollen. Der selbstlernende Algorithmus benötigt Satellitendaten für mehrere Tage als Anlaufzeit, um gute Referenzdaten zu erzeugen. Eine frühere Version dieser Methode beruhte nur auf IR-Daten. Der Vorteil war die von der Sonnengeometrie unabhängige Bewölkungsbestimmung. Der Nachteil war, dass niedrige Wolken mit einer Temperatur nahe der Erdoberfläche nur schwer zu erkennen waren.

### Cloud-Index

Nach der Bewölkungserkennung können die einzelnen Pixel in *bewölkt* und *unbewölkt* unterteilt werden. Der Cloud-Index CI wird für die bewölkten Pixel sowohl aus aktuellen IR als auch aus aktuellen VIS Daten, normiert auf den zu erwarteten wolkenfreien Grenzwert und den Wert für komplette Bewölkung (-40°C im IR-Kanal und ein korrigierter count von 150 im VIS-Kanal), erstellt. Der Wert -40°C (oder 233 K) bezieht sich auf die Eiskeimtemperatur, also der Temperatur, bei der unterkühlte Wassertröpfchen auch ohne Gefrierkerne oder Eiskeime gefrieren. Der maximale VIS-count von 150 ist empirisch durch eine Analyse aus einem Jahr VIS-Daten ermittelt worden. Der Cloud-Index ist ein Maß für die effektive Wolkentransmission, in Abhängigkeit des Bewölkungsgrades und der mittleren optischen Dicke des analysierten Pixels. Der höhere der beiden Cloud-Index-Werte wird als endgültiger Cloud-Index verwendet (siehe Abbildung 3.18). Folgende Gleichungen zeigen die Bestimmung des IR-, VIS- und des endgültigen Cloud-Index:

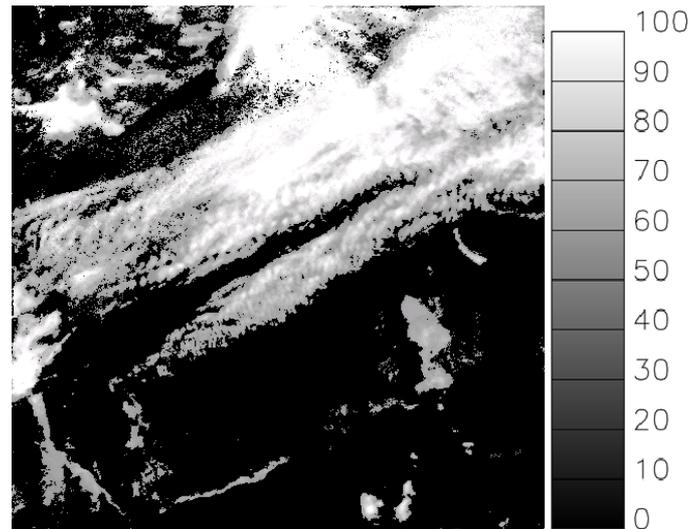
$$CI_{IR}(x, y) = \frac{T_{ref}(x, y, t) - T(x, y, t)}{T_{ref}(x, y, t) - 233K} \cdot 100 \quad \text{Gleichung 3.11}$$

$$CI_{VIS}(x, y) = \frac{\rho(x, y) - \rho_{min}(x, y)}{150 - \rho_{min}(x, y)} \cdot 100 \quad \text{Gleichung 3.12}$$

$$CI = \max(CI_{VIS}, CI_{IR}) \quad \text{Gleichung 3.13}$$

mit:

$CI_{IR}$	= IR-Cloud Index []
$T_{ref}$	= Referenztemperatur des Pixels (x,y) zum Aufnahmezeitpunkt (t) [K]
$T$	= Gemessene Temperatur des Pixels (x,y) zum Aufnahmezeitpunkt (t) [K]
$CI_{VIS}$	= VIS-Cloud-Index []
$\rho$	= gemessenen Reflexion von System Atmosphäre/Erde am Satellit []
$\rho_{min}$	= wolkenfreie Bodenreflexion []
$CI$	= abgeleiteter Gesamt-Cloud-Index []



**Abbildung 3.18:** Ermittelter Cloud-Index für die Arabische Halbinsel für den 3. Januar 2000, 12:00 UTC.

Um einen stündlichen Mittelwert des Cloud-Index zu erhalten, wird eine einfache Gewichtung mit dem vorherigen und dem folgenden Bild mit 25 % und dem aktuellen Bild mit 50 % durchgeführt. Beispiel: Der Cloud-Index für 12 Uhr UTC ist das gewichtete Mittel der Indizes der Nominalzeit von 11:00, 11:30 und 12:00, wobei der 11:30 Uhr-Wert doppelt berücksichtigt wird (siehe Gleichung 3.14). Näheres zur Gewichtung ist in Anhang C zu finden.

$$CI_{nom12:00} = 0.25 \cdot CI_{11:00} + 0.5 \cdot CI_{11:30} + 0.25 \cdot CI_{12:00} \quad \text{Gleichung 3.14}$$

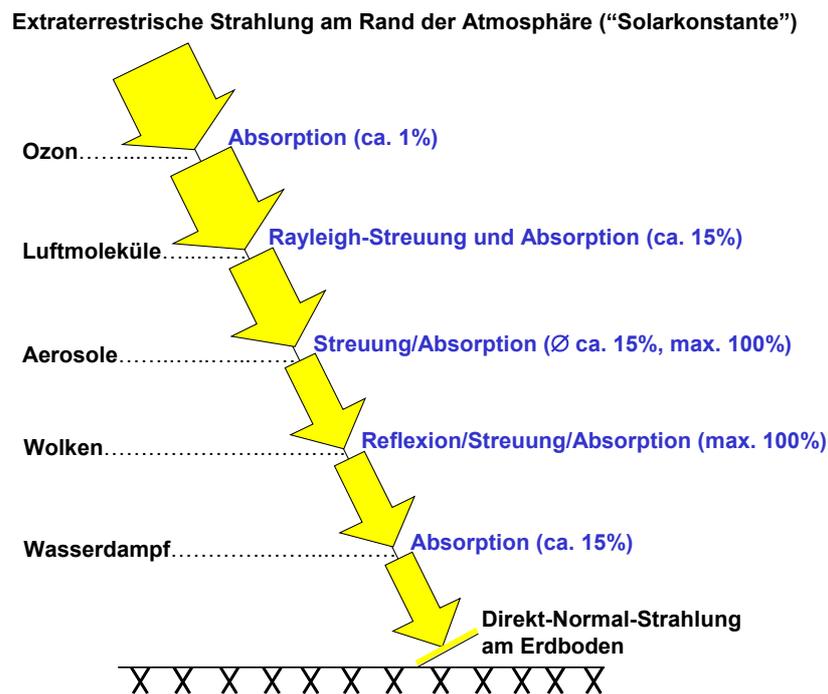
### 3.3 Basisverfahren zur Berechnung der solaren Direktstrahlung

Das hier vorgestellte Verfahren ermittelt operationell stündliche Zeitserien der DNI am Erdboden für das solare Breitbandspektrum für mehrere Jahre für jeden Aufnahmepixel<sup>1</sup> innerhalb des Sichtfeldes des geostationären Satelliten Meteosat, (SCHILLINGS *ET AL.*, 2004a). Dabei werden die Datensätze der im vorangegangenen Kapitel 3.2 beschriebenen Atmosphärenparametern verwendet. Somit kann die DNI unabhängig von Bodenmessungen für bewölkte und wolkenfreie Bedingungen bestimmt werden. Die DNI-Bestimmung am Erdboden für den wolkenfreien Fall basiert auf dem clear-sky<sup>2</sup> Parametrisierungsmodell von BIRD AND HULSTROM (1981), das von IQBAL (1983) modifiziert wurde. Genauigkeitsabschätzungen und detaillierte Vergleiche mit anderen Parametrisierungsverfahren in verschiedenen Studien (GUEYMARD, 1993; BATTLES *ET AL.*, 2000) zeigen, dass dieses Modell mit am genauesten die Strahlung für eine bekannte wolkenfreie Atmosphäre bestimmt. Im Vergleich mit dem spektralen Strahlungstransfercode SMARTS unterschätzt die im folgenden vorgestellte Methode die Strahlung um  $-3.7\%$  im wolkenfreien Fall (GUEYMARD, 2003a). Der Genauigkeitsverlust gegenüber Strahlungstransportmodellen wird jedoch durch die schnelle Rechenzeit gerechtfertigt. Das Modell

<sup>1</sup> Pixel ist die Abkürzung für Picture Element.

<sup>2</sup> Der Begriff clear-sky wird im weiteren Verlauf synonym verwendet für den wolkenlosen Zustand der Atmosphäre.

lungstransportmodellen wird jedoch durch die schnelle Rechenzeit gerechtfertigt. Das Modell benötigt atmosphärische Eingabeparameter für O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, Wasserdampf und Aerosole, um die breitbandige solare DNI zu berechnen. Um das Verfahren auch für bewölkte Bedingungen zu benutzen, wird ein zusätzlicher Transmissionskoeffizient für Wolken eingeführt, der auf einem Wolkenerkennungsalgorithmus von MANNSTEIN *ET AL.* (1999) basiert (SCHILLINGS *ET AL.*, 2004a). Abbildung 3.19 skizziert einen direkten Strahlengang durch die Atmosphäre und zeigt die oben aufgezählten Komponenten auf, die den größten Einfluss auf diesen haben. Diese Komponenten werden innerhalb des Modells berücksichtigt.



**Abbildung 3.19:** Direkter Strahlengang durch die Atmosphäre und der unterschiedliche Einfluss der wichtigsten Strahlungsschwächer.

Das Verfahren ermittelt die DNI mit

$$DNI = 0.9751 \cdot E_0 \cdot \tau_R \cdot \tau_{Gas} \cdot \tau_{Ozon} \cdot \tau_{WV} \cdot \tau_{Ae} \cdot \tau_{Cl}, \quad \text{Gleichung 3.15}$$

mit  $DNI$  = Direkt-Normal-Strahlung [ $W/m^2$ ]  
 $E_0$  = exzentritäts-korrigierten Solarkonstante [ $W/m^2$ ]  
 $\tau_i$  = Transmissionskoeffizienten der Atmosphärenkomponenten (s.u.) []

mit der exzentritäts-korrigierten Solarkonstante  $E_0$

$$E_0 = \bar{E}_0 \left( 1 + 0.033 \cos \frac{2\pi \times doy}{365} \right), \quad \text{Gleichung 3.16}$$

mit:  $E_0$  = exzentritäts-korrigierten Solarkonstante [ $W/m^2$ ]  
 $\bar{E}_0$  = Solarkonstante [ $1367 W/m^2$ ] nach FRÖHLICH AND BRUSA (1981)  
 $doy$  = Tag des Jahres (day of year)

Das von BIRD entwickelte Verfahren beruht auf spektralen Berechnungen der Strahlungstransfermodelle SOLTRAN und BRITE, welche das spektrale Intervall der Solarstrahlung von 0.3  $\mu\text{m}$  bis 3.0  $\mu\text{m}$  verwenden. Die gesamte Strahlungsflussdichte für dieses Intervall beträgt 1307  $\text{W}/\text{m}^2$ . Um die Solar-konstante des World Radiation Center (WRC) mit einem Wert von 1367  $\text{W}/\text{m}^2$  verwenden zu können, wurde der Faktor 0.9751 nachträglich eingeführt (IQBAL, 1983; BIRD AND HULSTROM, 1981). Die einzelnen Transmissionskoeffizienten  $\tau_i$  in Gleichung 3.15 ergeben sich wie folgt (IQBAL, 1983):

#### Transmissionskoeffizient für die Rayleighatmosphäre

Die Schwächung der Strahlung, die durch die Rayleighstreuung an den Luftmolekülen in der Atmosphäre hervorgerufen wird, lässt sich wie folgt berechnen:

$$\tau_R = \exp\left[-0.0903am_p^{0.84}\left(1.0 + am_p - am_p^{1.01}\right)\right] \quad \text{Gleichung 3.17}$$

mit:  $\tau_R$  = Transmissionskoeffizient für die Rayleighatmosphäre []  
 $am_p$  = druckkorrigierte relative optischen Luftmasse []

#### Transmissionskoeffizient für "gleichmäßig verteiltes Gas"

$\text{CO}_2$  und  $\text{O}_2$  werden als gleichmäßig in der Atmosphäre verteilt angenommen. Für  $\text{CO}_2$  ist das nur bedingt richtig, da es  $\text{CO}_2$ -Quellen (Industriegebiete) oder -Senken (Ozeane) gibt. Der Anteil an der Schwächung von gleichmäßig verteiltem Gas ist aber sehr gering, und der unterschiedliche  $\text{CO}_2$ -Gehalt kann vernachlässigt werden. Die Berechnung erfolgt in Abhängigkeit von der druckkorrigierten relativen optischen Luftmasse  $am_p$ .

$$\tau_{Gas} = \exp\left(-0.0127am_p^{0.26}\right) \quad \text{Gleichung 3.18}$$

mit:  $\tau_{Gas}$  = Transmissionskoeffizient für gleichmäßig verteiltes Gas []  
 $am_p$  = druckkorrigierte relative optischen Luftmasse []

#### Transmissionskoeffizient für Ozon

Die Transmission von Ozon wird bestimmt mit:

$$\tau_{Ozon} = 1 - \alpha_{Ozon} \quad \text{Gleichung 3.19}$$

mit dem Absorptionskoeffizienten für Ozon

$$\alpha_{Ozon} = 0.1611\chi(1.0 + 139.48\chi)^{-0.3035} - 0.002715\chi(1.0 + 0.044\chi + 0.0003\chi^2)^{-1} \quad \text{Gleichung 3.20}$$

mit:  $\tau_{Ozon}$  = Transmissionskoeffizient für Ozon []  
 $\chi$  = relative optische Luftmasse des Ozons [], ermittelt mit  $\chi = \frac{u}{[cm NTP]} \cdot am$   
 $u$  = Ozonsäule der gesamten Atmosphäre [cm NTP], auf Standarddruck normiert  
 $am$  = relative optische Luftmasse []

Transmissionskoeffizient für Wasserdampf

Der Transmissionskoeffizient für atmosphärischen Wasserdampf berechnet sich mit:

$$\tau_{wv} = 1 - \alpha_{wv} \quad \text{Gleichung 3.21}$$

mit dem Absorptionskoeffizienten für Wasserdampf

$$\alpha_{wv} = 2.4959\gamma \left[ (1.0 + 79.034\gamma)^{0.6828} + 6.385\gamma \right]^{-1} \quad \text{Gleichung 3.22}$$

mit:	$\tau_{Ozon}$	= Transmissionskoeffizient für Wasserdampf []
	$\gamma$	= relative optische Luftmasse des niederschlagbaren Wassers [], ermittelt mit $\gamma = \frac{w}{[cm]} \cdot am$ , wobei $w$ [cm]
	$w$	= Höhe der gedachten Wassersäule, in der der Wasserdampf nach Kondensation als Niederschlagswasser gesammelt wäre („precipitable water“) [cm]
	$am$	= relative optische Luftmasse []

Transmissionskoeffizient für Aerosole

Die Berechnung der Breitbandtransmission von Aerosol basiert auf der Berechnung der Aerosol optischen Dicke in den Wellenlängen von 0.38  $\mu\text{m}$  und 0.5  $\mu\text{m}$ . Diese Wellenlängen werden üblicherweise innerhalb des meteorologischen Messnetzes verwendet da bei diesen die geringste molekulare (Ozon-) Absorption auftritt. Die Aerosoltransmission wird ermittelt durch:

$$\tau_{Ae} = \exp \left[ -k_a^{0.873} \left( 1.0 + k_a - k_a^{0.7088} \right) am_p^{0.9108} \right] \quad \text{Gleichung 3.23}$$

und

$$k_a = 0.2758k_{a\lambda=0.38\mu\text{m}} + 0.35k_{a\lambda=0.5\mu\text{m}} \quad \text{Gleichung 3.24}$$

mit:	$\tau_{Aerosol}$	= Transmissionskoeffizient für Aerosol []
	$k_a$	= durchschnittliche Aerosol optische Dicke []
	$k_{a\lambda}$	= Aerosol optische Dicken für die Wellenlängen 0.38 $\mu\text{m}$ und 0.5 $\mu\text{m}$ . []

In Gleichung 3.24 wird die durchschnittliche Aerosol optische Dicke  $k_a$  berechnet, die in Gleichung 3.23 eingesetzt wird.

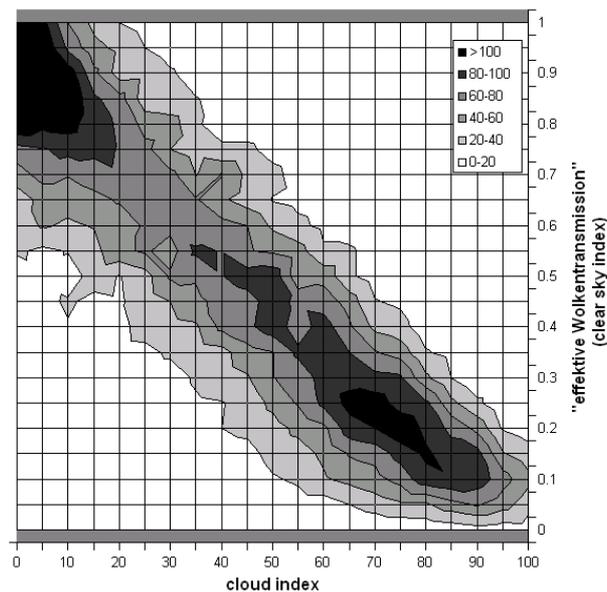
Transmissionskoeffizient für Wolken

Die in Kapitel 3.2 ermittelte Wolkeninformation resultiert in einen Cloud-Index (CI), der mittels linearer Übertragungsfunktion in die Wolkentransmission transferiert wird. Der Cloud-Index kann Werte zwischen 0 (keine Bewölkung) und 100 (komplett bewölkt) annehmen.

$$\tau_{Cl} = \frac{100 - CI}{100} \quad \text{Gleichung 3.25}$$

mit:	$\tau_{Cl}$	= Transmissionskoeffizient für Wolken []
	$CI$	= Cloud Index []

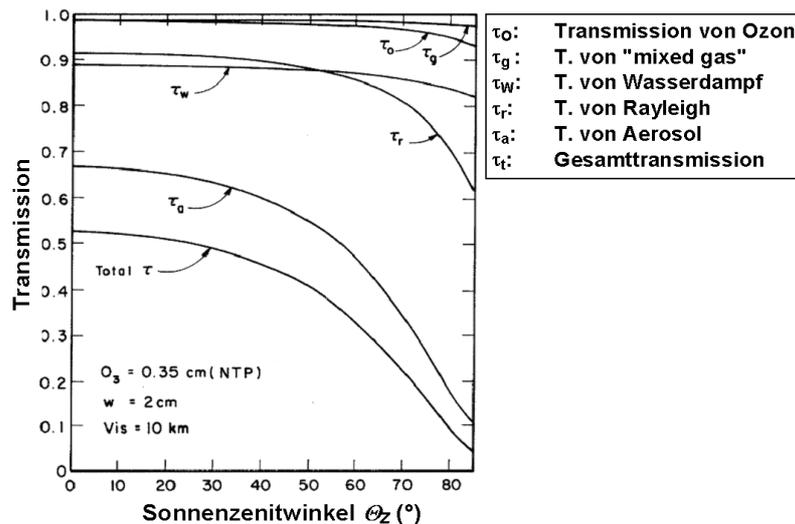
Gleichung 3.25 lehnt sich an den weit verbreiteten linearen Ansatz an, der bei der Bestimmung der Globalstrahlung verwendet wird. Dabei korreliert der Cloud-Index mit dem clear sky index  $k_T^*$ , was der effektiven Wolkentransmission entspricht, unter der Annahme von  $k_T^* = 1 - CI$  (CANO ET AL., 1986). Abbildung 3.20 zeigt den empirischen Sachverhalt dieser linearen Beziehung. Aufgetragen sind der ermittelte Cloud-Index ermittelt aus VIS-Daten auf der x-Achse (im Wertebereich 0 bis 100) und die effektive Wolkentransmission (clear-sky Index) auf der y-Achse, welche das Verhältnis aus der tatsächlich gemessenen Globalstrahlung gegenüber der theoretischen maximalen Globalstrahlung ohne Bewölkung wiedergibt. Zu sehen sind die absoluten Häufigkeiten, wie oft und in welcher Art die effektive Wolkentransmission vom VIS-Cloud-Index abhängt. Die effektive Wolkentransmission wurde aus Globalstrahlungsmessungen von Stationen in Freiburg, Oldenburg und Potsdam für die Jahre 2000-2002 ermittelt.



**Abbildung 3.20:** Linearer Zusammenhang zwischen effektiver Wolkentransmission und dem VIS-Cloud-Index bezüglich der Globalstrahlung. Aufgetragen sind der ermittelte Cloud-Index basierend aus VIS-Daten auf der x-Achse und die effektive Wolkentransmission auf der y-Achse, welche das Verhältnis aus der tatsächlich gemessenen Globalstrahlung gegenüber der theoretischen maximalen Globalstrahlung ohne Bewölkung wiedergibt. Dargestellt sind die absoluten Häufigkeiten.

Gleichung 3.15 wird im Basisverfahren als erste Näherung verwendet. Der lineare Zusammenhang ist für die Bestimmung der Globalstrahlung gegeben, in wieweit er sich für die Bestimmung der Direktstrahlung eignet, wird in Kapitel 4.2 näher untersucht.

Abbildung 3.21 zeigt die aus den Gleichungen 3.17 bis 3.23 berechneten Transmissionen und die daraus resultierende Gesamttransmission für einen festgelegten Atmosphärenzustand in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel  $\theta_z$ .



**Abbildung 3.21:** Aus den Gleichungen 3.17 bis 3.23 berechnete Transmissionskoeffizienten für einen festgesetzten Atmosphärenzustand ohne Bewölkung in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel (verändert, nach IQBAL, 1983).

### 3.4 Genauigkeit des Basisverfahrens

Um die Genauigkeit des in Kapitel 3.1 vorgestellten Verfahrens zu ermitteln, werden berechnete Stundenwerte der DNI mit DNI-Bodenmessungen verglichen. Dieser Vergleich wird auch in SCHILLINGS *ET AL.* (2004b) beschrieben. Zur Beschreibung der Genauigkeit des Verfahrens werden die statistischen Größen Mean Bias Error (MBE) (siehe Gleichung 3.26) und Root Mean Square Error (RMSE) (siehe Gleichung 3.27) beschrieben, die für den Vergleich von modellierten und gemessenen Strahlungen üblich sind. Der MBE ist ein Indikator für die mittlere Abweichung vom vorhergesagten zum gemessenen Wert und kann positiv oder negative Werte annehmen. Der RMSE zeigt die Abweichung vom vorhergesagten zum gemessenen Wert und ist immer positiv. Die Größen werden berechnet mit

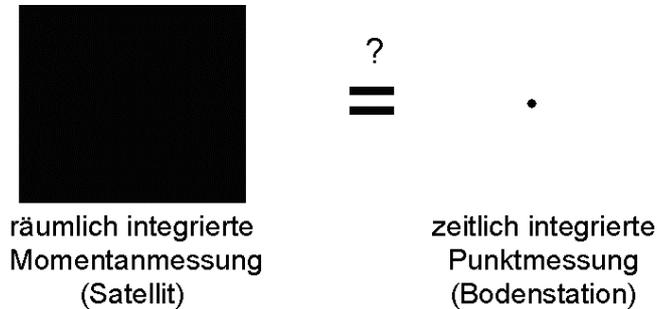
$$\text{MBE} = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)}{N} \quad \text{Gleichung 3.26}$$

$$\text{RMSE} = \left( \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Gleichung 3.27}$$

mit  $N$  = Anzahl der Messungen  
 $y$  = vorhergesagte (modellierten) Werte  
 $x$  = gemessene Werte.

Grundsätzlich muss beim Vergleich von Satellitendaten mit Bodenmessungen folgende Tatsache berücksichtigt werden: Bodenmessungen sind punktuelle Messungen, die mit einer hohen zeitlichen Frequenz (z.B. 0.1 Hz) erfolgen und zu beispielsweise ein- oder fünfminütigen Werten integriert wer-

den. Messungen von Satelliten sind Momentanaufnahmen, die den integrierten Wert eines räumlich ausgedehnten Gebietes wiedergeben. Somit werden bei derartigen Vergleichen zeitlich-integrierte Bodenmessungen mit räumlich-integrierten Satellitenmessungen verglichen (siehe Abbildung 3.22).



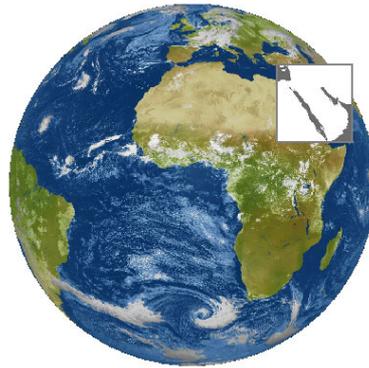
**Abbildung 3.22:** Vergleich Satellitenmessungen versus Bodenmessung.

HAMMER (2000) zeigte, dass räumlich integrierte Momentanaufnahmen gut mit Bodenmessungen korrelieren, die über einen Zeitraum von 30 bis 60 Minuten integriert werden. Weiterhin führt das räumliche Mitteln von 3 x 3 Pixeln zu einer höheren Korrelation aufgrund durchziehender Bewölkung über das Zeitintervall von 60 Minuten.

Für den Vergleich wird die Arabische Halbinsel als Untersuchungsgebiet gewählt. Trotz der dort vorherrschenden Besonderheiten wie z.B. arides Klima mit geringen Wolken, starker Einfluss von Aerosol (besonders Sandaerosol) und der randlichen Lage innerhalb des Satellitenbildes, erfolgt ein Vergleich für diese Region, da dort die Direkt-Normal-Strahlung mit hoher Genauigkeit an mehreren Messstationen gemessen wird. Weiterhin ist diese Region dank hoher Sonneneinstrahlung ein interessanter Standort für die potentielle Nutzung der Solarenergie.

#### Satellitendaten und atmosphärische Eingabeparameter

Zur Berechnung wird ein Ausschnitt des Meteosat-7 Sichtfeldes definiert, der die Arabische Halbinsel in einer räumlichen Auflösung von  $0.09^\circ \times 0.09^\circ$  aufgrund der randlichen Lage innerhalb des Satellitenbildes wiedergibt (siehe Abbildung 3.23). Für diesen Vergleich werden Daten des Jahres 2000 verwendet. Im vorliegenden Meteosat-Datensatz fehlen Daten für einen Zeitraum von 10 Tagen, welche vom Vergleich ausgeschlossen werden. Die Auflösung des Aerosoldatensatzes (NASA-GISS) wird um den Faktor 5 erhöht und mit einem 5 x 5-Mittelwertfilter interpoliert. Die räumliche Auflösung beträgt somit  $0.8^\circ$  (Breite) x  $1^\circ$  (Länge). Ozon- und Wasserdampf werden gemäß Kapitel 3.2 verwendet.



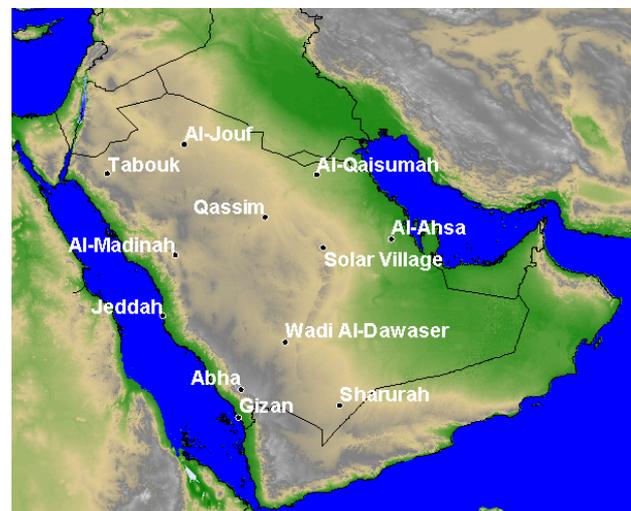
**Abbildung 3.23:** Untersuchungsgebiet (grau-weißes Rechteck) innerhalb des METEOSAT-7 Sichtfensters für den Vergleich in Saudi-Arabien, (© 2003 EUMETSAT).

### Bodenmessungen

Die Bodenmessungen stammen aus dem "New Energy Project" des "King Abdulaziz City for Science and Technology" (KACST) in Riyadh, Saudi-Arabien und dem "US National Renewable Energy Laboratory" (NREL) (AL-ABBADI *ET AL.*, 2002).

Tabelle 3.3 und Abbildung 3.24 zeigen die 12 Messstationen des Projekts in Saudi-Arabien mit den dazugehörigen geographischen Koordinaten.

Station	Breite (°)	Länge (°)	Höhe (m)
Abha	18.23	42.66	2039
Al-Ahsa	25.30	49.48	178
Gizan	16.90	42.58	7
Qassim	26.31	43.77	647
Jeddah	21.68	39.15	4
Madinah	24.55	39.70	626
Qaisumah	28.32	46.13	358
Sharurah	17.47	47.11	725
Jouf	29.79	40.10	669
Solar Village	24.91	46.41	650
Tabouk	28.38	36.61	768

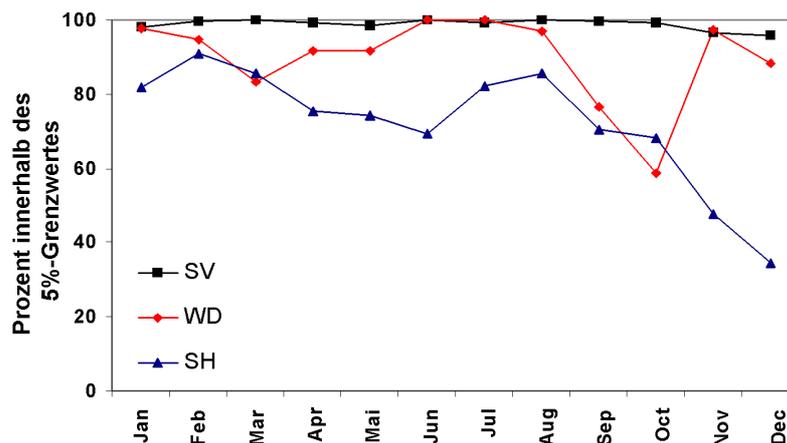


**Tabelle 3.3** und **Abbildung 3.24:** Untersuchte Messstationen in Saudi-Arabien und ihre geographischen Koordinaten.

An allen Stationen wird die DNI mit Type-T Thermopile Eppley-Pyrheliometers gemessen, deren Genauigkeit mit  $\pm 2.0\%$  bei  $1 \text{ kW/m}^2$  vom Hersteller angegeben wird. Diese Pyrheliometer werden mit

einem "Hickey-Frieden - absolute cavity pyrheliometer", das eine Genauigkeit von  $\pm 0.45\%$  bei  $1 \text{ kW/m}^2$  besitzt, kalibriert. Global- und Diffusstrahlung werden mit Eppley-Pyranometern und zusätzlichem Schattenband gemessen. Seit Januar 1998 sind 5-Minutenwerte, basierend auf 10-Sekundenwerten, verfügbar. Die Messungen werden in lokaler Ortszeit aufgezeichnet, die einer Zeit von UTC+3 h entspricht. Es gibt keinen Wechsel zwischen Sommer und Winterzeit. Die 5-Minutenwerte sind mit dem Analyseprogramm SERI\_QC von NREL (1993) auf Qualität und Konsistenz hin untersucht worden (AL-ABBADI *ET AL.*, 2002; WILCOX UND AL-ABBADI, 2002). Zusätzlich werden die Zeitreihen von Direkt-, Diffus- und Globalstrahlung absolut und relativ zueinander visuell überprüft. Im Fall einer systematischen Abnahme der Direktstrahlung, z.B. durch Fehlfokussieren oder starker Verschmutzung, wird der defekte Tag plus die drei vorherigen Tage vom Vergleich ausgeschlossen. Bei regelmäßigem kurzem Einbruch der Einstrahlung aufgrund von Gegenständen im Fokus des Gerätes (Mast, Kabel etc.) werden nur die entsprechenden Werte ausgeschlossen.

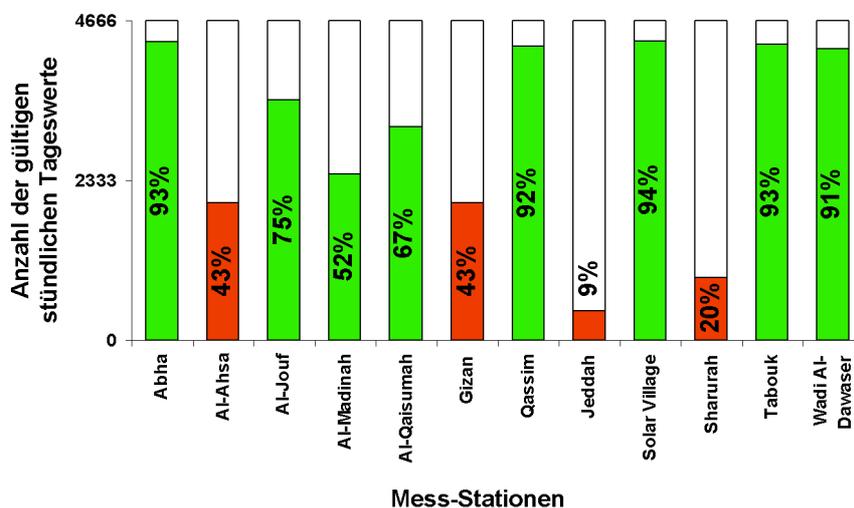
Als Beispiel für die unterschiedliche Qualität der Messungen sind in Abbildung 3.25 drei Stationen für das Jahr 2000 dargestellt. Als Gütemaß ist der prozentuale Anteil der Messungen einer Station angegeben, der innerhalb eines bestimmten Toleranzwertes liegt. Dieser Toleranzwert wird in diesem Fall als 5 %-Abweichung der gemessenen Globalstrahlung gegenüber der Summe aus gemessenen Diffus- und Direktstrahlung festgelegt. Beispielsweise liegen für die Station Solar Village (SV) im März nahezu alle Messungen (100%) innerhalb der 5 % Toleranzgrenze, wo hingegen für Sharurah (SH) ab August immer weniger Messungen dieses Kriterium erfüllen (im Dezember weniger als 40 %). Diese unterschiedliche Qualität der Bodenmessungen zeigt, dass trotz sorgfältiger Messungen mit Präzisionsmessgeräten stets von Fehlern ausgegangen werden muss.



**Abbildung 3.25:** Unterschiedlichen Güte der Messungen am Beispiel der Stationen Solar Village (SV) mit hoher Güte, Wadi Al-Dawaser (WD) mit mittlerer Güte und Sharurah (SH) mit niedriger Güte für das Jahr 2000.

Die Bodenmessungen der DNI werden zu Stundenwerten aufintegriert. Beispielsweise besteht die 11. Stunde aus den Werten von  $10^{05}$ ,  $10^{10}$ ,  $10^{15}$ , ... und  $11^{00}$ . Es müssen alle 5-Minutenwerte einer Stunde

den Qualitäts-Check bestehen, um für den Vergleich herangezogen werden zu können. Nach dem SE-RI\_QC, den visuellen Prüfungen und der Berücksichtigung fehlender Satellitendaten, können je nach Station zwischen 9 % und 94 % der Bodenwerte für den Vergleich verwendet werden. Es werden nur Tageswerte für den Vergleich herangezogen, weshalb für diese Region eine maximale Anzahl von 4666 (100 %) Stunden untersucht werden kann. Abbildung 3.26 gibt die relative und absolute Anzahl der zur Verfügung stehenden Werte für das Jahr 2000 an. Für den Vergleich sollen möglichst Stationen verwendet werden, von denen mindestens 50 % der Tageswerte verwendbar sind. Al-Ahsa, Gizan, Jeddah and Sharurah werden ausgeschlossen, da ein sehr hoher Anteil der Messungen den Qualitäts-test nicht bestanden hat und vorsichtshalber angenommen wird, dass die restlichen Messungen ebenfalls hohe Ungenauigkeit aufweisen. Es verbleiben acht Bodenstationen mit höchster Qualität für den Vergleich.



**Abbildung 3.26:** Relative und absolute Anzahl der verwendbaren Messungen der Stationen für das Jahr 2000. Es sind nur die Tageswerte berücksichtigt.

### Vergleichsüberblick

Der Vergleich unterscheidet zwei Fälle. Zum einen werden *alle* qualitätsgecheckten Stundenwerte miteinander verglichen. Diese Werte beinhalten somit sowohl bewölkte als auch wolkenfreie Stunden. Dieser Vergleich wird im Folgenden „*all-sky*“ genannt und gibt die allgemeine Genauigkeit des Verfahrens wieder. Um die Genauigkeit des Verfahrens für eine wolkenfreie Atmosphäre zu bestimmen, wird zwischen wolkenfreien und bewölkten Atmosphärenzuständen unterschieden. Als Kriterien für den wolkenfreien Fall gelten:

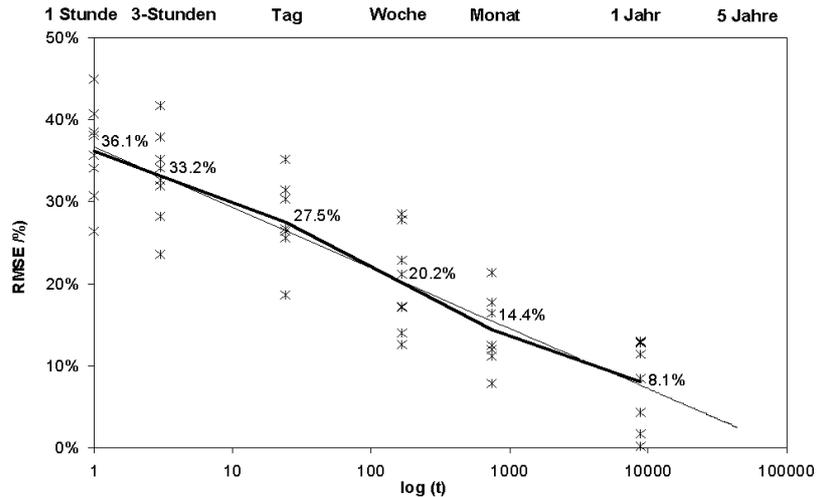
- Die Tagesgänge aller drei Messgrößen (direkt, diffus und global) müssen einen gleichmäßigen, symmetrischen und ungestörten Verlauf aufzeigen.
- Der aus den Satellitendaten bestimmte Cloud-Index muss für den korrespondierenden Pixel den Wert Null über den ganzen Tag hinweg besitzen.

Dieser Vergleich wird im Folgenden „*clear-sky*“ genannt. Für jeden Standort wird der MBE und RMSE berechnet (siehe Tabelle 3.4).

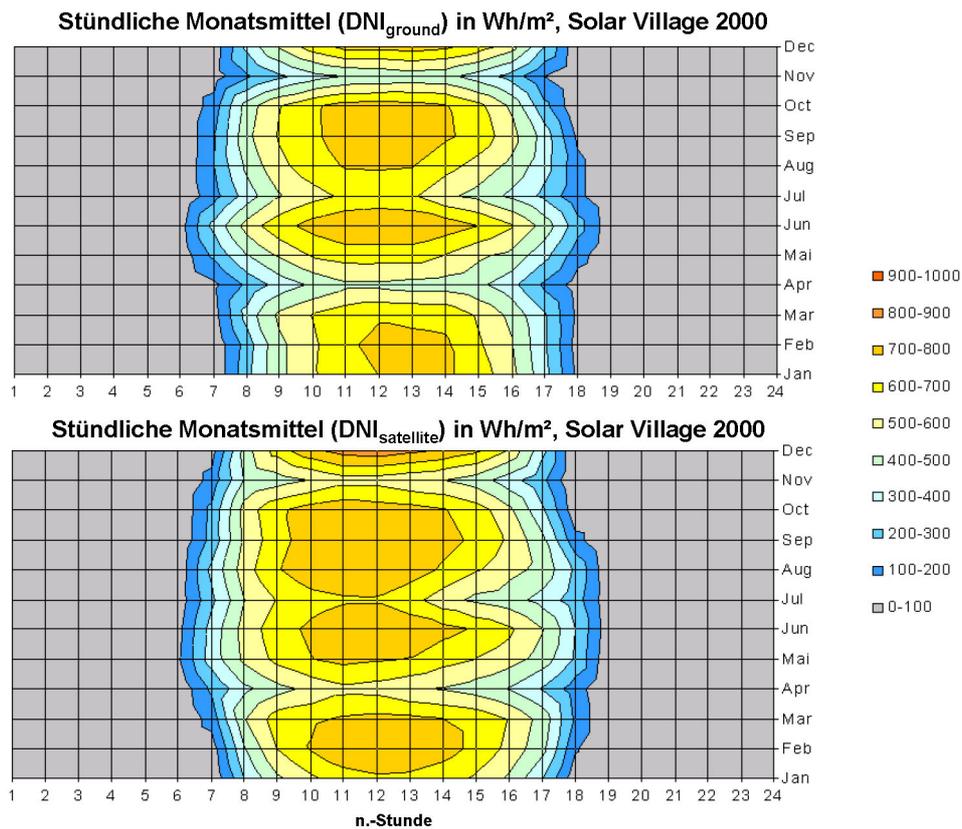
Stationsname mit Anzahl der verwendeten Stundenwerte  (all-sky / clear-sky)		wolkenfreier <i>und</i> bewölkter Fall				wolkenfreier Fall			
		MBE (W/m <sup>2</sup> )	MBE (%)	RMSE (W/m <sup>2</sup> )	RMSE (%)	MBE (W/m <sup>2</sup> )	MBE (%)	RMSE (W/m <sup>2</sup> )	RMSE (%)
<b>Abha</b>	(4356 / 404)	-67	-13.0	197	38.4	-90	-12.2	117	16.0
<b>Al-Jouf</b>	(3501 / 1103)	22	4.3	156	30.8	-39	-6.0	89	13.4
<b>Al-Madinah</b>	(2431 / 406)	-8	-1.7	187	38.2	-41	-6.0	88	12.8
<b>Al-Qaisumah</b>	(3109 / 561)	49	12.6	172	44.6	-30	-4.6	90	13.4
<b>Qassim</b>	(4284 / 933)	48	11.4	169	40.5	-7	-1.1	87	14.8
<b>Solar Village</b>	(4486 / 985)	37	8.4	151	34.1	-28	-4.1	106	13.6
<b>Tabouk</b>	(4326 / 2673)	1	0.2	145	26.6	20	3.3	106	17.2
<b>Wadi Al-Dawaser</b>	(4265 / 970)	56	12.4	158	35.4	21	3.5	77	13.2
<b>Mittelwert</b>		17.3	4.3	166.9	36.1	-24.3	-3.4	92.8	14.3
<b>Standardabweichung</b>		38.5	8.3	16.9	5.3	33.9	4.9	11.8	1.5

**Tabelle 3.4:** Absoluter und relativer Mean Bias Error (MBE) und Root Mean Square Error (RMSE) und Anzahl der Messungen für den Vergleich der Stundenwerte für das Jahr 2000.

Der relative MBE für alle Tage (wolkenfreie Tage), gemittelt über alle acht Stationen, beträgt 4.3 % (-3.4 %). Das Minimum beträgt -13 % (-12.2 %), das Maximum 12.6 % (3.5 %). Der relative RMSE für Stundenwerte beträgt, gemittelt über alle acht Stationen, 36.1 % (14.3 %). Der relative RMSE (bewölkte und wolkenfreie Tage) nimmt in Abhängigkeit der gemittelten Zeitskala ab, wie in Abbildung 3.27 zu erkennen ist. Dort sind die relativen RMSE aller Stationen als Kreuze angegeben, zusätzlich der gemittelte Wert (dicke Linie mit Prozentangaben). Über alle acht Stationen gemittelt nimmt dieser von 36.1 % (stündlich) bis zu 8.1 % (Jahressumme) ab.



**Abbildung 3.27:** Relativer RMSE der stündlichen, 3-stündlichen, täglichen, wöchentlichen, monatlichen und jährlichen Direkt-Normal-Strahlung (DNI) für die untersuchten Stationen mit logarithmischer Zeitskala. Die dicke Linie mit den Prozentangaben beschreibt den RMSE für die entsprechende Zeitskala über alle Stationen gemittelt, die als x dargestellt sind. Die dünne Trendlinie extrapoliert auf ein potentielles 5-Jahresmittel.



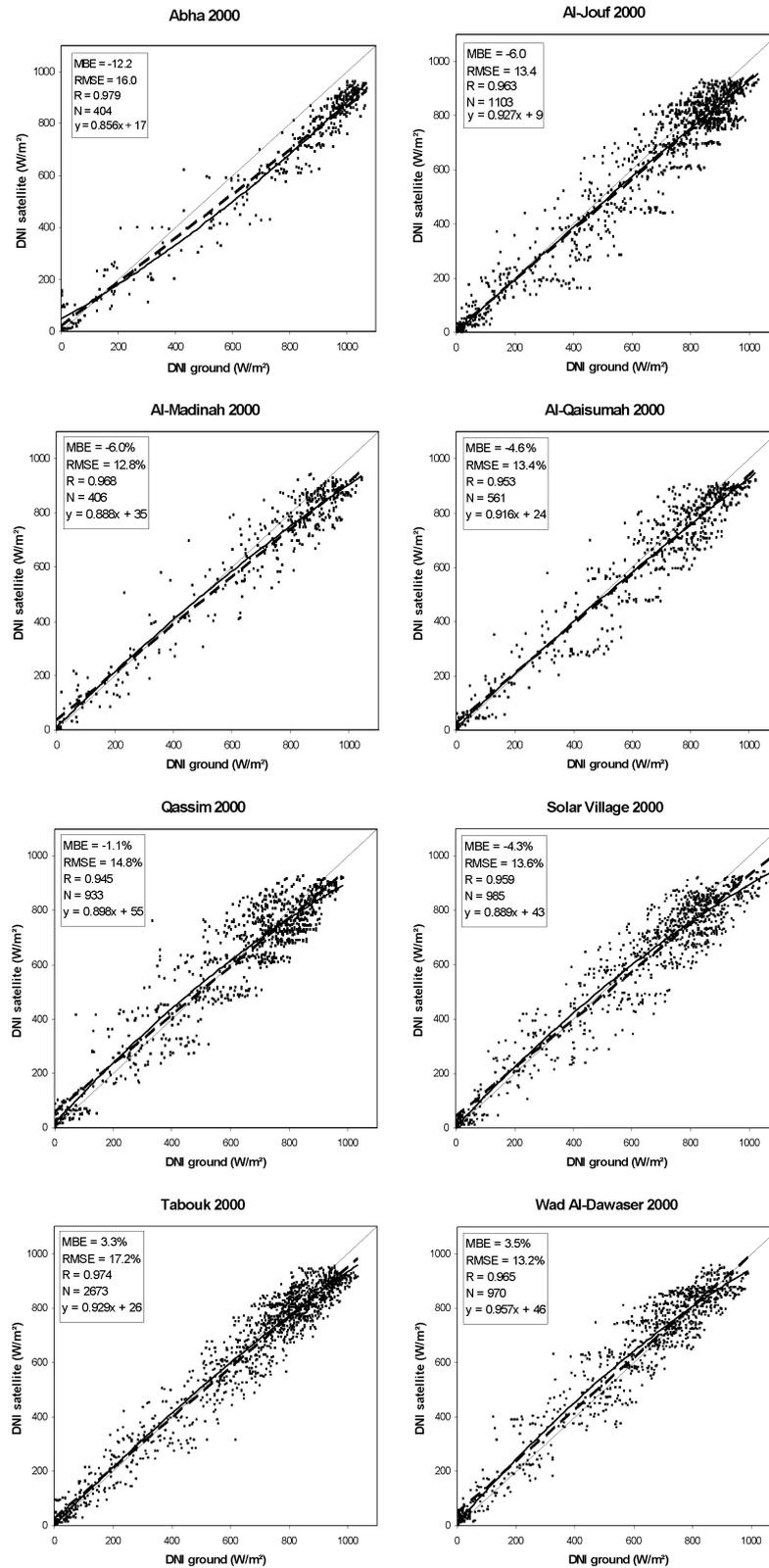
**Abbildung 3.28:** Stündliche Monatsmittel der gemessenen (oben) und berechneten (unten) DNI für Solar Village (2000).

Zusammengefasst unterschätzt das Basisverfahren die stündliche Strahlung für wolkenfreie Tage und überschätzt die Strahlung bei Bewölkung. Die Überschätzung erkennt man auch in Abbildung 3.28, die die stündlichen Monatsmittel der gemessenen und berechneten DNI zeigt, d.h. für jeden Monat

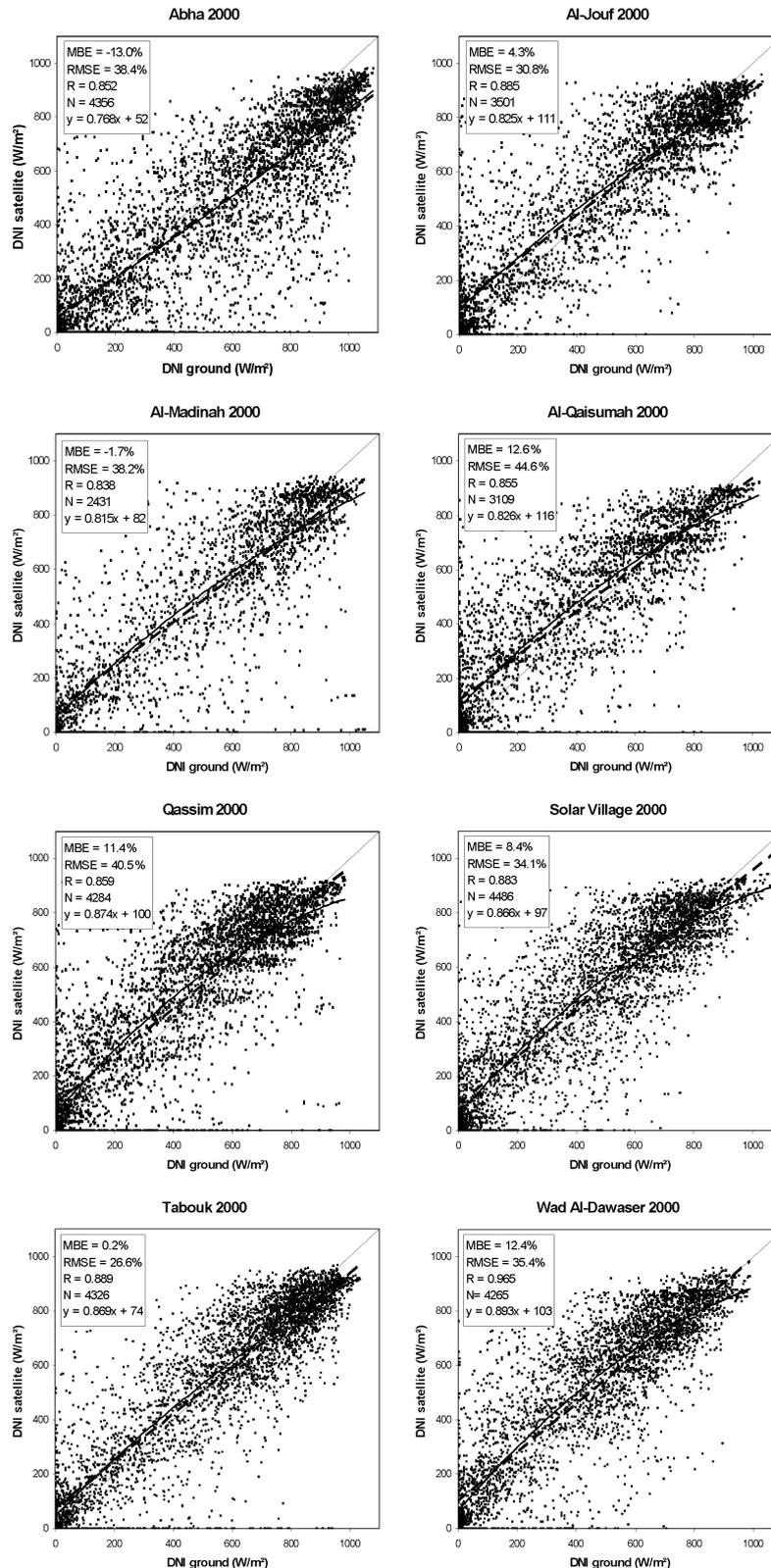
(y-Achse) wird der gemittelte Tagesgang (x-Achse) angegeben. Der leicht schnellere Anstieg der berechneten Strahlung in den Morgenstunden und die höheren Maximalwerte um die Mittagszeit gegenüber den Messungen führen zu dieser Überschätzung. Die tägliche und saisonale Strahlungscharakteristik wird sehr gut wiedergegeben, so ist z.B. eine Abnahme der Strahlung während der Monate April, Juli und November gut zu erkennen.

Zur genaueren Untersuchung wurden für jeden Standort zwei Streudiagramme erstellt. Abbildung 3.29a zeigt den Vergleich für die wolkenfreien Tage, Abbildung 3.29b für bewölkte *und* wolkenfreie Tage. Auf der x-Achse sind die Bodenmessungen, auf der y-Achse die entsprechenden berechneten Werte der DNI aufgetragen. MBE and RMSE, der Korrelationskoeffizient  $R$ , Anzahl der verwendeten Werte  $N$  und Funktion der linearen Regressionsgerade (dicke gestrichelte Linie) sind angegeben. Zusätzlich ist die polynomische Regression zweiten Grades dargestellt (dünne durchgezogene Linie). Anhand Abbildung 3.29a und Abbildung 3.29b werden im folgenden Kapitel 4 die Probleme des verwendeten Basisverfahrens dargestellt. Dabei werden mehrere Bereiche untersucht, bzw. es eröffnen sich folgende Fragestellungen, deren Beantwortung innerhalb des folgenden Kapitels erfolgt:

- Wie gut wird die wolkenfreie Atmosphäre durch die verwendeten Atmosphärendaten wiedergegeben? Dabei wird besonders der Eingabeparameter Aerosol im Kapitel 4.1 untersucht.
- Wie gut wird die Bewölkung erkannt und wie gut erfolgt die Bestimmung der effektiven Wolkentransmission? Dazu wird in Kapitel 4.2 die VIS-Wolkenerkennung mit der VIS-Wolkenerkennung der HELIOSAT-Methode verglichen. Weiterhin erfolgt die getrennte Bestimmung der effektiven Wolkentransmissionen aus infraroten und sichtbaren Cloud-Index mit neuer Übertragungsfunktion.
- Können Abschattungseffekte aufgrund der Orographie berücksichtigt werden? Eine Untersuchung, in wieweit dieser Effekt, der einen sehr starken Einfluss auf die Direktstrahlung besitzt, berücksichtigt werden kann, ist in Anhang B zu finden.
- Ist der stündliche Cloud-Index repräsentativ für den Zeitraum von einer Stunde? In Anhang C wird beschrieben, wie die einfache 1:2:1 Gewichtung zur Stundemittelung des Cloud-Index durch eine neue Gewichtungsmethode ersetzt wird.



**Abbildung 3.29a:** Vergleich von modellierten mit gemessenen stündlichen Werten für wolkenfreie (clear-sky) Bedingungen der ausgewählten acht Stationen in Saudi-Arabien. (dicke gestrichelte Linie: lineare Regression, mit Funktion  $y$ , dicke durchgezogene Linie: polynomische Regression zweiter Ordnung, Mean Bias Error (MBE), Root Mean Square Error (RMSE), Korrelationskoeffizient  $R$ , Anzahl der stündlichen Messungen  $N$ ).



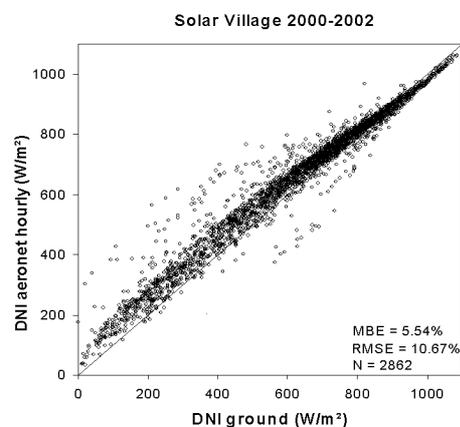
**Abbildung 3.29b:** Vergleich von modellierten mit gemessenen stündlichen Werten für bewölkte und wolkenfreie (all-sky) Bedingungen der ausgewählten acht Stationen in Saudi-Arabien. (dicke gestrichelte Linie: lineare Regression, mit Funktion  $y$ , dicke durchgezogene Linie: polynomische Regression zweiter Ordnung, Mean Bias Error (MBE), Root Mean Square Error (RMSE), Korrelationskoeffizient  $R$ , Anzahl der stündlichen Messungen  $N$ ).

## 4 Schwächen des Verfahrens und Lösungsansätze

### 4.1 Parametrisierung der wolkenfreien Atmosphäre

Abbildung 3.29a zeigt den Vergleich der stündlichen DNI aller acht Stationen für *clear-sky* (wolkenfreie) Bedingung. Der relative MBE von sechs Stationen ist negativ, nur Tabouk und Wadi Al-Dawaser besitzen einen positiven MBE. Die linearen Regressionsgeraden besitzen einen über alle Stationen gemittelten positiven Offset von  $32 \text{ W/m}^2$  und deren Gradienten sind kleiner als 1 (im Mittel 0.91). Der quadratische Term der polynomischen Fit-Funktion ist negativ (mit einer Ausnahme: Abha) und der Vergleich aller Werte führt zu einem mittleren Korrelationskoeffizient von 0.963. Die mittlere Streuung ist mit 14.3 % recht gering. Die DNI wird für fast alle Stationen in den Morgen- und Abendstunden überschätzt, während der Mittagszeit unterschätzt, was durch die leichte Kippung der Regressionsgerade zu erkennen ist. Da in der wolkenfreien Atmosphäre die stärkste Schwächung bei der breitbandigen Solarstrahlung auf Aerosol und Wasserdampf zurückzuführen ist, müssen diese *clear-sky* Parameter möglichst gut den aktuellen Zustand wiedergeben. Dazu werden diese verwendeten Eingabeparameter auf ihre Genauigkeit hin untersucht.

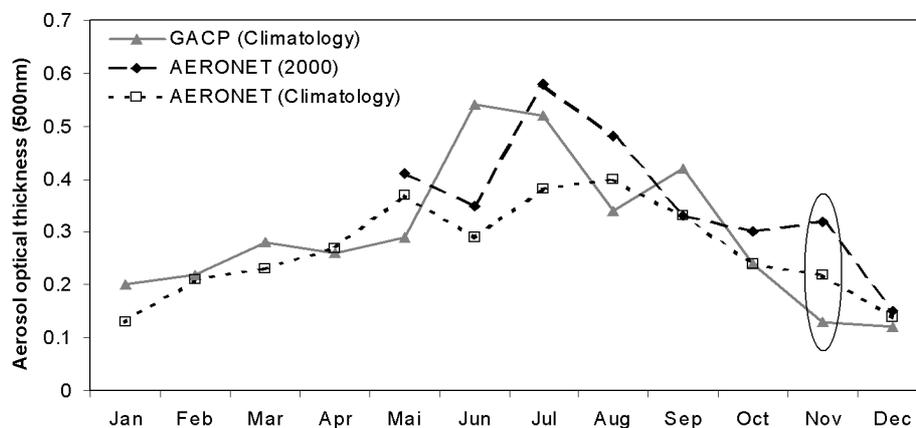
Um einen Fehler im Parametrisierungs-Verfahren auszuschließen, werden zuerst für den Standort Solar Village die berechneten Werte der stündlichen DNI mit exakten Bodenmessung der DNI verglichen. Die Berechnung der DNI erfolgt mit gemessenen Werten für die Aerosol optische Dicke und für die gesamte Wasserdampfsäule, die am Standort Solar Village gemessen werden. Da  $\text{O}_3$ ,  $\text{O}_2$  und  $\text{CO}_2$  ein sehr geringen Einfluss auf die DNI besitzen und diese Atmosphärenkomponenten zeitlich und räumlich nicht sehr stark variieren, werden diese 3 Komponenten bei der weiteren Untersuchung nicht berücksichtigt. Als Eingabewerte werden daher die Datensätze aus dem Basisverfahren verwendet. Abbildung 4.1 zeigt den Vergleich der 2862 Stundenwerte, der zu einem MBE von 5.54 % und RMSE von 10.67 % führt.



**Abbildung 4.1:** Vergleich der gemessenen stündlichen DNI (x-Achse) mit der berechneten stündlichen DNI (y-Achse) für den Standort Solar Village für die Jahre 2000 bis 2002. Als Eingabeparameter wurden Stundenmittel der Aerosol optische Dicke und des atmosphärischen Wasserdampfes aus AERONET-Messungen verwendet. Insgesamt werden 2862 Stundenwerte verglichen.

Die ermittelte Abweichung liegt in der zu erwartenden Größenordnung, die in GUEYMARD (1993) oder BATTLES *ET AL.* (2000) beschrieben ist. Die niedrigere Genauigkeit gegenüber der Studie von GUEYMARD (2003b), in denen Werte für MBE von -1.2 % und RMSE von 1.7 % für den Standort Solar Village für das Iqbal-Verfahren erreicht werden (siehe Tabelle A3), begründet sich durch eine unterschiedliche Integrationsperiode der Eingabedaten (3-Minuten bei GUEYMARD gegenüber hier einer Stunde) und durch unterschiedliche verwendete Datenpunkte.

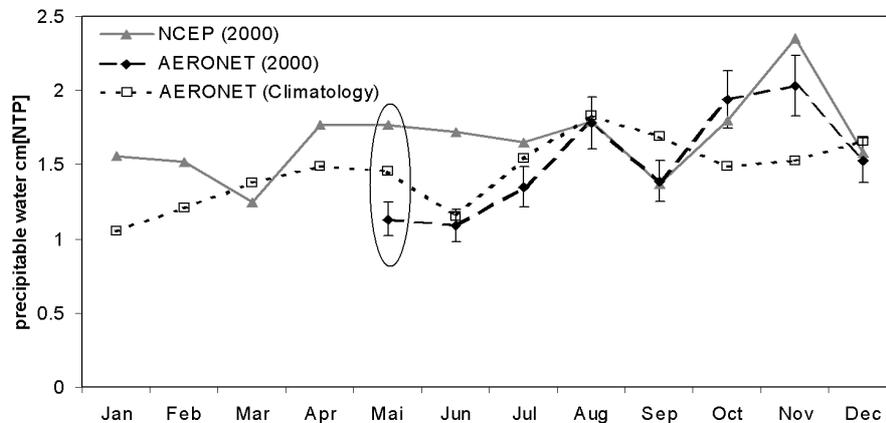
Ein direkter Vergleich der verwendeten Aerosol- und Wasserdampf-Datensätze mit AERONET-Bodenmessungen (HOLBEN *ET AL.*, 1998) für den Standort Solar Village soll einen ersten Eindruck der Genauigkeit der verwendeten Atmosphären-Datensätze geben. Abbildung 4.2 zeigt die monatliche klimatologische Aerosol optische Dicke aus GACP, die realen und die klimatologischen Monatswerte aus AERONET. Der GACP-Aerosoldatensatz gibt die Tendenz der monatlichen Variabilität recht gut wieder. An einigen Monaten (z.B. November) ist die Abweichung jedoch beträchtlich. Die Tagessumme der DNI für einen wolkenfreien Beispieltag im November des Jahres 2000 beträgt 7.90 kWh (AOT = 0.12 aus GACP) bzw. 6.24 kWh (AOT = 0.3 aus AERONET 2000) (siehe Markierung in Abbildung 4.2). Die Abweichung der GACP-AOT gegenüber gemessenen *Tageswerten* der AOT fällt zum Teil noch stärker aus. Die Genauigkeit der AERONET-AOT Messungen wird mit  $\pm 0.01$  angegeben.



**Abbildung 4.2:** Vergleich der AOT aus dem verwendeten GACP-Datensatz (durchgezogene Linie) mit AERONET Messungen für den Standort Solar Village für das Jahr 2000 (gestrichelte Linie) und der AERONET Klimatologie für den Zeitraum Jan-1999 bis Dez. 2002 (gepunktete Linie).

In Abbildung 4.3 wird der Vergleich für den verwendete Wasserdampf-Datensatz NCEP-NCAR mit Bodenmessungen des "precipitable water", das niederschlagsfähige Wasser der gesamten Atmosphärensäule, für den Standort Solar Village, ebenfalls aus AERONET-Messungen (HOLBEN *ET AL.*, 1998) wiedergegeben. Der verwendete Wasserdampf-Datensatz gibt die Variabilität der Monatswerte gut wieder. Die Variabilität des Wasserdampfes wirkt sich nicht so stark auf die Direktstrahlung aus wie die Aerosol optische Dicke und wird durch diesen Datensatz ausreichend genau wiedergegeben. So be-

trägt z.B. die Tagessumme der DNI eines Beispieltages im Mai 9.31 kWh ( $1.7 \text{ cm}[NTP]$  aus NCEP 2000) bzw. 9.43 kWh ( $1.1 \text{ cm}[NTP]$  aus AERONET 2000) (siehe Markierung in Abbildung 4.3). Die Genauigkeit der AERONET-Messungen des “precipitable water” wird mit  $\pm 10\%$  angegeben.



**Abbildung 4.3:** Vergleich des “precipitable water” aus dem verwendeten NCEP-NCAR-Datensatz (durchgezogene Linie) mit AERONET Messungen für den Standort Solar Village für das Jahr 2000 (gestrichelte Linie) und der AERONET Klimatologie für den Zeitraum Jan-1999 bis Dez. 2002 (gepunktete Linie).

Die sehr starke Abhängigkeit der DNI vom Aerosolgehalt der Atmosphäre erfordert eine möglichst exakte Kenntnis der Aerosol optischen Dicke in möglichst hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. Im folgenden soll untersucht werden, welche globalen Aerosoldatensätze derzeit zur Verfügung stehen und wie gut diese die Aerosol optische Dicke für die Strahlungsbestimmung wiedergeben. Vorab wird eine kurze Übersicht und Einführung über Aerosol gegeben.

#### 4.1.1 Einführung Aerosole

Als Aerosole bezeichnet man die in der Luft schwebenden festen und flüssigen Partikel. Ihr Spektrum reicht von einem Durchmesser von  $0.001 \mu\text{m}$  bis  $100 \mu\text{m}$ . Das kleinste mögliche Aerosolpartikel wird definiert als ein Partikel, welches aus zwei Molekülen besteht. Die untere Grenze von  $0.001 \mu\text{m}$  für den Partikeldurchmesser wird aber im allgemeinen verwendet, da sich das Aerosolpartikel in Größe und Masse signifikant von Gasmolekülen unterscheidet. Die sinnvolle obere Grenze von  $100 \mu\text{m}$  beruht auf der Tatsache, dass größere Partikel aufgrund der Sedimentation im Schwerfeld der Erde nur eine kurze Lebensdauer in der Atmosphäre besitzen (ACKERMANN, 1997). Die Größenverteilung der Kerne schwankt sowohl räumlich als auch zeitlich um einige Zehnerpotenzen. Der Einfluss der Aerosole auf den *Strahlungshaushalt* der Erde beruht sowohl auf Strahlungsabsorption der Aerosole, wobei die Luftschichten, in denen sich die Aerosole (hauptsächlich Kohlenstoffpartikel) befinden, erwärmt werden, als auch auf der Funktion der Aerosole als Kondensations- und Gefrierkerne, wobei hier die Aerosole als wolkenbildende Faktoren eine große Rolle spielen. Einen bedeutenden Einfluss auf die *Direktstrahlung* besitzen Aerosole aufgrund ihrer Streueigenschaften. Für die Bildung von Aerosolkernen kommen hauptsächlich vier Prozesse in Frage:

- *Dispersion* (die durch Zerstäuben oder Zersprühen feine Verteilung eines festen oder flüssigen Stoffes eines Mediums, meist große Aerosolkerne mit Radien über 0.5  $\mu\text{m}$ ),
- *Verbrennung* (bei der V. von Brennmaterien entstehen sowohl kleine feste als auch verdampfte gasförmige Verbrennungsrückstände, die als Rauch davonfliegen. Meistens bestehen diese Rückstände aus Kohlenstoff),
- *Photochemische Prozesse* (Dissoziation atmosphärischer Gasmoleküle durch die UV-Strahlung, mit anschließenden chemischen Reaktionen, die z.B. zu Ozon oder Stickstoffoxiden führen. Bei gleichzeitigem Vorhandensein von Wasserdampf entsteht z.B. Salpetersäure),
- *Biologische Prozesse* (z.B. Blütenpollen von Pflanzen oder eine Anzahl von Gasen, die durch das Absterben tierischer und pflanzlicher Substanzen entstehen).

Als Aerosole kommen somit in Betracht:

- Sand von Staubstürmen der Wüsten
- Partikel aus Winderosion
- Meersalzpartikel
- Asche und Ruß von Waldbränden
- Rückstände anthropogener Verbrennungsvorgänge (Industrie, Verkehr, Hausbrand, brennende Ölquellen, etc.)
- Partikel von Vulkanausbrüchen
- Pflanzenpollen
- Meteorstaub

Bei der Schwächung (Extinktion) der Strahlung durch Aerosole überwiegt im solaren Spektralbereich die Streuung gegenüber der Absorption. Der Aerosoleinfluss auf die solare Direktstrahlung ist größer als bei der Globalstrahlung, da letztere die Summe aus direktem und diffusem (also gestreutem) Strahlungsanteil ist. Die Direktstrahlung kann durch sehr hohen Aerosolgehalt in der Luft, z.B. bei Sandstürmen, bis auf nahezu 0  $\text{W}/\text{m}^2$  geschwächt werden. Entsprechend sind für die Bestimmung der Direktstrahlung Informationen über die vorhandenen Aerosole und deren optische Eigenschaften sehr wichtig. Folgende optischen Eigenschaften kommen dafür in Frage:

- *Extinktionskoeffizient ( $k$ ) oder ( $\sigma_e$ )*: Der Extinktionskoeffizient bezeichnet den Anteil der Energie des auftreffenden Strahls, der durch das Partikel geschwächt wird. Normalerweise wird ein Absorptions- und ein Streukoeffizient unterschieden. Allerdings ist in der Regel die Streuung der Strahlung wesentlich größer als die Absorption derselben. Da die Streuung und Absorption von Aerosolen schwer zu trennen ist, wurde von Ångström eine Formel eingeführt, die beide Vorgänge zusammen berücksichtigt. Diese Formel ist als „Ångström turbidity formular“ bekannt (IQBAL, 1983):

$$k_{\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha}$$

- $\beta$  ist der „Ångström turbidity coefficient“, ein Index, der den Aerosolgehalt der Atmosphäre in einer vertikalen Säule wiedergibt. Der Wertebereich liegt zwischen 0.0 und 0.5.
- $\alpha$  ist der Wellenlängenexponent, der sich auf die Größenverteilung der Aerosole bezieht. Große Werte geben ein relativ hohes Verhältnis kleiner Partikel zu großen Partikeln an ( $\alpha$  hat dann den max. Wert gleich 4) Bei vielen großen Partikeln sollte  $\alpha$  den Wert 0 erhalten. Normalerweise hat  $\alpha$  einen Wert zwischen 0.25 und 2.5. Ein guter Mittelwert für die meisten natürlichen Atmosphären ist  $1.3 \pm 0.5$
- $\lambda$  die Wellenlänge in  $\mu\text{m}$ .
- *Aerosol optische Dicke (aerosol optical thickness - AOT)*: AOT kann z.B. aus dem Extinktionskoeffizienten in Kombination mit einem Höhenprofil der Aerosolverteilung berechnet werden mit.
- *Einfachstreualbedo (single scattering albedo) ( $\omega_0$ )*: Zur Berechnung der diffusen Strahlung müssen die Absorptions- und Streueigenschaften der Aerosole genau bekannt sein. Da beide Eigenschaften nicht exakt getrennt ermittelt werden können (s.o.), wurde ein neuer Term eingeführt, die Einfachstreualbedo  $\omega_0$ . Sie gibt das Verhältnis der Strahlung, die durch das Aerosol gestreut wird, zu der Gesamtschwächung (durch Absorption und Streuung) der Strahlung durch das Aerosol an.
- *Asymmetrieparameter ( $g$ )*: Gibt das Verhalten bezüglich der Vorwärtsstreuung an. Je näher sich diese Größe dem Wert eins nähert, desto stärker ist diese Eigenschaft ausgeprägt. Je mehr sich der Asymmetrieparameter dem Wert null nähert, desto mehr ist die Streueigenschaft isotrop, d.h. über alle Raumrichtungen gleichmäßig verteilt. Er wird maßgeblich von der relativen Größe des Partikels zur Wellenlänge bestimmt. Er ist groß für große Partikel und verringert sich mit größer werdender Wellenlänge.

Für die hier verwendete Strahlungsberechnung ist die Aerosol optische Dicke die benötigte Größe.

#### 4.1.2 Globale Aerosoldatensätze für die Strahlungsbestimmung

Flächendeckende Aerosolinformationen für größere Regionen sind ein wesentlicher Eingangsparameter für die Direktstrahlungsberechnung. Globale Aerosoldatensätze geben derzeit die Realität nur bedingt wieder, da Aerosole zeitlich und räumlich sehr variabel sind und ihre Verteilung, der Aerosolgehalt in der Luft und ihre optischen Eigenschaften nur sehr aufwendig bestimmt werden können. Für die solare Strahlungsbestimmung am Erdboden sind solche Aerosoldatensätze wünschenswert, die global flächendeckende Informationen in zumindest klimatologischen Monatswerten und mit einer "hohen" räumlichen Auflösung besitzen. "Hoch" ist hier als relativ zu werten, da auch ein räumlich gering aufgelöster Datensatz durchaus geeignet sein kann, wenn er zum Beispiel reale Monatswerte

und keine klimatologischen Monatswerte beinhaltet. Als Mindestanforderung für die zeitliche Auflösung werden für diese Arbeit klimatologische Monatswerte, für die räumliche Auflösung  $5^\circ \times 5^\circ$  vorausgesetzt. Weiterhin muss der Datensatz die Aerosol optische Dicke, der benötigte Parameter für das in dieser Arbeit verwendete Strahlungsparametrisierungsmodell, beinhalten. Der ideale globale Aerosoldatensatz wird am Ende dieses Kapitels diskutiert.

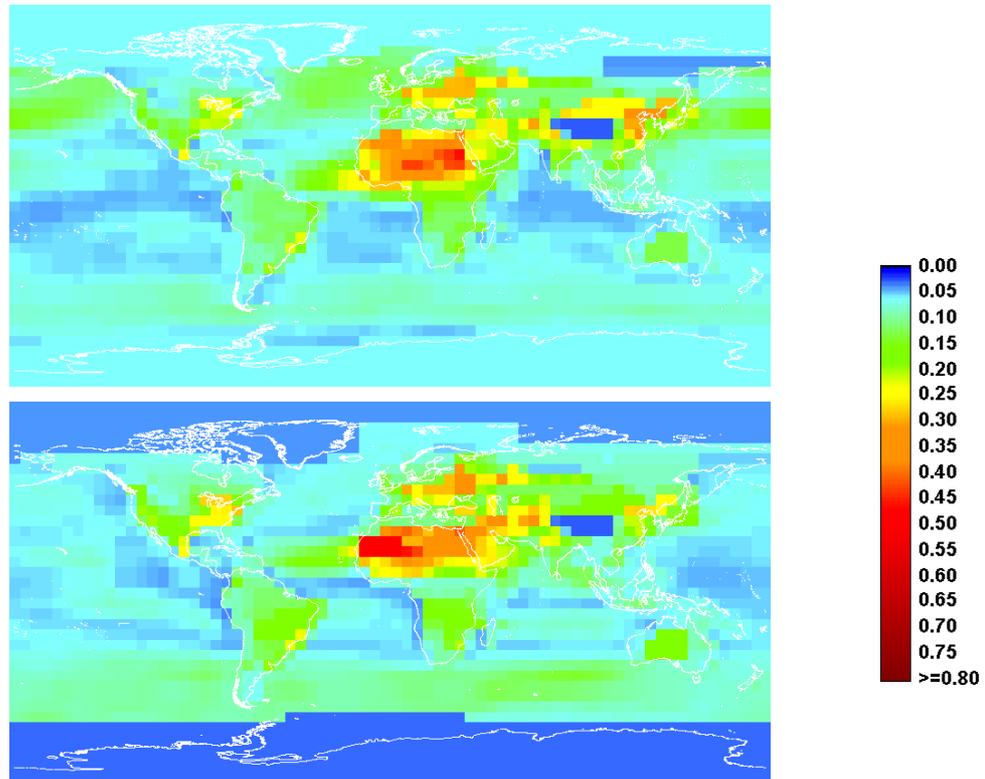
Globale Aerosoldatensätze werden entweder mittels Transport- und/oder Chemiemodellen, mit Hilfe von Satellitendaten und Bodenmessungen oder aus einer Kombination aus allen Quellen erstellt. Viele Aerosoldatensätze werden für die Verwendung in Klimamodellen entwickelt, in denen u.a. direkte und indirekte Aerosoleffekte auf das Klima untersucht werden. Zu diesem Zweck ist die zeitliche Auflösung meist auf Monatswerte und die räumliche Auflösung auf ca.  $5^\circ \times 5^\circ$  ausgelegt. KINNE *ET AL.* (2001, 2003a) gibt einen vergleichenden Überblick über vorhandene Aerosoldatensätze, die per Satellitenretrieval oder mittels Transportmodellen bestimmt wurden. Die Aktualität des Problems, genaue globale Aerosoldatensätze zu entwickeln und bereitzustellen, spiegelt sich im aktuellen Projekt „Aerosol Comparison“ (AeroCom) (AEROCOM, 2003) wieder, an dem verschiedene internationale Forschungsinstitute teilnehmen. Aufgabe dieses Projektes ist der Vergleich und die Dokumentation aktueller globaler Aerosoldatensätze und das Verstehen der unterschiedlichen Ansätze der Modellierung bzw. der Satellitenretrieval, mit dem Ziel, die Basis für einen gemeinsamen Aerosoldatensatz zu entwickeln.

Im folgenden werden fünf globale Aerosoldatensätze, die potentiell zur Bestimmung der Direktstrahlung verwendet werden können, vorgestellt. Tabelle 4.1 am Ende der Darstellung gibt eine Übersicht über die vorgestellten Aerosoldatensätze.

### GADS

Der "Global Aerosol Data Set" (GADS) wurde von KÖPKE *ET AL.* (1997) entwickelt. Mit Hilfe einer Software zur Bestimmung der optischen Eigenschaften von Aerosolen "Optical Properties of Aerosols and Clouds" (OPAC) können, basierend auf mehrjährigen Aerosolmessungen von Bodenstationen und Messsonden, global Aerosoleigenschaften bestimmt werden. Es werden zehn repräsentative Aerosoltypen mit ihren optischen Eigenschaften, Größenverteilungen und ihre räumliche und zeitliche Variabilität berücksichtigt. Dies ist ein Kompromiss aus dem Bedarf an detaillierten Informationen über Aerosole und die Verfügbarkeit solcher Informationen. Aus den weltweit archivierten Daten zu Aerosolen wird eine typische Aerosolverteilung berechnet. Wichtige optische Aerosoleigenschaften (z.B. Aerosol optische Dicke) werden für unterschiedliche Wellenlängen und acht verschiedene relative Feuchten berechnet. Der Datensatz beruht u.a. auf vorangegangenen Studien von D'ALDMEIDA *ET AL.* (1991) und der WMO (1983). Die räumliche Auflösung beträgt  $5^\circ \times 5^\circ$ , die zeitliche Auflösung umfasst einen Sommer- und einen Winterwert, wobei der Sommerwert für die Monate Juni, Juli und August, der Winterwert für Dezember, Januar und Februar gilt. Soll der Datensatz für ein gesamtes Ka-

lenderjahr Anwendung finden, empfiehlt sich eine Erweiterung der Sommermonate auf die Monate September, Oktober und November, der Wintermonate auf März bis Mai (HESS, 1998). GADS ist einer der ersten globalen Datensätze und dient als Grundlage weiterer Forschungen. Abbildung 4.4 zeigt die mittlere Aerosol-optische Dicke der Wintermonate und Sommermonate der Wellenlänge 500 nm für eine relative Feuchte von 70 %. Im nachfolgenden beziehen sich alle weiteren abgebildeten Aerosolraten auf den gleichen gemittelten Zeitraum, um den visuellen Vergleich zu erleichtern.



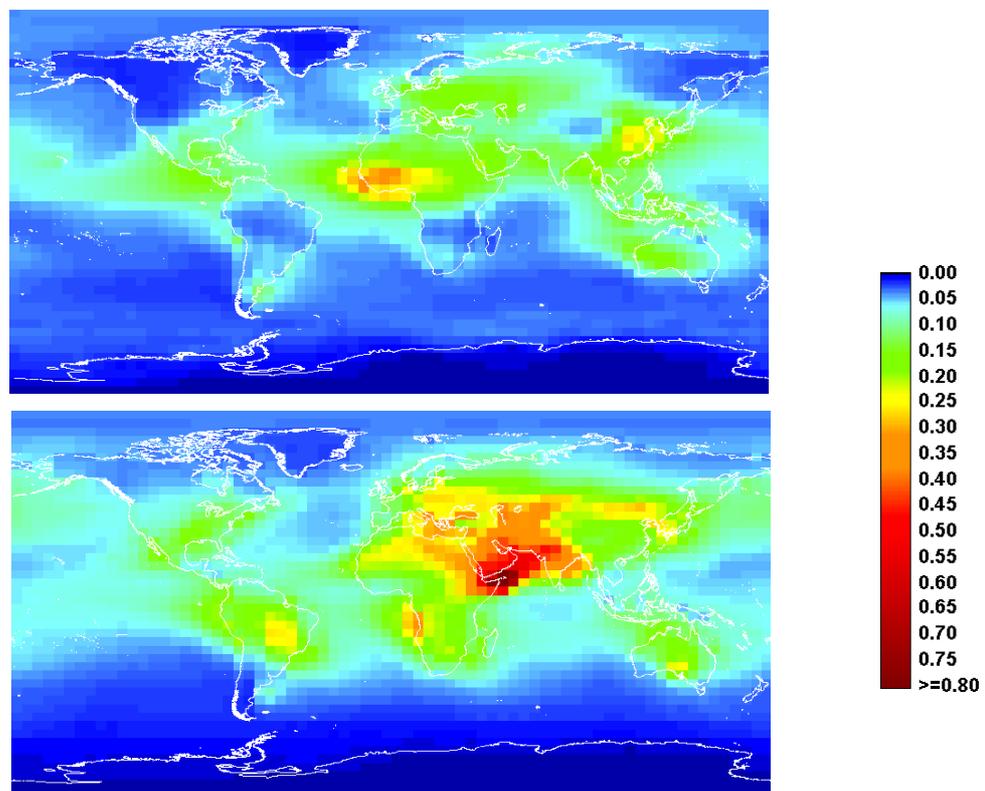
**Abbildung 4.4:** Aerosol optische Dicke für 500 nm aus GADS für Winter (Dez., Jan., Feb.) (oben) und Sommer (Jun., Jul., Aug.) (unten).

### GACP

Das "Global Aerosol Climatology Project" (GACP) wurde 1998 als Teil des NASA "Radiation Sciences Program" und des "Global Energy and Water Cycle Experiment" (GEWEX) (MISHCHENKO *ET AL.*, 2002) ins Leben gerufen. Die zwei Schwerpunkte des Programms liegen (1) auf der Analyse von Strahlungsmessungen an Satelliten und Bodenbeobachtungen zur Ableitung der globalen Aerosolverteilung, ihrer Eigenschaften sowieso der saisonalen und jährlichen Schwankungen und (2) auf der Durchführung von Modellstudien zu Aerosolgestehung, -entwicklung und -transport. Ziel ist die Entwicklung einer globalen Aerosolklimatologie für den Zeitraum, in dem Satellitendaten für die Untersuchung der direkten und indirekten Aerosoleffekte auf das Klima zur Verfügung stehen.

Aktuelle Satellitenretrievals zur Bestimmung Aerosol-optischer Eigenschaften beinhalten oft Lücken in der räumlichen Bedeckung und sind besonders über Land sehr schwierig anzuwenden. Bei GACP werden Aerosolchemie- und Aerosoltransportmodelle verwendet, um diese Lücken zu füllen und Informationen über Land zu ermitteln. Zur Bestimmung der Aerosolverteilung werden Informationen

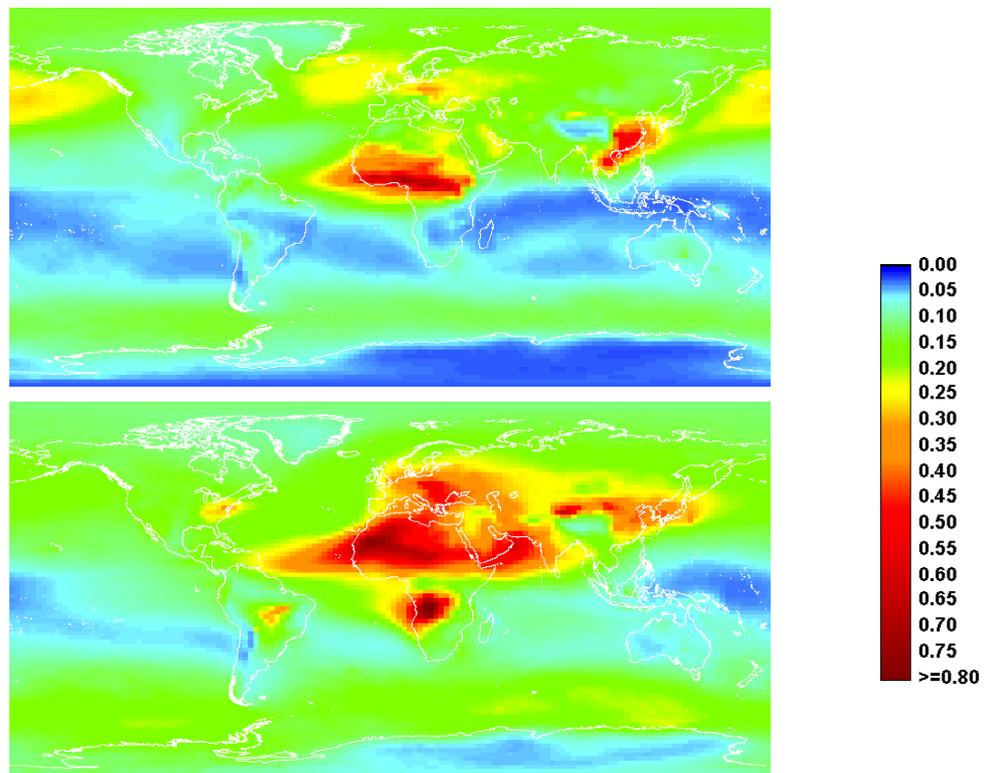
über die Emissionsquellen unter Hinzunahme von vordefinierten meteorologischen Feldern verwendet, um Aerosoltransport, -vermischung, -transformation und -ablagerung zu berechnen. Bodenmessungen und Aerosolverteilung aus Satellitenretrievals validieren und trimmen diese Modelle. Somit können Ergebnisse aus Transportmodellen als erste Schätzung in Satellitenretrievals verwendet werden, wodurch sowohl das Satellitenretrieval als auch die Transportmodelle iterativ verbessert werden können. Der *satellitengestützte* GACP-Aerosoldatensatz beruht auf der Auswertung der Kanäle 1 und 2 des NOAA-AVHRR-Radiometers und enthält für die Periode von Juli 1983 bis September 2001 Monatsmittel der Aerosol optischen Dicke und des Ångström Exponenten in einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  (GEOGDZHAYEV *ET AL.*, 2002). Dieser Datensatz enthält Aerosolinformationen nur über Ozeanen und kommt somit für eine Verwendung in der Strahlungsbestimmung über Land nicht in Frage. Der *modellierte* GACP-Aerosoldatensatz (in der Literatur auch als NASA-GISS-Aerosoldatensatz bekannt) kombiniert die Verteilung der Hauptaerosoltypen (Sulfate, Bodenstaub, kohlenstoffhaltiges Aerosol and Seesalz) aus verschiedenen Transportmodellen zu einer globalen Verteilung der Gesamt-Aerosol optischen Dicke (AOT) (TEGEN *ET AL.*, 1997). Diese wird für die Referenz-Wellenlänge von 550 nm bestimmt. Der Datensatz enthält AOT als klimatologische Monatswerte in einer räumlichen Auflösung von  $4^\circ$  (Breite)  $\times$   $5^\circ$  (Länge). Abbildung 4.5 zeigt die gemittelten Monatswerte für Winter (Dez., Jan., Feb.) und Sommer (Jun., Jul., Aug.). Die verschiedenen Aerosoltransportmodelle wurden von TEGEN AND FUNG (1995) für Sandstaub, von TEGEN *ET AL.* (1997) für Seesalz, von CHIN *ET AL.* (1996) für sulfathaltiges Aerosol und von LIOUSSE *ET AL.* (1996) für kohlenstoffhaltiges Aerosol entwickelt.



**Abbildung 4.5:** Aerosol optische Dicke für 550 nm aus GACP (NASA-GISS) für Winter (Dez., Jan., Feb. gemittelt) (oben) und Sommer (Jun., Jul., Aug. gemittelt) (unten).

## GOCART

Am Georgia Institute of Technology und am NASA-Goddard-Institut wird das "Georgia Tech/Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport model" (GOCART) entwickelt, das die troposphärischen Aerosol-Hauptkomponenten Sulfat, Staub, Ruß, organischer Kohlenstoff und Seesalz und deren globale Verteilung modelliert (CHIN *ET AL.*, 2000a, 2000b, 2002; GINOUX *ET AL.*, 2001). Das Modell wird mittels meteorologischer Felder vom "Goddard Earth Observing System Data Assimilation System" (GEOS-DAS) angetrieben, die für die Jahre 1990, 1996, 1997, 2000 und 2001 ausgewertet wurden. Die optischen und mikrophysikalischen Aerosoleigenschaften basieren auf GADS und OPAC (s.o.). Somit stehen innerhalb dieses Datensatzes Monatswerte der Aerosol optischen Dicke der Wellenlänge 500 nm (für die Jahre 1990, 1996 und 1997) und 550 nm (für die Jahre 2000 und 2001) in einer räumlichen Auflösung von 2° (Breite) x 2.5° (Länge) zur Verfügung. Abbildung 4.6 zeigt die gemittelten Wintermonate (Dez., Jan., Feb., gemittelt über alle 5 verfügbaren Jahre) und Sommermonate (Jun., Jul., Aug., gemittelt über alle 5 verfügbaren Jahre).



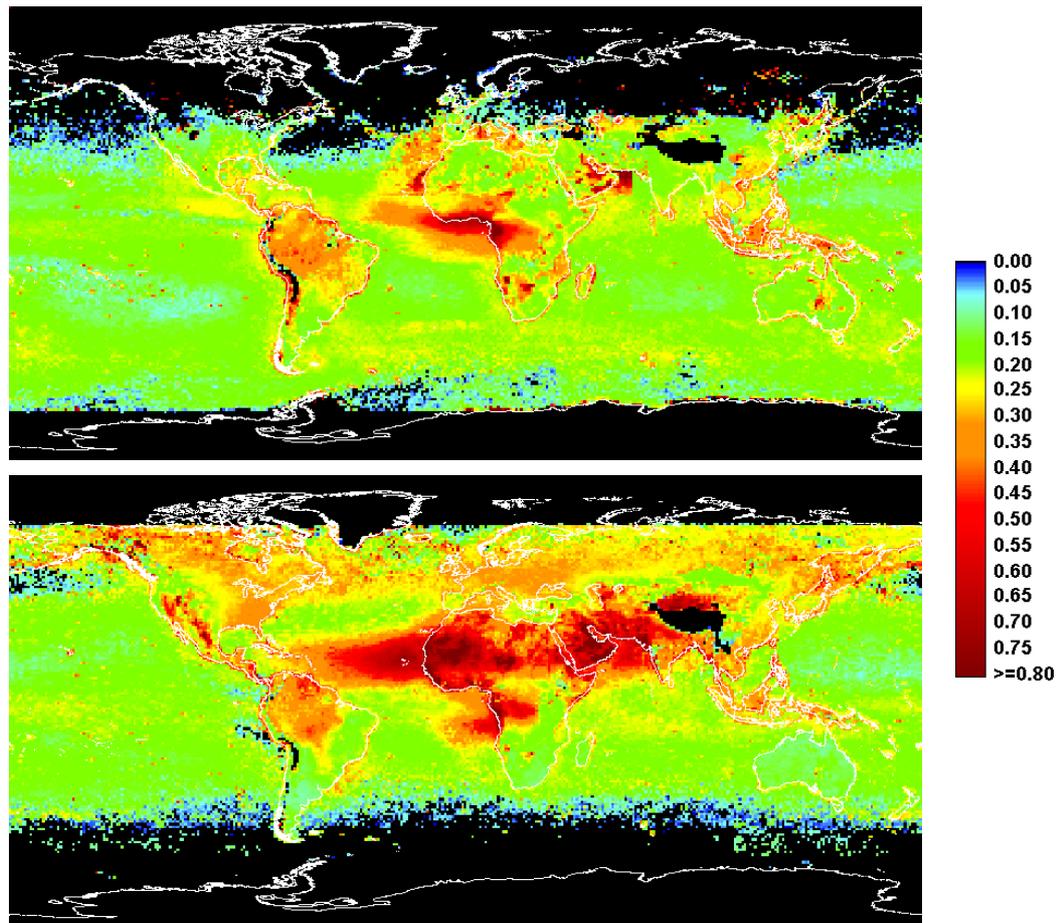
**Abbildung 4.6:** Aerosol Optische Dicke für 550 nm aus GOCART für Winter (Dez., Jan., Feb. (1990, 1996, 1997, 2000, 2002) gemittelt) (oben) und Sommer (Jun., Jul., Aug. (1990, 1996, 1997, 2000, 2002) gemittelt) (unten).

Das GOCART-Modell benutzt einen Staub-Emissions-Algorithmus, der die Staubquellen in Abhängigkeit der Topographie quantifiziert. Die Quellen für Biomassenverbrennung, die saisonal und jährlich variieren, stammen aus Satellitendaten. Diese physikalisch abgeleiteten und beobachteten Aerosolemissionen führen zusammen mit den assimilierten meteorologischen Feldern zu Modellergebnissen, die für Vergleiche mit Aerosolmessungen in verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen geeignet sind.

## TOMS

Für diesen Datensatz werden Daten des "Total Ozone Mapping Spectrometers" (TOMS) der Satelliten Nimbus7 und Earth Probe verwendet. Die rückgestreute Strahlung zweier Wellenlängen ( $I_1$ ,  $I_2$ ) im UV-Bereich wird von TOMS gemessen und durch Verfahren von TORRES *ET AL.* (2002) in Aerosoloptische Eigenschaften (z.B. Aerosol optische Dicke) der Wellenlänge 380 nm umgerechnet. Die Aerosolpartikel werden durch die Veränderlichkeit der Beziehung des spektralen Kontrasts ( $I_1/I_2$ ) und der Strahlung der längeren Wellenlänge charakterisiert. Drei Aerosolmodelle werden für die Charakterisierung sulfathaltiger-, kohlenstoffhaltiger und mineralischer Aerosole verwendet. Durch die Auswertung des spektralen UV-Bereichs sind Bestimmung der AOT über Land möglich, da die Oberflächenalbedo im ultravioletten Bereich für den schneefreien Fall nur Werte zwischen 3 % und 8 % annimmt.

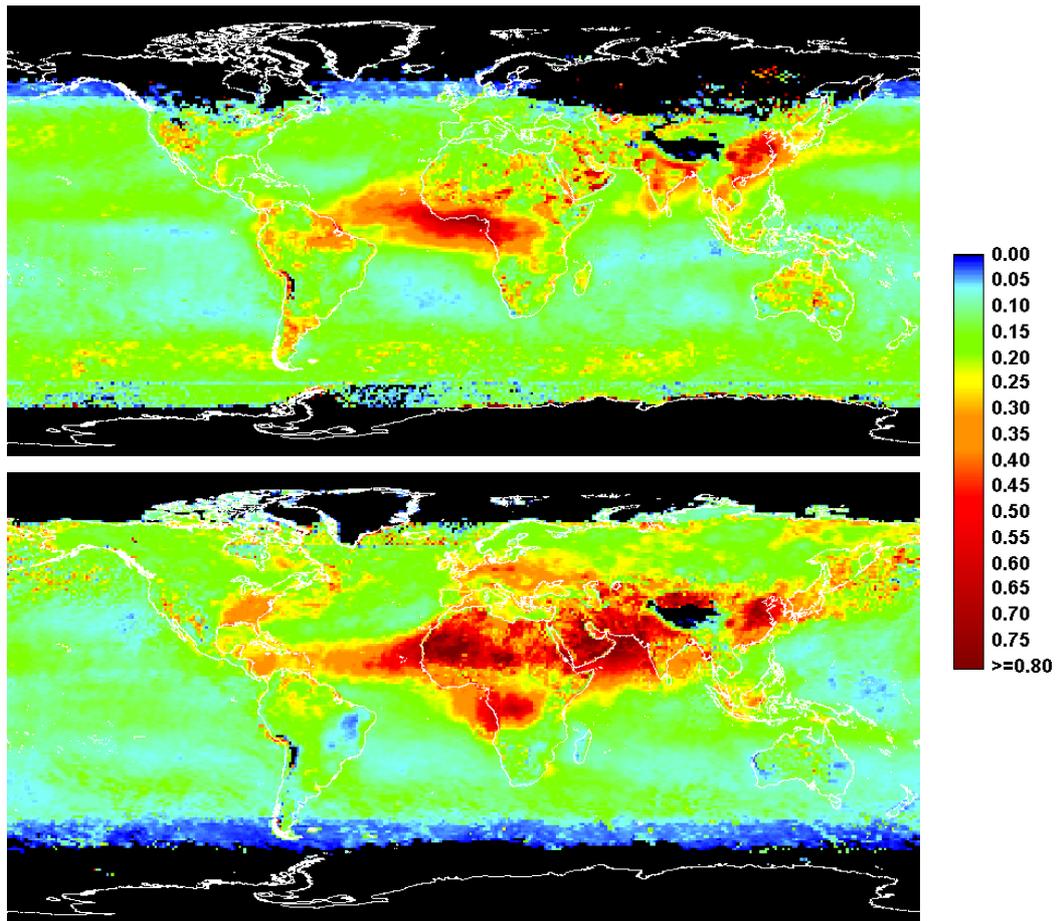
Als Datenbasis dienen Messungen aus den Jahren 1979 bis 2001 (ausgenommen April 1982 bis März 1984 und Januar 1991 bis Juni 1996 aufgrund der Vulkanausbrüche des El Chichon und Pinatubo). Die AOT der Wellenlänge 550 nm liegt als klimatologisches Monatsmittel, gemittelt aus den 14 vorhandenen Jahren, in einer räumlichen Auflösung von  $1^\circ \times 1^\circ$  vor. (TORRES *ET AL.*, 2002; KINNE, 2003b). Abbildung 4.7 zeigt die AOT der gemittelten Wintermonate (Dez., Jan., Feb. gemittelt über die Jahre 1979-2001) und Sommermonate (Jun., Jul., Aug. gemittelt über die Jahre 1979-2001) umgerechnet auf die Wellenlänge von 550 nm.



**Abbildung 4.7:** Aerosol optische Dicke für 550 nm aus TOMS für Winter (Dez., Jan., Feb. (1979-2001) gemittelt) (oben) und Sommer (Jun., Jul., Aug. (1979-2001) gemittelt) (unten), schwarz = keine Daten.

### MODIS-TOMS

Dieser Datensatz basiert auf Werten des „Moderate Resolution Imaging Spectrometer“ (MODIS) auf dem Satelliten EOS-Terra (Earth Observing System) (KAUFMANN *ET AL.*, 1997). MODIS-TOMS ist ein Datensatz, dem die optischen Dicken von MODIS aus dem Jahr 2001 zugrunde liegt. Für Regionen, in denen die Ableitung der AOT mit MODIS nicht möglich ist, z.B. über Regionen mit hoher Bodenreflektivität (Wüsten), wird die AOT aus der TOMS-Klimatologie eingesetzt. TOMS hat aufgrund seiner großen Pixel eine relativ hohe Ungenauigkeit, die allerdings bei hohen optischen Dicken nicht so sehr ins Gewicht fällt. An den Randgebieten von MODIS Retrievals kann es in Hinsicht auf Staub (Ereignisse großer optischer Dicken für Staub können als Wolken herausgefiltert werden) zu Unterschätzungen der AOT kommen. Für jede 1-Gradgitterbox werden alle darin fallenden verfügbaren täglichen MODIS-Daten (diese haben eine 10 x 10 km<sup>2</sup> Auflösung) zu einem Monatswert gemittelt. Der Datensatz wurde von KINNE (2003b) entwickelt. Abbildung 4.8 zeigt die AOT der gemittelten Wintermonate (Dez., Jan., Feb.) und Sommermonate (Jun., Jul., Aug.) für die Wellenlänge von 550 nm.



**Abbildung 4.8:** Aerosol optische Dichte für 550 nm aus MODIS-TOMS für Winter (Dez., Jan., Feb. (2001) gemittelt) (oben) und Sommer (Jun., Jul., Aug. (2001) gemittelt) (unten), schwarz = keine Daten.

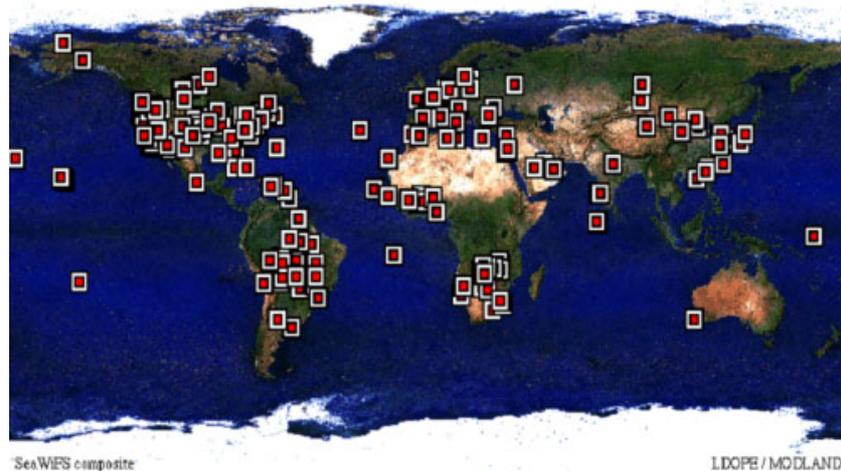
Alle vorgestellten Datensätze sind prinzipiell als Aerosolinputdaten für das vorgestellte Verfahren geeignet, da sie die AOT im Wellenlängenbereich von 500 nm bis 550 nm über Land wiedergeben. Tabelle 4.1 zeigt in einer Übersicht noch einmal die vorgestellten Aerosoldatensätze.

Datensatz	räumliche Auflösung	zeitliche Auflösung	AOT ( $\lambda$ )
GADS	5° x 5°	ein Sommer und ein Winterwert (Klimatologie)	wählbar
GACP (NASA-GISS)	4° x 5°	12 Monatsmittel (Klimatologie)	550 nm
GOCART	2° x 2.5°	Monatsmittel für ausgesuchte Jahre (1990, 1996, 1997, 2000, 2001)	500 nm und 550 nm
TOMS	1° x 1°	Monatsmittel für den Zeitraum 1979 bis 2001	original: 380 nm
MODIS-TOMS	1° x 1°	Monatsmittel für 2001, fehlende MODIS-Daten gefüllt mit TOMS	550 nm

**Tabelle 4.1:** Übersicht der beschriebenen Aerosoldatensätze.

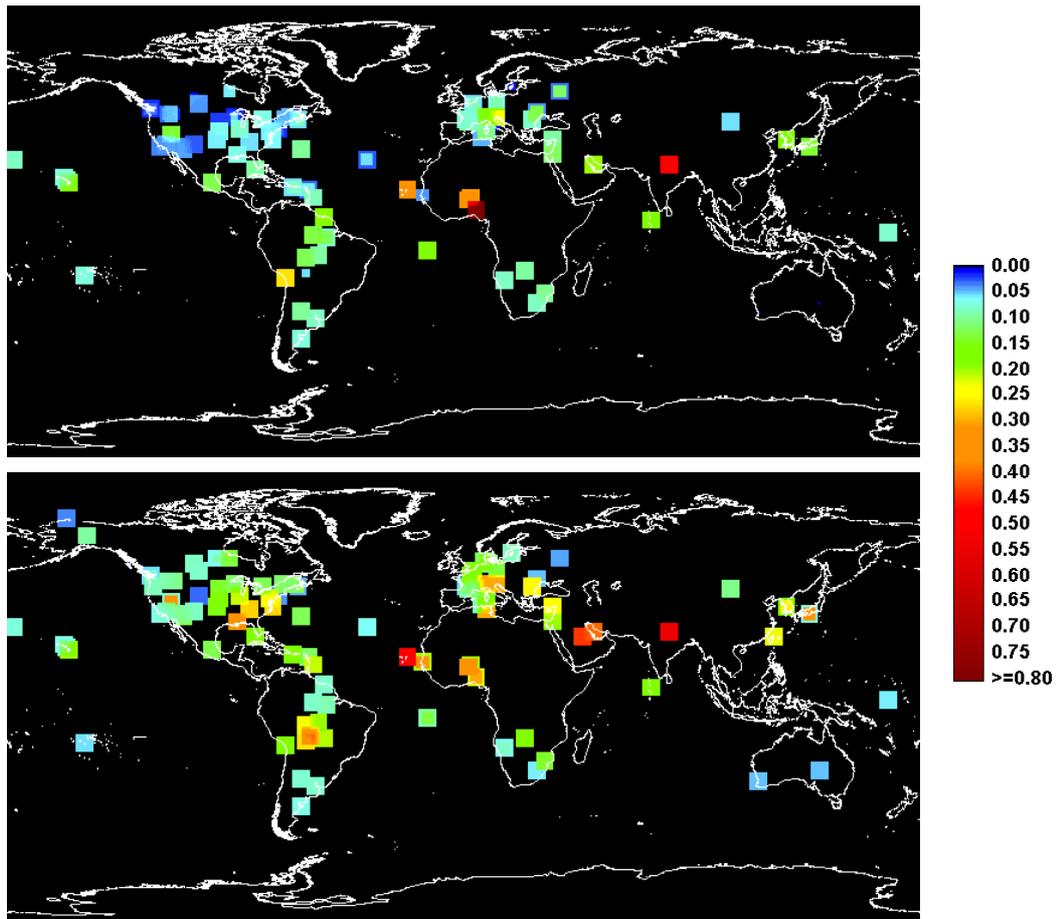
### 4.1.3 Aerosol-Bodenmessungen (AERONET)

Neben satellitengestützten und modellierten Aerosoldatensätze können auch Messungen zur Erstellung eines globalen Aerosoldatensatzes herangezogen werden. Das Projekt "Aerosol Robotic Network" (AERONET) vereint weltweit operierende CIMEL Sun/Sky-Photometer zu einem Netzwerk, das von NASA Goddard Space Flight Center wissenschaftlich überwacht und betreut wird (HOLBEN *ET AL.*, 1998). Daten zu Aerosolen werden seit 1993, abhängig von der Station, aufgezeichnet. Abbildung 4.9 zeigt die weltweite Verteilung der Stationen, deren Zahl stetig wächst. Derzeit sind rund 150 Stationen in diesem Netzwerk integriert (Stand März 2003).



**Abbildung 4.9:** Derzeitige Mess-Stationen innerhalb AERONET (HOLBEN *ET AL.*, 1998).

In acht solaren spektralen Bandbreiten zwischen 340 nm und 1020 nm werden Aerosolinformation (z.B. Aerosol optische Dicke) durch direkte Solarstrahlungsmessungen und durch winkelabhängige Messungen der Himmelstrahlung registriert. Durch diese langjährige Aufzeichnung konnte ein Aerosolklimatologie für einige Stationen entwickelt werden, die für viele Vergleiche und Studien als Grundlage dient (HOLBEN *ET AL.*, 2001). Je Station sind AOT für einen unterschiedlichen Messzeitraum als Momentanwert, als Monatsmittel oder als klimatologisches Monatsmittel für mehrere Wellenlängen verfügbar. Unterschiedliche Daten-Level garantieren die Güte dieser Daten. Alle verfügbaren AERONET-Messungen aus den Jahren 1998-2001 wurden von KINNE (2003b) zu einem globalen Aerosoldatensatz zusammengefügt. Abbildung 4.10 zeigt, wie in den zuvor vorgestellten Aerosoldatensätzen, die AOT der Wellenlänge 550 nm für Sommer und Winter.



**Abbildung 4.10:** Aerosol optische Dichte für 550 nm aus AERONET für Winter (Dez., Jan., Feb., 1998-2001, gemittelt) (oben) und Sommer (Jun., Jul., Aug., 1998-2001 gemittelt) (unten), schwarz = keine Daten.

Als Inputdaten kommt dieser Datensatz aufgrund der großen Lücken nicht in Betracht. Allerdings können die Aerosolmessungen zu Vergleichen mit den modellierten und satellitengestützten Datensätzen herangezogen werden, um Aussagen über deren Genauigkeit zu erhalten. In folgenden zwei Unterkapiteln werden diese Vergleiche durchgeführt: Zum einen werden die AOT direkt miteinander verglichen, zum anderen wird die aus den verschiedenen AOT (gemessenen, modelliert und satellitengestützt) berechneten Direktnormalstrahlung mit Bodenmessungen der Direktnormalstrahlung verglichen. Für den folgenden Vergleich werden AERONET-Daten des Level 2.0. verwendet, die auf Wolkeneinfluss, Konsistenz und Qualität hin manuell untersucht wurden. Die verwendeten AERONET-Monatswerte der AOT stammen aus der Aerosol-Klimatologie von HOLBEN *ET AL.* (2001).

#### 4.1.4 Untersuchung der Aerosoldatensätze

Das Ziel der folgenden Untersuchungen ist es, einen geeigneten Aerosoldatensatz hinsichtlich der Verwendbarkeit für die Direktstrahlungsbestimmung zu finden. Dazu werden die vorgestellten Aerosoldatensätze (GACP, GOCART, TOMS, MODIS-TOMS) mit AERONET-Messungen verglichen.

Weiterhin dienen die Aerosoldatensätze als Input für die Berechnung der DNI, die mit Bodenmessungen der DNI verglichen werden.

Da zu den vorgestellten Aerosoldatensätzen von den jeweiligen Autoren schon Vergleiche mit AERONET-Bodenmessungen und Satellitendaten durchgeführt wurden (CHIN *ET AL.*, 2002; PENNER *ET AL.*, 2002; HSU *ET AL.*, 1999; TORRES *ET AL.*, 2002), fließen diese Ergebnisse mit in die anschließende Bewertung ein. Ebenso wird eine umfassende Studie von KINNE *ET AL.* (2001, 2003a) zu vorhandenen globalen Aerosoldatensätzen und deren Vergleich mit Bodenmessungen berücksichtigt.

Grundsätzlich ist es problematisch, zeitlich integrierte Werte einzelner Punktmessungen mit modellierten Werten für ein größeres Gebiet (ca. 500 km x 500 km) zu vergleichen. Die Untersuchungen von KINNE *ET AL.* (2001, 2003a) zeigen deutlich, dass es aufgrund der Komplexität der Aerosolbestimmung, sei es per Satellit oder per Modell, sehr schwierig ist, quantitative Aussagen über die Genauigkeit zu machen. Dabei spielen auch die zu vergleichenden Zeiträume, Zeitskalen und räumlichen Skalen eine wichtige Rolle. Trotzdem wird versucht, mit folgenden Vergleichen eine Aussage zu erhalten.

#### Direkter Vergleich mit AERONET-Messungen

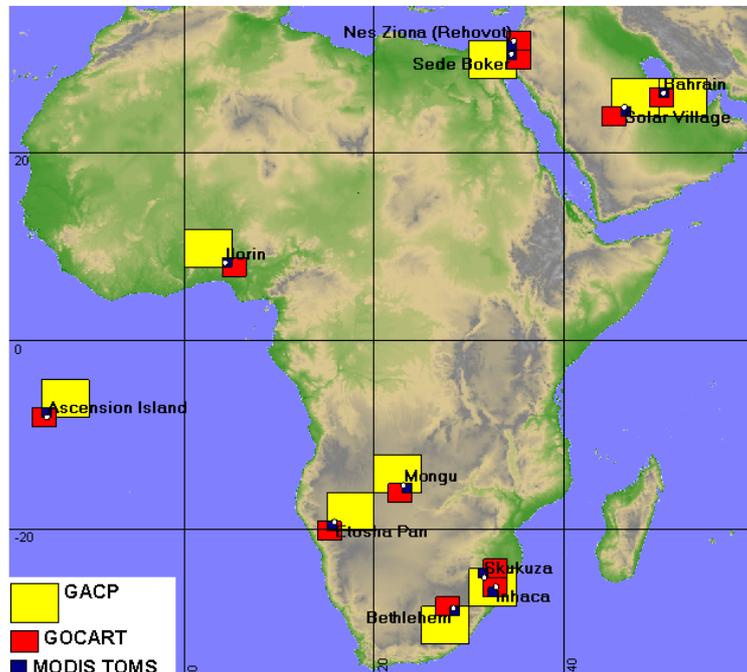
Die AOT der jeweiligen globalen Aerosoldatensätze werden direkt mit den gemessenen AOT der AERONET-Stationen innerhalb des METEOSAT-7 Sichtbereiches verglichen. Folgende Kriterien werden für die Auswahl der AERONET-Stationen angesetzt:

- 1.) *Alle Stationen im Sichtfeld von Meteosat-7:* Das eingesetzte Strahlungsverfahren wird derzeit für die Direktstrahlung innerhalb des Sichtbereiches des Satelliten Meteosat-7 angewendet. Somit ist dieser Bereich auch das Zielgebiet der Untersuchung.
- 2.) *Alle Stationen im Zeitraum von 1999-2002:* Um möglichst alle globalen Aerosol-Datensätze miteinander vergleichen zu können wurde der gemeinsame Zeitraum 1999-2002 gewählt.
- 3.) *Alle Stationen aus 1.) und 2.), an denen mindestens ein Jahr operationell die Aerosol optische Dichte gemessen wurde.*
- 4.) *Alle Stationen aus 1.) -3.), die die AOT für 500 nm bzw. 550 nm messen:* Die AOT dieser Wellenlänge wird in den globalen Aerosoldatensätzen verwendet.

Die nach den oben genannten Kriterien ausgewählten elf AERONET-Stationen sind in Tabelle 4.2 aufgelistet. Im angegebenen Messzeitraum sind durchweg Messlücken, da nur bei wolkenfreien Tagen gemessen wird. Abbildung 4.11 zeigt die geographische Lage der Stationen plus der dazugehörigen Gitterboxen der untersuchten Aerosoldatensätze.

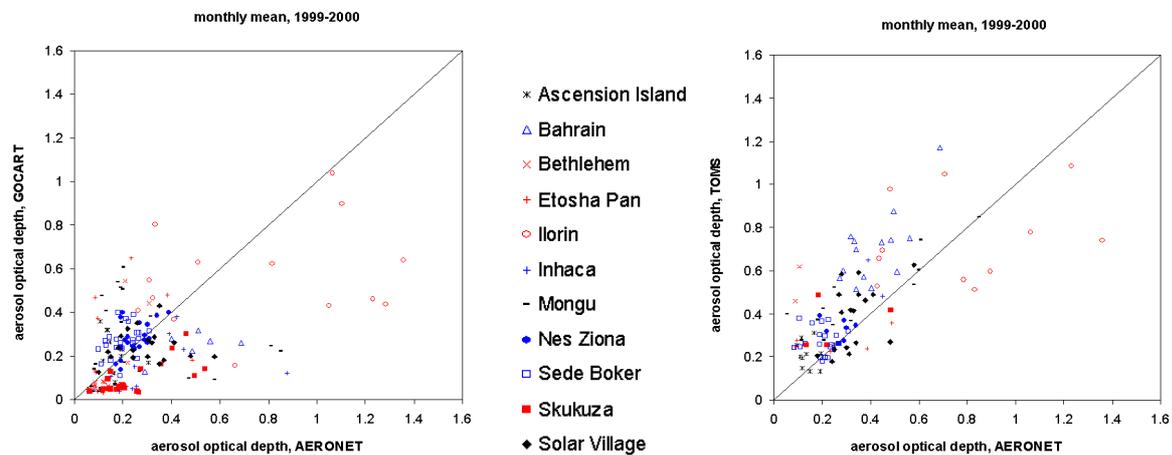
Station	geogr. Breite, $\phi$	geogr. Länge, $\lambda$	Höhe ü.NN, z	Messzeitraum vor- handener Daten	Anzahl gemessener Monate
Ascension Island	-7.976	14.415	30	11/1998 - 03/2001	26
Bahrain	26.333	50.500	1	07/1998 - 01/2001	24
Bethlehem	-28.248	28.333	1709	03/2000 - 05/2001	14
Etosha Pan	-19.175	15.914	1131	08/2000 - 08/2001	11
Ilorin	8.320	4.340	350	04/1998 - 12/2001	35
Inhaca	-26.041	32.905	73	03/2000 - 05/2002	16
Mongu	-15.254	23.151	1107	06/1995 - 08/2002	69
Nes Ziona	31.922	34.789	40	02/2000 - 09/2002	29
Sede Boker	30.520	34.470	480	01/1996 - 04/2002	59
Skukuza	-24.992	31.587	150	07/1998 - 03/2002	44
Solar Village	24.910	46.410	650	02/1999 - 03/2002	33

**Tabelle 4.2:** Angaben zu den verwendete AERONET-Stationen, die zum Vergleich herangezogen werden.



**Abbildung 4.11:** Ausgewählte AERONET-Stationen für den Vergleich. Die Gitterboxen der verschiedenen Aerosol-Datensätze und die Lage der dazugehörigen AERONET-Station sind entsprechend gekennzeichnet.

Die gemessenen AOT von AERONET werden mit den modellierten AOT aus den Datensätzen von GACP (NASA-GISS), GOCART, TOMS und MODIS/TOMS verglichen. Abbildung 4.12 zeigt *reale* Monatswerte der AOT von GOCART und TOMS für die Jahre 1999 und 2000 und den entsprechenden gemittelten *realen* Monatsmitteln von AERONET für alle Stationen aus Tabelle 4.2.

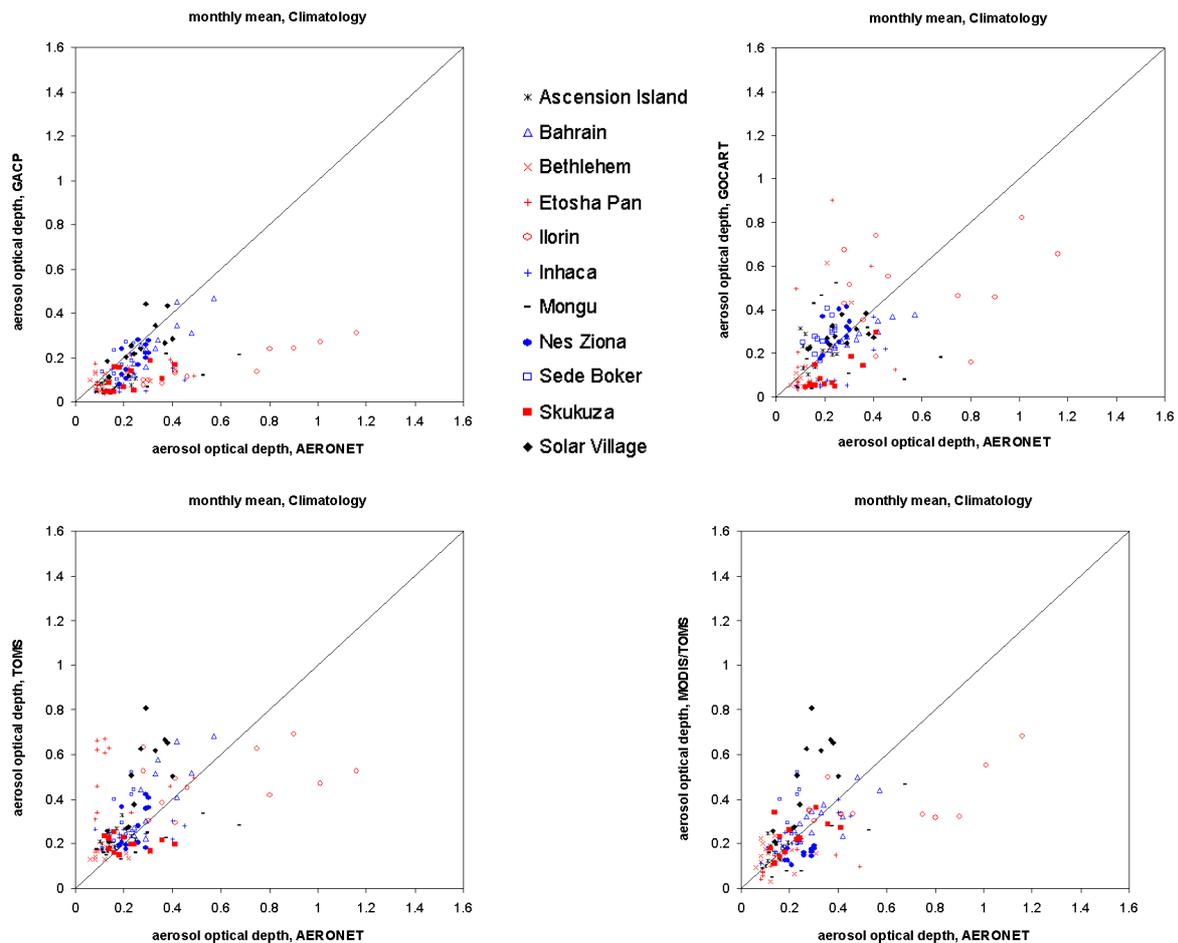


**Abbildung 4.12:** Vergleich der AOT-Monatswerte (für 500 nm) für die verwendeten AERONET-Stationen mit den entsprechenden modellierten AOT aus GOCART (links) und TOMS (rechts) für die Jahre 1999 und 2000.

Für den Vergleich mit TOMS (rechts) stehen weniger Werte zur Verfügung, da dieser Datensatz nicht für jeden Monat eines Jahres einen Wert enthält. Da GOCART (links) modelliert wird, stehen jeweils 12 Monatswerte für alle Jahre zur Verfügung. Weiterhin variiert die Anzahl der Vergleichswerte von Station zu Station, da auch dort die Anzahl der vorhandenen Monatswerte unterschiedlich ist. So können z.B. für die Stationen Bethlehem und Inhaca für den genannten Zeitraum nur zwei Monatswerte mit TOMS-Daten verglichen werden, da nur für zwei Monate sowohl Bodenmessungen als auch Satellitendaten vorlagen.

Bei beiden Vergleichen ist eine recht hohe Streuung zu erkennen. Bei GOCART sind die AOT für einige Stationen stets höher (z.B. Sede Boker), für einige Stationen tiefer (z.B. Skukuza), für andere indifferent (z.B. Solar Village). TOMS hingegen liefert in den meisten Fällen höhere AOT als AERONET.

Abbildung 4.13 zeigt die entsprechenden *klimatologischen* Monatsmittel, sowohl für die Datensätze als auch für die AERONET-Messungen. Die Daten von GACP (NASA-GISS), TOMS, MODIS-TOMS und AERONET können direkt übernommen werden, die Monatsmittel aus GOCART wurden über die fünf vorhandenen Jahre (1990, 1996, 1997, 2000, 2002) gemittelt. Aufgrund der niedrigen zeitlichen Auflösung geht der Datensatz GADS nicht in den Vergleich mit ein.



**Abbildung 4.13:** Vergleich der AOT-Messungen (für 500 nm) für die verwendeten AERONET-Stationen mit den entsprechenden modellierten AOT aus GACP(link oben), GOCART (rechts oben), TOMS (links unten) und MODIS/TOMS (rechts unten) für klimatologische Monatswerte.

Im Gegensatz zum Vergleich mit den realen Monatswerten, werden bei allen vier Vergleichen dieselbe Anzahl Werte verglichen. Bei GOCART (rechts oben) ist aufgrund der zeitlichen Mittelung über die 5 Jahre die Streuung etwas geringer als in Abbildung 4.12. Allgemein ist bei allen vier Datensätzen eine geringe Streuung zu erkennen. GACP (links oben) liefert im Schnitt niedrigere AOT als AERONET, TOMS (links unten) eher höhere. MODIS-TOMS (rechts unten) gibt im Mittel etwa die gleiche AOT wie AERONET wieder. Ausnahmen sind die Station Solar Village (höhere AOT) und Nes Ziona (niedrigere AOT).

Aus diesem Vergleich lässt sich keine befriedigende Aussage machen, welcher Datensatz verwendet werden soll, da kein signifikanter Zusammenhang ermittelt werden konnte.

#### Indirekter Vergleich mit Direktstrahlungsmessungen

Eine weitere Möglichkeit für einen Vergleich ist die Berechnung der DNI mit den jeweiligen Aerosol-Datensätzen und deren Gegenüberstellung mit Bodenmessungen. Elf Stationen aus verschiedenen Regionen, an denen die DNI gemessen wird, wurden für die Untersuchung ausgewertet. Tabelle 4.3

und Abbildung 4.14 zeigt die Stationen und deren geographische Koordinaten. Zwei Standorte in Spanien (Spanien 1 und Spanien 2) sind aus Gründen der Vertraulichkeit anonym gehalten

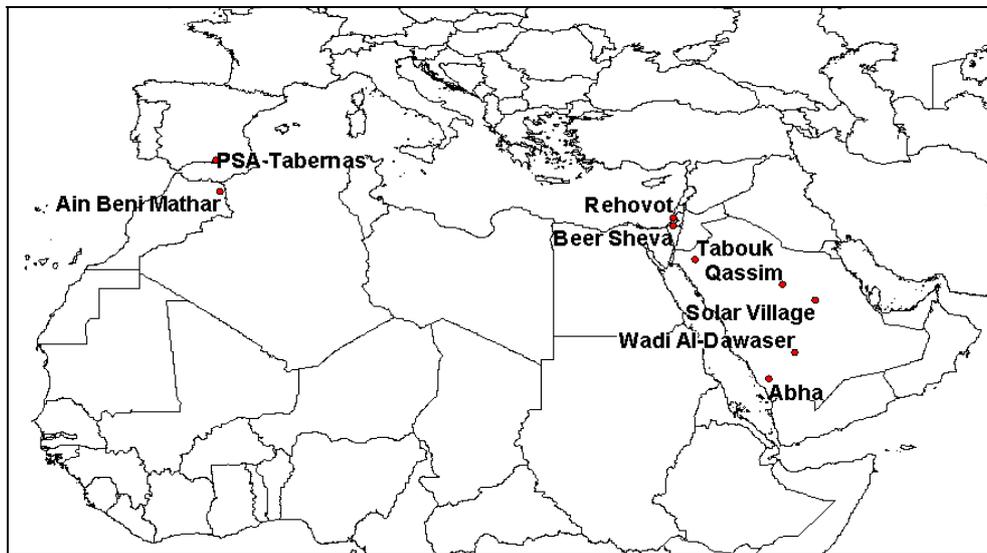


Abbildung 4.14: Untersuchte Stationen für den indirekten Aerosolvergleich.

Station	Land	geogr. Breite , $\phi$	geogr. Länge, $\lambda$	Höhe ü.NN, z	Messzeitraum
Abha	Saud-Ar.	18.23	42.66	2039	1998-2002
Ain Beni Mathar	Marokko	34.17	-2.12	902	2001-2002
Beer Sheva	Israel	31.27	34.8	315	1998-1999
Spanien 1	Spanien	xxxx	xxxx	xxxx	2000-2003
Spanien 2	Spanien	xxxx	xxxx	xxxx	2000-2003
PSA-Tabernas	Spanien	37.09	-2.36	502	1998-2002
Qassim	Saudi-Ar.	26.31	43.77	647	1998-2002
Rehovot	Israel	31.91	34.82	56	1998-2001
Solar Village	Saudi-Ar.	24.91	46.41	650	1998-2002
Tabouk	Saudi-Ar.	28.38	36.61	768	1998-2002
Wadi Al-Dawaser	Saudi-Ar.	20.44	44.68	701	1998-2002

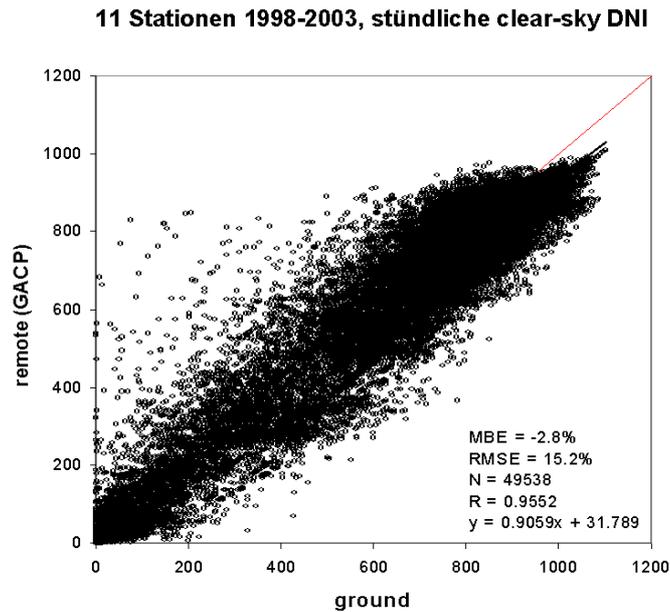
Tabelle 4.3: Angaben zu den verwendeten Mess-Stationen, die zum Vergleich herangezogen werden.

Für den Vergleich wurden insgesamt rund 50.000 wolkenfreie Stundenwerte untersucht. Tabelle 4.4 gibt die berechneten MBE, RMSE und Korrelationskoeffizienten wieder, die für die Berechnung der DNI unter Verwendung des jeweiligen Aerosol-Datensatzes ermittelt wurden.

Station (Anzahl der untersuchten Stundenwerte)	MBE					RMSE					Korrelationskoeffizient R				
	GADS	GACP	GOCART	TOMS	MODIS- TOMS	GADS	GACP	GOCART	TOMS	MODIS- TOMS	GADS	GACP	GOCART	TOMS	MODIS- TOMS
Ain Beni- Mathar (2135)	-5.76	<b>0.24</b>	-19.88	-25.39	-15.71	16.97	<b>14.23</b>	24.19	29.61	21.04	0.921	0.939	<b>0.943</b>	0.931	0.941
PSA – Tabernas (3594)	-6.90	<b>3.90</b>	-14.54	-21.84	-16.08	17.33	<b>14.78</b>	19.94	26.69	21.15	0.929	0.944	<b>0.949</b>	0.936	<b>0.949</b>
Spanien 1 (3723)	-9.91	<b>1.11</b>	-17.95	-23.65	-19.22	17.11	<b>13.10</b>	22.24	27.61	23.30	0.937	<b>0.949</b>	0.945	0.935	0.944
Spanien 2 (3241)	<b>-0.57</b>	2.53	-14.90	-17.09	-12.13	12.24	<b>11.50</b>	18.65	21.17	16.55	0.951	<b>0.959</b>	<b>0.959</b>	0.949	<b>0.959</b>
Beer-Sheva (1512)	<b>-4.10</b>	-4.11	-10.36	-14.61	-15.89	14.38	<b>13.45</b>	16.99	20.03	20.64	<b>0.975</b>	0.958	0.954	0.953	0.957
Rehovot (1956)	<b>0.35</b>	3.83	-4.72	-9.22	-10.24	20.53	<b>19.87</b>	20.47	22.61	22.59	0.908	<b>0.917</b>	0.913	0.907	0.912
Abha (3876)	<b>-10.79</b>	-14.41	-14.32	-24.54	-19.89	<b>18.87</b>	19.71	19.18	28.52	25.11	0.944	0.961	<b>0.968</b>	0.958	0.946
Qassim (6385)	-4.46	<b>-3.00</b>	-6.38	-20.58	-20.58	15.68	<b>14.49</b>	16.13	25.35	25.35	0.947	<b>0.962</b>	0.948	0.951	0.951
Solar Village (7969)	<b>-5.69</b>	-6.52	-9.94	-27.48	-27.48	17.44	<b>15.49</b>	17.49	31.51	31.51	0.935	<b>0.953</b>	0.951	0.948	0.948
Tabouk (7999)	-15.76	<b>-3.18</b>	-8.07	-12.94	-12.94	20.18	<b>11.08</b>	13.95	18.58	18.58	0.905	<b>0.973</b>	0.968	0.959	0.959
Wadi Al- Dawaser (7148)	-3.98	<b>-2.27</b>	-4.19	-24.76	-24.76	15.34	<b>12.11</b>	11.97	28.29	28.29	0.947	0.967	<b>0.971</b>	0.960	0.960
Gesamt (49538)	-4.1	<b>-2.8</b>	-10.5	-15.3	-11.4	15.5	<b>15.2</b>	18.9	22.3	18.8	0.941	<b>0.955</b>	0.951	0.939	0.937

**Tabelle 4.4:** Berechnete MBE, RMSE und Korrelationskoeffizient R aus dem indirekten Vergleich für alle elf Stationen und alle fünf vorgestellten Aerosol Datensätze.

Der Aerosol-Datensatz GACP zeigt nach diesem Vergleich den niedrigsten MBE und RMSE. Der Korrelationskoeffizient R ist am größten. Als Beispiel ist in Abbildung 4.15 der Vergleich mit den ermittelten stündlichen Werten basierend auf der Aerosol optischen Dicke des Aerosol Datensatzes GACP mit gemessenen Stundenwerten der DNI im Scatterdiagramm dargestellt. Der Vergleich der berechneten Wert mit den insgesamt ca. 50.000 Stundenwerte führen zu einem MBE von -2.8 % und einem RMSE von 15.2 %. Die Diagramme der Vergleiche für die einzelnen Stationen und Datensätze sind im Anhang A4 bis A8 zu finden.



**Abbildung 4.15:** Scatterdiagramm für die berechneten stündlichen DNI-Werte basierend auf GACP für alle 11 Stationen über die Jahre 1998-2003. Der Vergleich der berechneten Wert mit den insgesamt ca. 50.000 Stundenwerte führen zu einem MBE von -2.8 % und einem RMSE von 15.2 %.

### Bewertung und Ergebnis

Welche Eigenschaften sollte der *ideale* Aerosoldatensatz besitzen? Aufgrund der zeitlich und räumlich hohen Variabilität der Aerosole sind Tageswerte der AOT wünschenswert. Die räumliche Auflösung sollte mesoskalige Ereignisse identifizieren können und somit in der Größenordnung von 10 km - 100 km liegen. Solch ein Datensatz wird nur mit Daten neuerer Satelliten (z.B. ENVISAT) zu erstellen sein. Für das hier verfolgte Ziel der Bestimmung mehrjähriger Zeitreihen der DNI sind diese Daten derzeit nicht ausreichend, da bisher nur für einen kurzen Zeitraum Daten vorhanden sind (seit ca. 2001). Alternativ kommen somit nur Aerosolklimatologien in Betracht, die die globale Verteilung der Aerosole im langjährigen Mittel möglichst genau wiedergeben. Im folgenden werden nach mehreren Kriterien die vorhandenen Datensätze mit Hilfe der vorherigen Vergleiche bewertet und Empfehlungen zur Verwendung des geeigneten Datensatzes gegeben.

### *Reale Jahre oder Klimatologie?*

Nach Möglichkeit sollten reale Jahre der AOT verwendet werden. Zwei der fünf untersuchten Datensätze beinhalten reale Jahre (GOCART und TOMS). GOCART ist nur für ausgewählte fünf Jahre verfügbar und TOMS hat größere Lücken innerhalb des Datensatzes. Die übrigen Datensätze beinhalten klimatologische Monatswerte. **Solange kein vollständiger Datensatz für reale Jahre zur Verfügung steht, sollten klimatologische Werte verwendet werden.** Die Monatswerte von TOMS- und GOCART wurden daher für den Vergleich zeitlich gemittelt. Alle folgenden Aussagen beziehen sich somit auf die klimatologischen Werte.

### *Räumliche und zeitliche Auflösung?*

Fast alle Datensätze geben monatlich die AOT an. Einzige Ausnahme ist GADS, mit nur einem repräsentativem Sommer- und einem repräsentativem Winterwert. Die räumliche Auflösung der Datensätze variiert zwischen  $5^\circ \times 5^\circ$  (GADS) und  $1^\circ \times 1^\circ$  (TOMS und MODIS-TOMS). Aufgrund der räumlichen und zeitlichen Auflösung des Datensatzes GADS kommt dieser für die Strahlungsbestimmung nicht in Frage. Die räumliche Auflösung von GACP ( $4^\circ \times 5^\circ$ ) ist gerade noch ausreichend, GOCART bietet mit  $2^\circ \times 2.5^\circ$  eine doppelt so hohe Auflösung. Die Datensätze TOMS und MODIS-TOMS liefern mit  $1^\circ \times 1^\circ$  die höchste räumliche Auflösung. **Hinsichtlich der räumlichen Auflösung würde die Wahl auf TOMS oder MODIS-TOMS fallen. Hinsichtlich der zeitlichen Auflösung kommen alle untersuchten Datensätze außer GADS in Betracht.**

### *Lücken im Datensatz?*

Die Datensätze GACP und GOCART bieten aufgrund der modellierten Daten räumlich lückenlose Monatswerte. Dies ist ein Vorteil gegenüber den satellitengestützten TOMS und MODIS-TOMS Datensätzen. Diese haben stellenweise Lücken, wenn man die *realen* Jahre einzeln betrachtet. Die *klimatologischen* Monatswerte weisen nur Lücken in hohen geographischen Breiten und im Himalaja-Gebirge auf. Da diese Gebiet nicht die Zielregionen für solarthermische Kraftwerke sind, **könne alle Datensätze hinsichtlich der Verwendbarkeit für die DNI-Bestimmung als lückenfrei gewertet werden.**

### *Genauigkeit der Datensätze und Probleme bei der Aerosolbestimmung?*

Es stellt sich die Frage, ob die Aerosol-Datensätze in allen Gebieten die AOT gleich gut wiedergeben können. Punktuelle Vergleiche mit Messungen von AERONET-Stationen (wie im direktem Vergleich) sind für eine quantitative Aussage nicht belastbar genug (KINNE *ET AL.* 2001, 2003a und KINNE 2003b). Daher soll zumindest eine qualitative Aussage gemacht werden: Die größten und am häufigsten auftretenden Abweichungen der vorhergesagten modellierten AOT-Werte im Vergleich zu AERONET-Messungen sind eine Unterbestimmung der AOT. Alle Modelle unterschätzen die hohen AOT in der Nähe von Biomasseverbrennung und Staubquellen, wobei GOCART noch mit am besten in der Nähe von Staubquellen abschneidet. Unterschiede zwischen den Modellen sind sehr hoch, oft 50% des von AERONET gemessenen Wertes und sie variieren von Monat zu Monat. Beispielsweise geben GACP und GOCART die desert dust-Aerosole sehr gut wieder. In Bereichen, in denen desert dust Aerosol überwiegt (z.B. Arabische Halbinsel), wird die Gesamt-AOT somit auch sehr gut wiedergegeben. In Regionen, in denen Rußpartikel vorherrschen, wird die AOT von diesen beiden Modellen weniger gut modelliert.

Jeder Aerosoldatensatz hat seine Stärken und Schwächen: GACP und GOCART beruhen auf mehreren Chemietransportmodellen, die die Quellen, Senken und die Transport der einzelnen Aerosolarten

(Ruß, Staub, Sulfat etc.) unterschiedlich gut wiedergeben. Weiterhin ist die daran angeknüpfte Bestimmung der AOT aus dem ermittelten Aerosolgehalt von unterschiedlicher Güte, je nachdem welche Annahmen bezüglich der Streueigenschaften, Teilchengröße etc. gemacht wurden. Regional macht es also Sinn, modellierte Daten zu verwenden, z.B. in Gebieten, in denen vermehrt Sandaerosole (desert dust) vorliegen, eignet sich der GACP oder GOCART Datensatz sehr gut. **Nach der Analyse im indirekten Vergleich wird der modellierte Datensatz von GACP für die Verwendung empfohlen, wenn auch nur bedingt.**

Aerosoldatensätze aus Satellitendaten haben den Vorteil, dass sie einheitlich mit einem Sensor bestimmt werden und somit eigentlich global vergleichbar sind. Allerdings besteht das Problem, dass sich Aerosole über Gebieten, die eine niedrige Bodenbedo (also „dunkle Flächen“) besitzen, leichter und genauer bestimmen lassen als gegenüber „hellen“ Gebieten. Dies ist z.B. beim Sensor MODIS der Fall. Der Sensor TOMS kann nahezu unabhängig von der Bodenbedo die Aerosole bestimmen, da dieser im kurzwelligen UV-Bereich misst, in dem die Bodenbedo konstant ist. Allerdings kann TOMS nur UV-sensible Aerosole einer bestimmten Troposphärenschicht (in etwa 4-5 km) erkennen und somit werden nicht alle Aerosole in diesem Datensatz berücksichtigt. Ein weiteres Problem bei satellitengestützten Aerosoldatensätzen ist die Bewölkung. Die Aerosole können nur für die Pixel bestimmt werden, die als absolut wolkenfrei erkannt werden. Dies ist in vielen Fällen nicht eindeutig bestimmbar und somit können Mischpixel, die als fälschlicherweise wolkenfrei interpretiert wurden, zu falschen AOT führen. **Satellitengestützte Aerosoldaten können derzeit auch nur bedingt und unter Vorbehalt global verwendet werden.**

Tabelle 4.5 gibt obige Bewertung in einer Übersicht wieder.

<i>Kriterien</i>	<b>GADS</b>	<b>GACP</b>	<b>GOCART</b>	<b>TOMS</b>	<b>MODIS-TOMS</b>
<b>Klimatologie</b>	ja	ja	nein	ja	nein
<b>räumliche Auflösung</b>	--	-	+	++	++
<b>zeitliche Auflösung</b>	-	o	o	o	o
<b>Lücken im Datensatz</b>	+	+	+	+	+
<b>Genauigkeit im direkten Vergleich (AOT)</b>	o	o	o	o	o
<b>Genauigkeit im indirekten Vergleich (DNI)</b>	o	+	-	-	-

**Tabelle 4.5:** Qualitative Bewertung der einzelnen Aerosoldatensätze hinsichtlich der untersuchten Kriterien.

**Fazit:** Soll eine mehrjährige Zeitreihe der DNI für einen Standort ermittelt werden, sollte nach AOT recherchiert werden, die in der Nähe des gewünschten Standortes gemessen wurden. Für eine flächendeckende Analyse mit dem hier vorgestellten Verfahren wird aufgrund des indirekten Vergleiches der GACP-Datensatz verwendet.

## 4.2 Berücksichtigung der Bewölkung

Abbildung 3.29b zeigt den Vergleich der stündlichen DNI der acht Stationen für die bewölkten *und* wolkenfreien Tage. Bei diesem Vergleich nimmt die Streuung gegenüber Abbildung 3.27a stark zu, einige Werte liegen auf der x- oder y-Achse. Die zusätzliche Berücksichtigung der Bewölkung erhöht die Abweichung, der mittlere Offset der linearen Regression liegt bei  $92 \text{ W/m}^2$ , der mittlere Gradient bei 0.84. Die statistische Kohärenz wird durch einen mittleren Korrelationskoeffizienten von 0.867 beschrieben. Der MBE ist positiv für sechs Stationen (Ausnahme: Abha und Al-Madinah). Der MBE ist positiv (im Mittel 4.3 %) aufgrund der Unterbestimmung der Bewölkung, die sich in einer Überschätzung der Strahlung auswirkt. Der RMSE erhöht sich auf im Mittel rund 36 %. Die Berücksichtigung der zeitlich und räumlich sehr variablen Bewölkung führt zu einer stärkeren Abweichung der berechneten DNI gegenüber den Bodenmessungen.

Bei der Berücksichtigung der Bewölkung werden drei Arbeitsschritte durchlaufen, von denen jeder für sich sein Stärken und Schwächen hat. Diese sind die *Wolkenerkennung*, die *Bestimmung des Cloud-Index* und die *Beziehung Cloud-Index zu Wolkenstrahlung*.

Unter der *Wolkenerkennung* wird hier das Bestimmen der binären Information Wolke ja/nein verstanden. Grundvoraussetzung für die Wolkenerkennung ist die Definition eines Referenzbildes für den sichtbaren und den infraroten Kanal des Satellitensensors, das die thermischen und sichtbaren Eigenschaften der Erdoberfläche ohne Einfluss der Bewölkung beinhaltet. Wolken können dann mittels Schwellwerten erkannt werden. Referenzbilder und Schwellwerte für homogene Landflächen führen zu einer genaueren Wolkenerkennung als für heterogene Landflächen. Die Bestimmung der Referenzbilder und Schwellwerte ist über Wasseroberflächen am genauesten, gefolgt von dunklen unstrukturierten Erdoberflächen. Referenzbilder für helle Sandwüsten können im sichtbaren Kanal eine höhere Ungenauigkeit aufweisen. Bei schneebedeckten Flächen sind Zusatzinformationen notwendig.

Langanhaltende Bewölkung (1-2 Wochen) erschwert ebenfalls das Erstellen der Referenzbilder, da durch die Bewölkung eine Erkennung der thermischen und optischen Eigenschaften der Landoberfläche nicht möglich ist. Das Al Soodah Gebirge, die höchste Erhebung in Saudi-Arabien (bis zu 3.300 m ü. NN) mit starker heterogener, zeitweise schneebedeckter Fläche, kann zu Referenzbildern führen, die nicht die realen Eigenschaften wiedergeben. Dies ist ein Grund, wieso die berechnete Strahlung der Bergstation Abha die höchsten Abweichung aufzeigt.

Die *Bestimmung des Cloud-Index* beinhaltet die quantitative Beschreibung der erkannten Bewölkung. Hierbei wird die effektive optische Dicke eines komplett bewölkten Pixels oder der effektive Bewölkungsgrad eines partiell bewölkten Pixels mit der Größe Cloud-Index beschrieben. Typ und Struktur der Bewölkung innerhalb eines Pixels können allein auf Basis der Meteosat-Daten nicht ermittelt werden. Bei geschlossener Bewölkung ist die DNI nahe  $0 \text{ W/m}^2$ . Bei dünnen Zirren wird jedoch die DNI nur mäßig beeinträchtigt. Somit muss bei der Bestimmung des Cloud-Index zwischen optisch dünnen

hohen und opaken tiefen Wolken unterschieden werden. Diese Unterscheidung ermöglicht das Basisverfahren derzeit noch nicht, da ein einziger Cloud-Index für die Bewölkung ermittelt wird (siehe Gleichung 3.11 bis 3.13 und 3.25). Betrachtet man z.B. einen als bewölkt erkannten Pixel (siehe Abbildung 4.16), lässt sich anhand des Cloud-Index, der in diesem Fall den Wert 50 besitzt, nicht nachvollziehen, ob die tatsächliche Bewölkung eine durchbrochene Bewölkung (z.B. Cumulus humilis oder Cumulus fractus) oder eine dünne geschlossene Bewölkung (Cirrus) ist. Beide Arten können zum gleichen gemessenen Signal am Satelliten führen und in einen gleichen CI resultieren.



**Abbildung 4.16:** Pixel mit partieller Bewölkung und mit gleichmäßig dünner Bewölkung. Der resultierende Cloud-Index ist für beide Pixel gleich, in diesem Fall besitzt er den Wert 50.

Der letzte notwendige Schritt, um die Bewölkungsinformation in die Strahlungsberechnung zu integrieren, erfolgt durch die Bestimmung der effektiven Wolkentransmission. Wie in Kapitel 3.3 beschrieben, wird im Basisverfahren als erste Näherung eine lineare *Beziehung Cloud-Index zu Wolkentransmission* angewandt.

Zusammenfassend lassen sich also drei Bereiche erkennen, die zu der erhöhten Abweichung in Abb. 3.27b führen und die im folgenden genauer untersucht werden:

*Wolkenerkennung* (wird eine Wolke erkannt oder nicht?),

*Bestimmung des Cloud-Index* (wie wird die erkannte Bewölkung parametrisiert?),

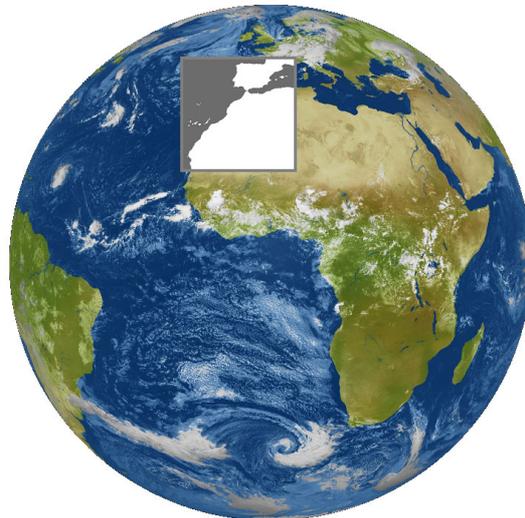
*Relation Cloud-Index zu Wolkentransmission* (wie wird aus der Größe Cloud-Index eine effektive Wolkentransmission berechnet?).

#### 4.2.1 Wolkenerkennung und Bestimmung des Cloud-Index

Die Wolkenerkennung hat grundsätzlich zum Ziel, eine Art „Wolkenmaske“ zu erstellen. Dabei wird zuerst nur in einem binären Wert unterschieden: Ist eine Wolke vorhanden oder nicht. Bei erkannter Bewölkung wird diese durch einen Cloud-Index parametrisiert. Wichtigste Voraussetzung für die Bewölkungserkennung ist ein möglichst exaktes Referenzbild der Erdoberfläche, wie sie der Satellit ohne Bewölkung sehen würde. Da der gesamte Sichtbereich des Meteosat für einen Aufnahmezeitpunkt nie völlig wolkenfrei sein kann, muss die Information der wolkenfreien Pixel aus verschiedenen Aufnahmen kombiniert werden. Dabei kann es vorkommen, dass einige Pixel sehr selten wolkenfrei sind. Für

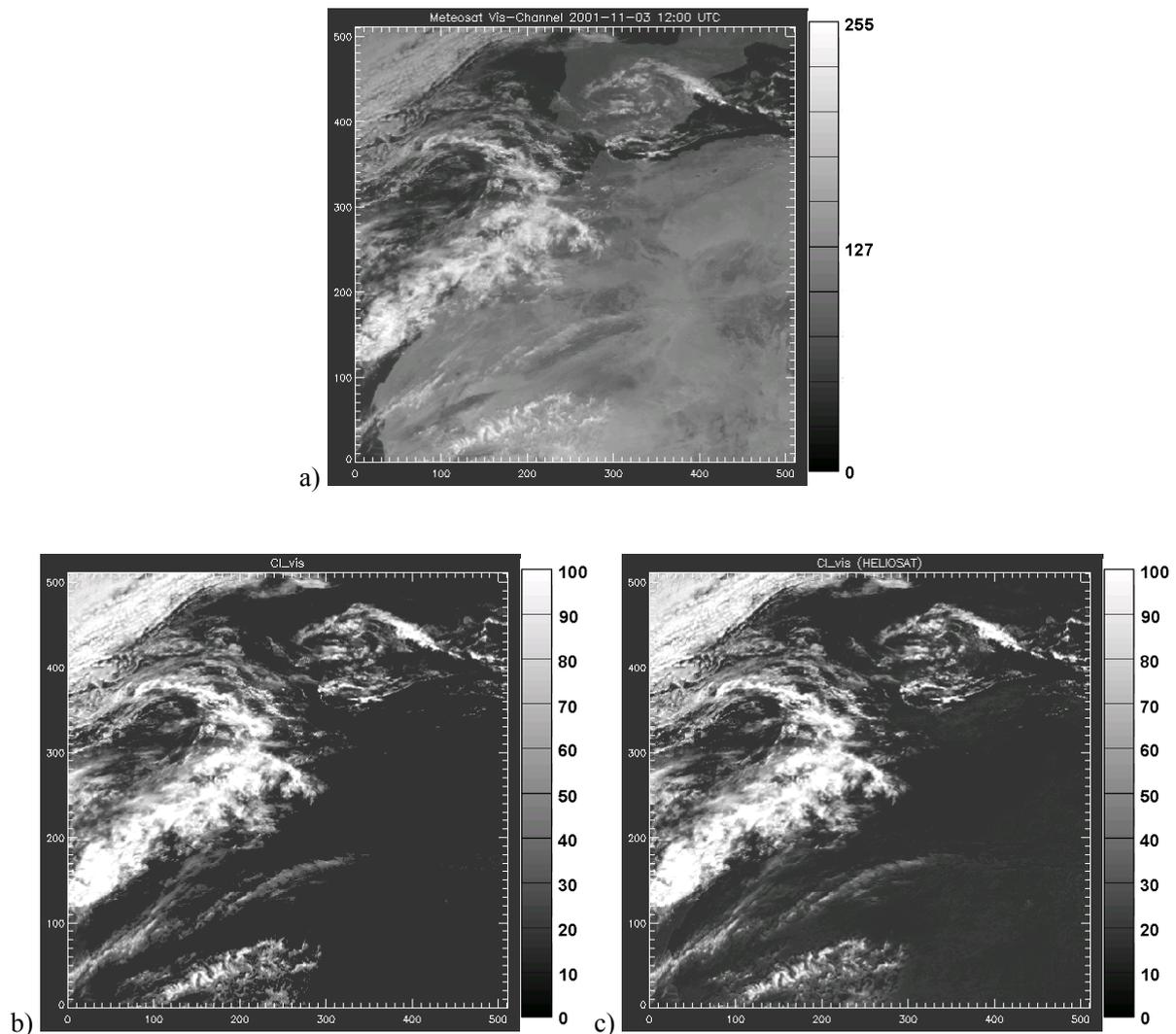
diese Pixel ist es somit schwierig, einen verlässlichen Referenzwert zu finden, der ja stündlich (im Fall des IR-Kanals) bzw. täglich (im Fall des VIS-Kanals) benötigt wird.

Um das hier verwendete Erkennungsschema zu überprüfen, können zum einen gemessene Informationen über Bedeckungsgrade von einzelnen Bodenstationen verwendet werden, zum anderen kann das Verfahren mit einem anderen Bewölkungserkennungs-Verfahren verglichen werden. Letzteres wird untersucht, indem der ermittelte Cloud-Index mit dem Cloud-Index des HELIOSAT-Verfahrens (HAMMER *ET AL.*, 2003; HOYER, 2003) verglichen wird. Das HELIOSAT-Verfahrens ist, wie in Kapitel 3.1 beschrieben, ein hoch entwickeltes und weit verbreitetes Verfahren zur Bestimmung der Globalstrahlung. Die Berücksichtigung der Bewölkung erfolgt durch Auswertung des VIS-Kanals von Meteosat. Der IR-Kanal wird nicht verwendet. Im Folgenden wird der mit dem hier vorgestellten Verfahren ermittelte VIS-Cloud-Index mit dem HELIOSAT-Cloud-Index verglichen. Als Untersuchungsgebiet wird die Region Iberische Halbinsel / Nord-West- Afrika (siehe Abbildung 4.17) ausgewählt.



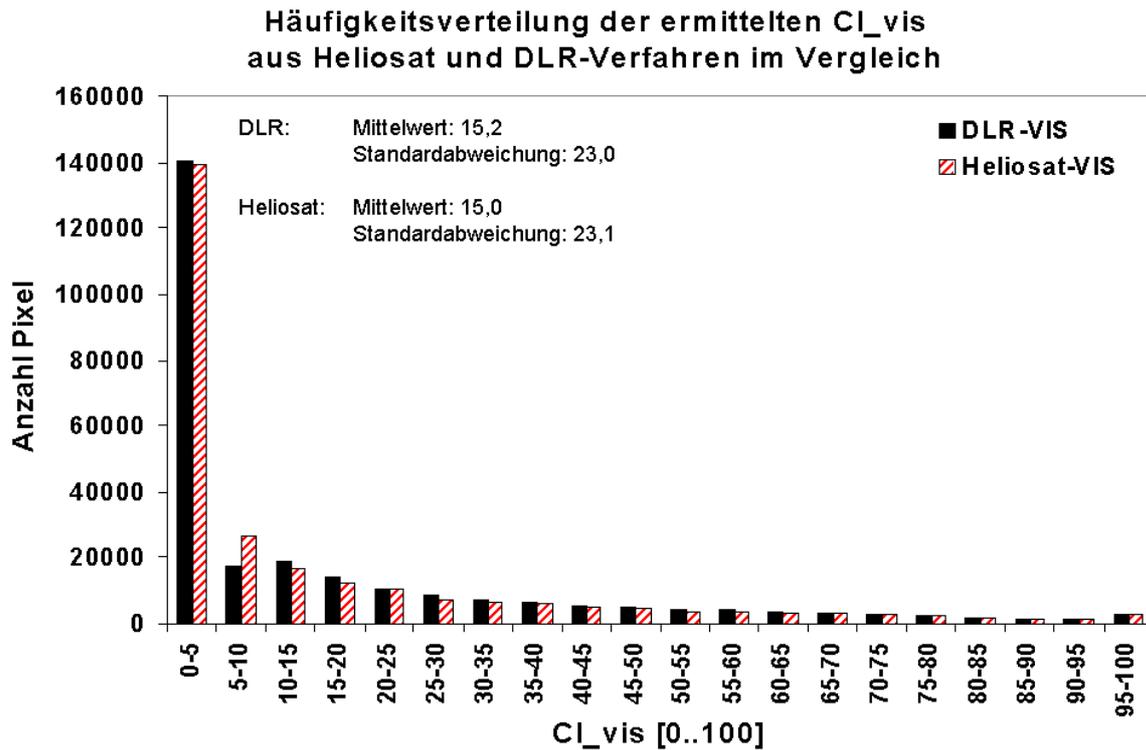
**Abbildung 4.17:** Untersuchungsgebiet (grau-weißes Rechteck) innerhalb des Meteosat-7 Sichtfensters (© EUMETSAT).

Abbildung 4.18 stellt ein Beispiel der ermittelten VIS-Cloud-Indizes für das Untersuchungsgebiet dar. Zu sehen ist in Abbildung 4.18a die Original-Meteosat Aufnahme des VIS-Kanals für die Ausgewählte Region, in Abbildung 4.18b der Cloud-Index der hier vorgestellten Methode (im weiteren Verlauf als „DLR“ gekennzeichnet), in Abbildung 4.18c der Cloud-Index der HELIOSAT-Methode. Alle Abbildungen beziehen sich auf den 3.11.2001, 12:00 UTC.



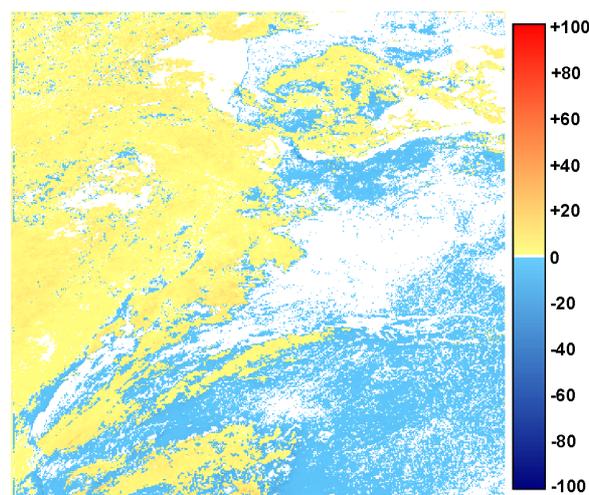
**Abbildung 4.18:** a) Meteosat-Aufnahme des VIS-Kanals für das Untersuchungsgebiet (VIS-count im Wertebereich 0 bis 255); b) ermittelter VIS-Cloud-Index (im Wertebereich von 0 bis 100) mit der hier vorgestellten Methode; c) ermittelter VIS-Cloud-Index (im Wertebereich von 0 bis 100) mit der Heliosat-Methode. Alle Abbildungen beziehen sich auf den 3.11.2001 12:00 UTC

Allein aus dem rein visuellen Vergleich lässt sich erkennen, dass die Bewölkungserkennung (also die Information Wolke ja/nein) nahezu identisch ist. Mit Hilfe eines Histogramms der Häufigkeitsverteilung der abgeleiteten VIS-Cloud-Indizes der beiden Verfahren, lässt sich allerdings ein genauere Vergleich durchführen. Anhand der Häufigkeitsverteilung der Cloud-Indizes lässt sich erkennen, dass die Wolkenerkennung nahezu identisch ist (siehe Abbildung 4.19). Interessant ist allerdings der Wertebereich von 5 bis 20, in dem ein Unterschied zu erkennen ist. Im Wertebereich vom 5-10 wird vom HELIOSAT-Verfahren mehr Bewölkung erkannt, im Bereich von 10-20 vom DLR-Verfahren.



**Abbildung 4.19:** Häufigkeitsverteilung der CI<sub>vis</sub> für das HELIOSAT- (rot-gestrichelt) und das DLR-Verfahren (schwarz) für das ausgewählte Untersuchungsgebiet am 3.11.2001 um 12:00 UTC.

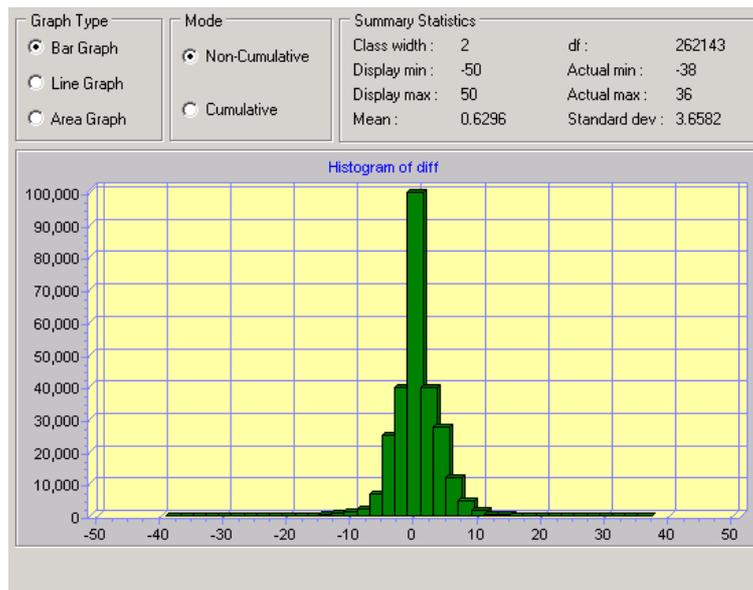
Um einen Eindruck der räumlichen Verteilung der Abweichung zu bekommen, zeigt Abbildung 4.20 das Differenzbild zwischen den HELIOSAT- und den DLR Cloud-Indizes („HELIOSAT minus DLR“), die in Abbildung 4.18 abgebildet sind.



**Abbildung 4.20:** Differenzbild („HELIOSAT“ minus „DLR“) der VIS-Cloud-Indizes für die Aufnahme vom 3.11.2001 12:00 UTC.

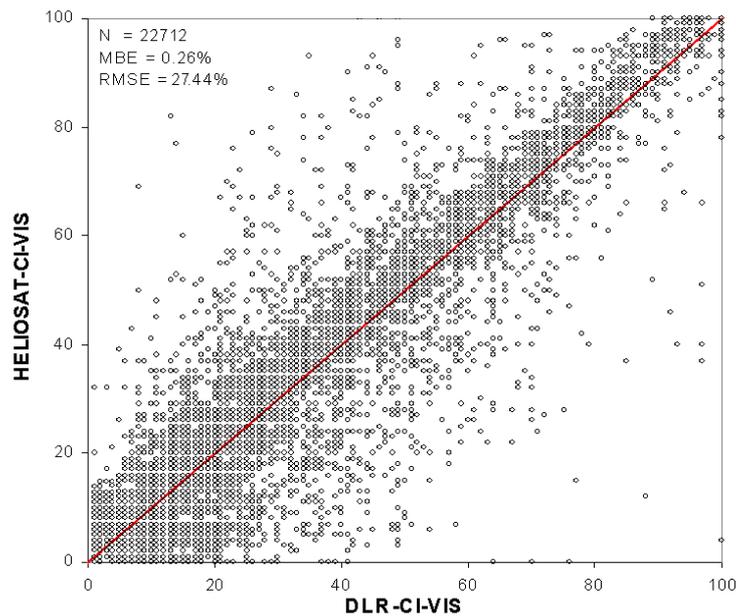
Bei der Bestimmung des Cloud-Index, also der quantitativen Beschreibung der erkannten Bewölkung, ist die Abweichung sehr gering. Allerdings lässt sich anhand der räumlichen Verteilung in Abbildung

4.20 erkennen, dass das HELIOSAT-Verfahren bei eigentlich wolkenfreien Pixeln einen Cloud-Index von 1 bis 4 (in Abbildung 4.20d hellblau dargestellt) aufweist, das hier vorgestellte Verfahren bei Bewölkung einen leicht höheren Cloud-Index von +1 bis +6 (in Abbildung 4.20 gelb dargestellt) als die HELIOSAT-Methode aufweist. Eine systematische Abweichung beider Verfahren lässt sich anhand des Mittelwertes (siehe Abbildung 4.21), der bei 0.6296 liegt, nicht feststellen. Die Standardabweichung liegt bei 3. Somit beruht die symmetrische Normalverteilung der Differenz beider Verfahren u.a. auf der Tatsache, dass die Aufnahme etwa gleich viel bewölkte wie unbewölkte Pixel aufweist. Allerdings sind die Abweichungen in einer Größenordnung, die vernachlässigt werden können.



**Abbildung 4.21:** Histogramm der Differenz aus dem ermittelten stündliche VIS-Cloud-Indizes für den 26.4.2000 12:00 UTC nach der hier vorgestellten Methode und der HELIOSAT-Methode.

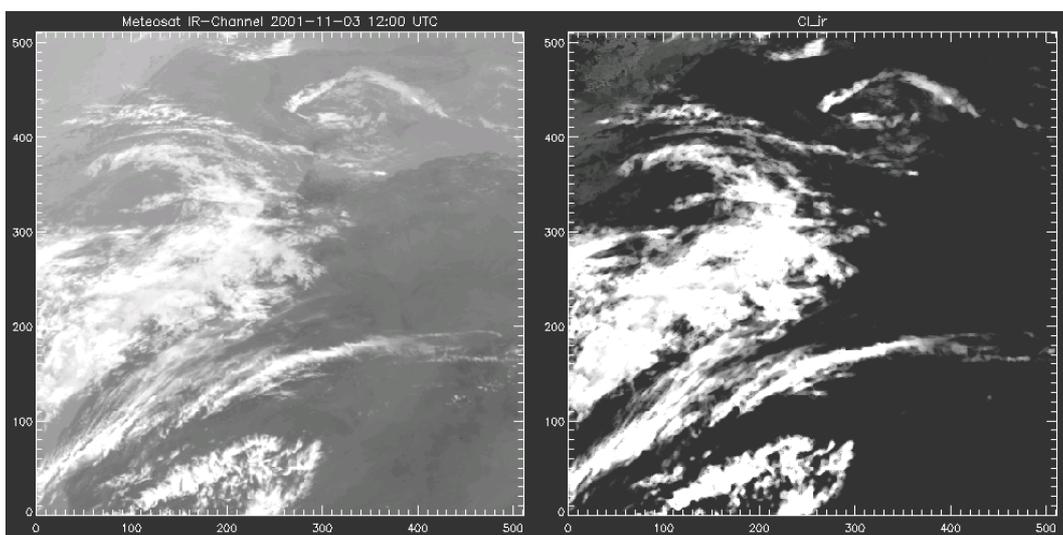
Ein weiterer Vergleich wird in Abbildung 4.22 dargestellt. In dieser Abbildung sind alle halbstündigen ermittelten VIS-Cloud-Indizes für den Standort Spanien 1 über den Zeitraum 1998 bis 2002 aufgetragen, um zu zeigen, wie genau die Wolkenerkennung für einen längeren Zeitraum und für einen einzelnen Standort erfolgt.



**Abbildung 4.22:** Vergleich der ermittelten halbstündlichen VIS-Cloud-Indizes mit den abgeleiteten Cloud-Indizes aus der Heliosat-Methode für den Standort Spanien 1 für die Jahre 1999 bis 2002.

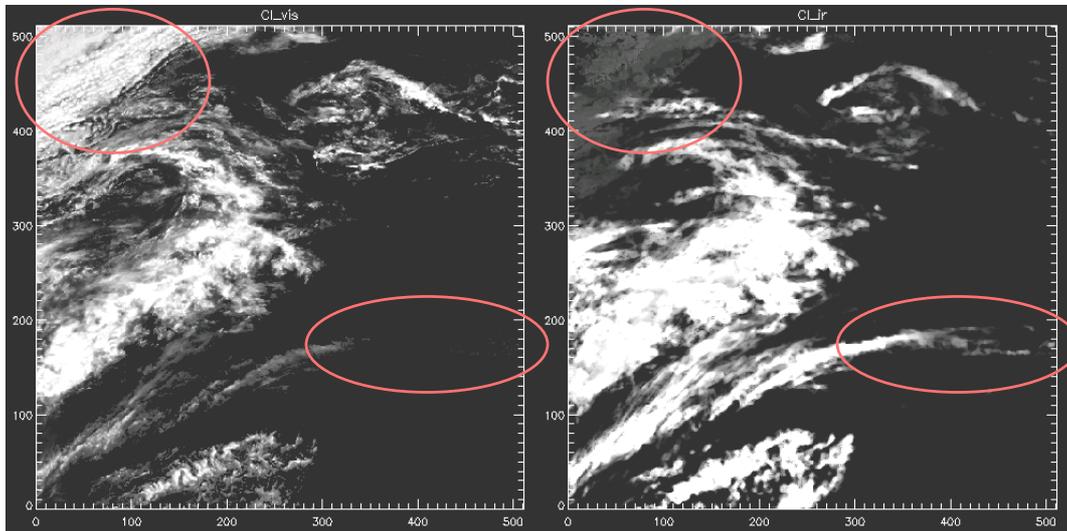
Auch in diesem punktuellen Vergleich über mehrere Jahre erkennt man eine gute Übereinstimmung der VIS-Wolkenerkennung. Der MBE liegt bei 0.26 % und der RMSE bei 27.44 %. Für den Zeitraum 1999 bis 2002 wurden insgesamt 22712 halbstündige VIS-CI miteinander verglichen.

Wie anfangs erwähnt, wird in der HELIOSAT-Methode der IR-Kanal nicht ausgewertet. Ein Vergleich ist somit nicht möglich. Der Vollständigkeit halber wird für das gleiche Datum, wie in Abbildung 4.20, der IR-Cloud-Index in Abbildung 4.23 dargestellt.



**Abbildung 4.23:** Meteosat-Aufnahme des IR-Kanals für das Untersuchungsgebiet, © EUMETSAT (links); ermittelter IR-Cloud-Index mit der hier vorgestellten Methode (rechts). Alle Abbildungen beziehen sich auf den 3.11.2001 12:00 UTC.

Abschließend soll anhand Abbildung 4.24 visuell verdeutlicht werden, wie wertvoll zum einen die zusätzliche Bestimmung des infraroten Cloud-Index ist und zum anderen wie wichtig es ist, die beiden Cloud-Indizes nicht zu vermischen (wie im Basisverfahren) sondern getrennt eine effektive Wolken-  
transmission zu bestimmen (siehe Kapitel 4.2.2).



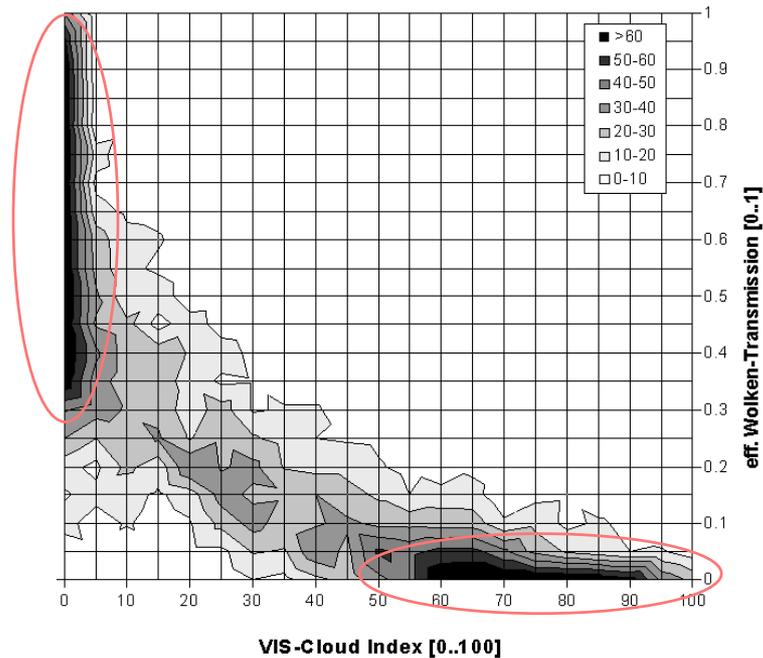
**Abbildung 4.24:** Cloud-Indizes, ermittelt aus dem sichtbaren (VIS) Kanal (links) und dem infraroten (IR) Kanal für den 3.11.2001 12:00 UTC.

Abbildung 4.24 zeigt auf der linken Seite den ermittelten VIS-Cloud-Index, auf der rechten Seite den ermittelten IR-Cloud-Index. An zwei Bereichen kann man erkennen, wie Bewölkung zu unterschiedlichen Signalen führt: Zum einen im Nord-Westen des Bildes. Dort ist hauptsächlich niedrige Stratus-Bewölkung, welche zu einem deutlichen Signal im VIS-Kanal und auch zu einem hohen VIS-Cloud-Index führt. Im infraroten Kanal ist das Signal gering, da diese Bewölkung eher niedrig ist und eine ähnliche Temperatur wie die Meeresoberfläche aufweist. Dies führt zu einem geringen IR-Cloud-Index. Zum anderen im Süd-Osten des Bildes. Die hohe Zirrenbewölkung führt zu einem starken infraroten Signal, welches auch deutlich zu einem hohem IR-Cloud-Index führt. Im sichtbaren Kanal ist diese Bewölkung kaum auszumachen (siehe auch Abbildung 4.18a) und die Bewölkungserkennung liefert auch keinen VIS-Cloud-Index.

#### 4.2.2 Relation Cloud-Index - Wolkenstrahlung

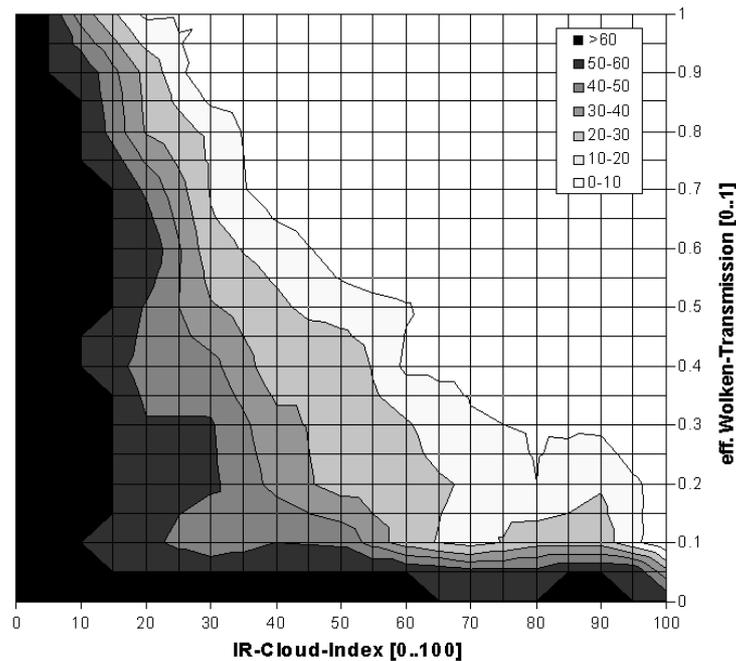
Das Basisverfahren ermittelt einen infraroten und einen sichtbaren Cloud-Index. Der höhere Wert beider Cloud-Indizes ergibt den eigentlichen Cloud-Index, welcher linear in eine effektive Wolkenstrahlung übertragen wird (siehe Gleichung 3.25). Der Vergleich mit Bodenmessungen in Kapitel 3 wurde für Standorte durchgeführt, an denen geringe Bewölkung vorherrscht. Das Verfahren soll aber auch in Gebieten mit häufiger und variabler Bewölkung angewendet werden können. Solch eine Region ist z.B. die Iberische Halbinsel, die trotz Lage in den gemäßigten Breiten und der Westwindzone durchaus ein hohes Potential für die Nutzung der Sonnenenergie aufweist. Es ist fraglich, ob der lineare Ansatz auch für diese Region zu ausreichend genauen Ergebnissen führt.

Der neue Ansatz verfolgt die getrennte Berücksichtigung des IR und des VIS-Kanals und die getrennte Bestimmung der jeweiligen effektiven Wolkenstrahlung. Entsprechend Abbildung 3.20 soll ein Zusammenhang zwischen den ermittelten Cloud-Indizes und der vorherrschenden effektiven Wolkenstrahlung ermittelt werden. Um die neue Funktion zu bestimmen, wird anhand empirischer Daten versucht, eine Funktion zu ermitteln. Dazu werden Messungen der Direkt-Normal-Strahlung der Stationen Freiburg und Plataforma Solar de Almería für die Jahre 2000-2002 verwendet. Für jeden gemessenen Stundenwert der DNI wird die maximale DNI für eine wolkenfreie Atmosphäre mit dem vorgestellten Verfahren berechnet und der für die Aufnahmezeit der stündlichen Messung ermittelte VIS-Cloud-Index bestimmt. Ähnlich wie in Abbildung 3.20 sind in Abbildung 4.25 der VIS-Cloud-Index auf der x-Achse (im Wertebereich 0 bis 100) und die effektive Wolkenstrahlung bezüglich der Direktstrahlung auf der y-Achse (im Wertebereich 0 bis 1) dargestellt. Die effektive Wolkenstrahlung gibt das Verhältnis aus der tatsächlich gemessenen Direkt-Normal-Strahlung gegenüber der theoretischen maximalen Direkt-Normal-Strahlung ohne Bewölkung wieder. Zu sehen sind die absoluten Häufigkeiten, wie häufig und in welcher Art die effektive Wolkenstrahlung mit dem VIS-Cloud-Index in Zusammenhang steht. Deutlich sind die zwei Bereiche mit den größten Häufigkeiten zu erkennen, zum einen bei Werten des Cloud-Index von 0 bis 5 und zum anderen bei Werten des Cloud-Index zwischen 55 und 95 (rote Markierungen).



**Abbildung 4.25:** Zusammenhang zwischen effektiver Wolken-Transmission und dem VIS-Cloud-Index bezüglich der Direkt-Normal-Strahlung. Aufgetragen sind der ermittelte Cloud-Index basierend aus VIS-Daten auf der x-Achse und die effektive Wolken-Transmission auf der y-Achse, welche das Verhältnis aus der tatsächlich gemessenen Direkt-Normal-Strahlung (für die Stationen Freiburg und Plataforma Solar de Almería) gegenüber der theoretischen maximalen Direkt-Normal-Strahlung ohne Bewölkung wiedergibt. Dargestellt sind die absoluten Häufigkeiten.

Es wird ersichtlich, dass die Wolken, die im sichtbaren Kanal erkannt werden und einen Wert größer 60 haben, für die Direktstrahlung opaque sind. Andererseits schwankt die effektive Wolken-Transmission bei Werten des Cloud-Index von 0 bis 10 zwischen 0.3 und 1. Dies ist auf gebrochene Bewölkung zurückzuführen. Entsprechendes wird für den infraroten Cloud-Index angewandt (siehe Abbildung 4.26).



**Abbildung 4.26:** Zusammenhang zwischen effektiver Wolken-Transmission und dem IR-Cloud-Index bezüglich der Direkt-Normal-Strahlung.

Der im folgenden beschriebene neue Ansatz für die Bestimmung der Wolken-Transmission ist als explorativ zu sehen und soll die Idee der Transmissionbestimmung aufzeigen. Die aufwendige und detaillierte Analyse mit Hilfe von Messdaten möglichst vieler Stationen und langer Zeitreihen, um eine belastbare Fitfunktion ableiten zu können, wird in einer weiterführenden Dissertation durchgeführt. Im folgenden soll eine Funktion erster Näherung ermittelt werden, um die Vorgehensweise an sich zu verstehen. Als erste Näherung für den neuen Ansatz wird das Gesetz von Bouguer angewandt. Dieses beschreibt die Schwächung eines direkten Lichtstrahls durch ein Medium mit

$$I_{n\lambda} = I_{0n\lambda} \cdot e^{(-k_{\lambda}m)} \quad \text{Gleichung 4.1}$$

mit

$I_{n\lambda}$	= spektrale Direkt-Normal-Strahlung [ $W/m^2\mu m$ ]
$I_{0n\lambda}$	= extraterrestrische spektrale Strahlung bei mittlere Sonne-Erde-Distanz [ $W/m^2\mu m$ ] bezogen auf eine zur Einstrahlung senkrecht orientierten Fläche [ $W/m^2\mu m$ ]
$k_{\lambda}$	= monochromatischer Extinktionskoeffizient (auch als „extinction optical thickness“ bekannt) []
$m$	= optische Pfadlänge []

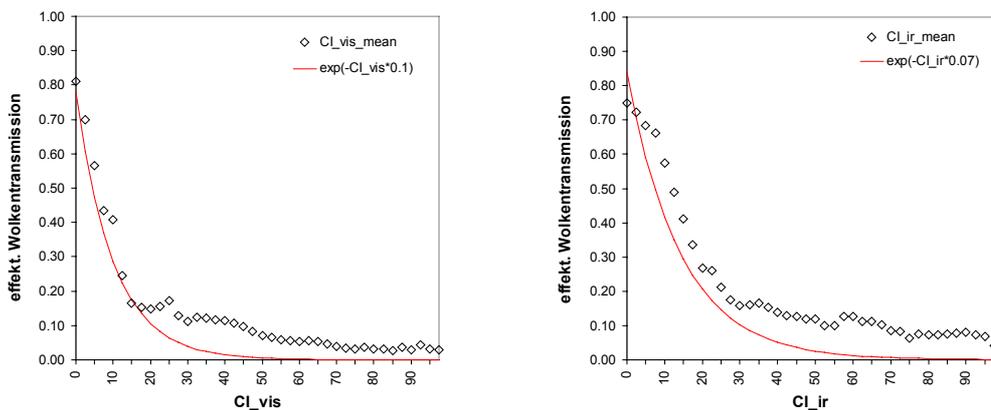
Der Term  $e^{(-k_{\lambda}m)}$  kann mit dem Transmissionskoeffizient  $\tau$  gleichgesetzt (IQBAL, 1983). Aus den in Abbildung 4.25 und Abbildung 4.26 dargestellten Häufigkeitsverteilungen werden die Mittelwerte der effektiven Wolken-Transmission für jeden VIS-Cloud-Index berechnet. Dazu wird der Wertebereich der der VIS-Cloud-Indizes [0..100] jeweils in 40 Klassen ( $k$ ) unterteilt. Für jede Cloud-Index-Klasse wird der Mittelwert der effektiven Wolken-Transmission berechnet mit

$$\bar{\tau}_{eff,k} = \frac{\sum_{i=0}^1 (\tau_{eff,i} \cdot n_{i(Cl)})}{\sum_{i=0}^1 n_{i(Cl)}}$$

Gleichung 4.2

mit  $\bar{\tau}_{eff,k}$  = Mittelwert der effektiven Wolken­transmission für die entsprechende Klasse  
 $k$  []  
 $\tau_{eff,i}$  = effektive Wolken­transmission []  
 $n_{i(Cl)}$  = Cloud-Index der entsprechenden effektiven Wolken­transmission []  
 $i$  = Anzahl der Klassenbreite für die effektive Wolken­transmission [0..1], in diesem Fall 100 []

Die errechnete Anzahl der VIS- und IR-CIs je Klasse wird mit der entsprechenden effektiven Wolken­transmission multipliziert und aufsummiert. Die Summe wird durch die Anzahl der Cloud-Indizes dividiert. Als Ergebnis erhält man die mittlere effektive Wolken­transmission für die jeweilige Cloud-Index-Klasse. Aus den Mittelwerten der Häufigkeitsverteilungen in Abbildung 4.25 und Abbildung 4.26 wird die sichtbare effektiven Wolken­transmission bestimmt. Dazu werden die Mittelwerte aufgetragen und in erster Näherung mit Gleichung 4.1 parametrisiert.



**Abbildung 4.27:** Abgeleitete Mittelwerte der effektive Wolken­transmission in Abhängigkeit von Cloud-Index. Anhand der Mittelwerte werden die Exponentialfunktionen bestimmt (links: VIS; rechts: IR).

Die in Abbildung 4.27 gezeigten Exponential-Funktionen werden für die sichtbare effektive Wolken­transmission bestimmt mit

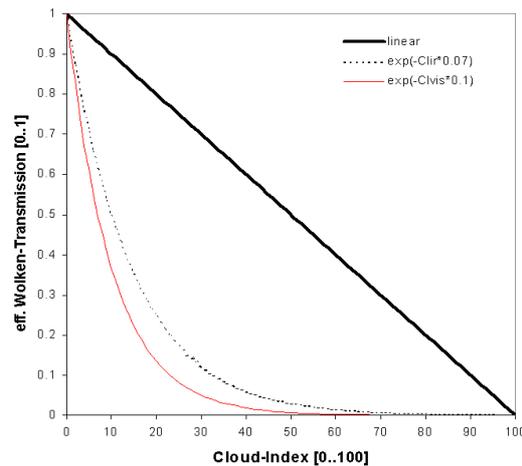
$$\tau_{vis} = e^{(-CI_{vis} \cdot 0.1)} \quad \text{Gleichung 4.3}$$

Für die Bestimmung der infraroten effektiven Wolken­transmission ergibt sich

$$\tau_{ir} = e^{(-CI_{ir} \cdot 0.07)} \quad \text{Gleichung 4.4}$$

Wie bereits erwähnt ist die Bestimmung der Wolkentransmission als explorativ zu sehen. Eine genauere Untersuchung der Zusammenhänge zwischen gemessenen DNI-Werten und der ermittelten Wolkentransmissionen aus den VIS- und IR-Daten wird in einer weiterführenden Dissertation untersucht.

Abbildung 4.28 zeigt zur Übersicht die verschiedenen Funktionen: zum einen den alten linearen Ansatz (schwarz, dicke durchgezogene Linie), der leicht modifiziert für die Bestimmung der Globalstrahlung Anwendung findet (z.B. beim HELIOSAT-Verfahren), zum anderen den neuen Ansatz für die VIS-Funktion (rot, durchgezogen) und die IR-Funktion (schwarz, gestrichelt).



**Abbildung 4.28:** Neue Funktionen für die Bestimmung der effektiven Wolkentransmission aus den IR und VIS-Cloud-Indizes. Zum Vergleich ist der lineare Ansatz dargestellt.

Die neuen Wolken-Transmissionskoeffizienten werden in Gleichung 3.5 integriert (siehe Gleichung 4.4).  $\tau_{ir}$  wird gleich 1 gesetzt, wenn  $\tau_{vis}$  kleiner 0.6 ist. D.h. ab einem gewissen VIS-Cloud-Index wird davon ausgegangen, dass es sich um die gleiche Wolke handelt, die auch im infraroten Kanal erkannt wird (wenn vorhanden). Um die Bewölkung nicht doppelt zu berücksichtigen, wird  $\tau_{ir}$  gleich 1 gesetzt.

$$DNI = 0.9751 \cdot E_0 \cdot \tau_R \cdot \tau_{Gas} \cdot \tau_{Ozon} \cdot \tau_{WV} \cdot \tau_{Ae} \cdot \tau_{vis} \cdot \tau_{ir} \quad \text{Gleichung 4.5}$$

Zur Übersicht des modifizierten Verfahrens ist in Abbildung 4.29 der Prozessablauf schematisch dargestellt. Die grauen Kästchen zeigen die Eingabedaten, die abhängig vom Längen- und Breitengrad und vom Zeitpunkt bestimmt werden. Zuerst wird die wolkenfreie Direkt-Normal-Strahlung  $DNI_{clear-sky}$  ermittelt, die dann mit den Transmissionskoeffizienten für die Bewölkung, die aus den VIS- und IR-Meteosatdaten berechnet wurden, multipliziert wird, um die DNI zu erhalten.

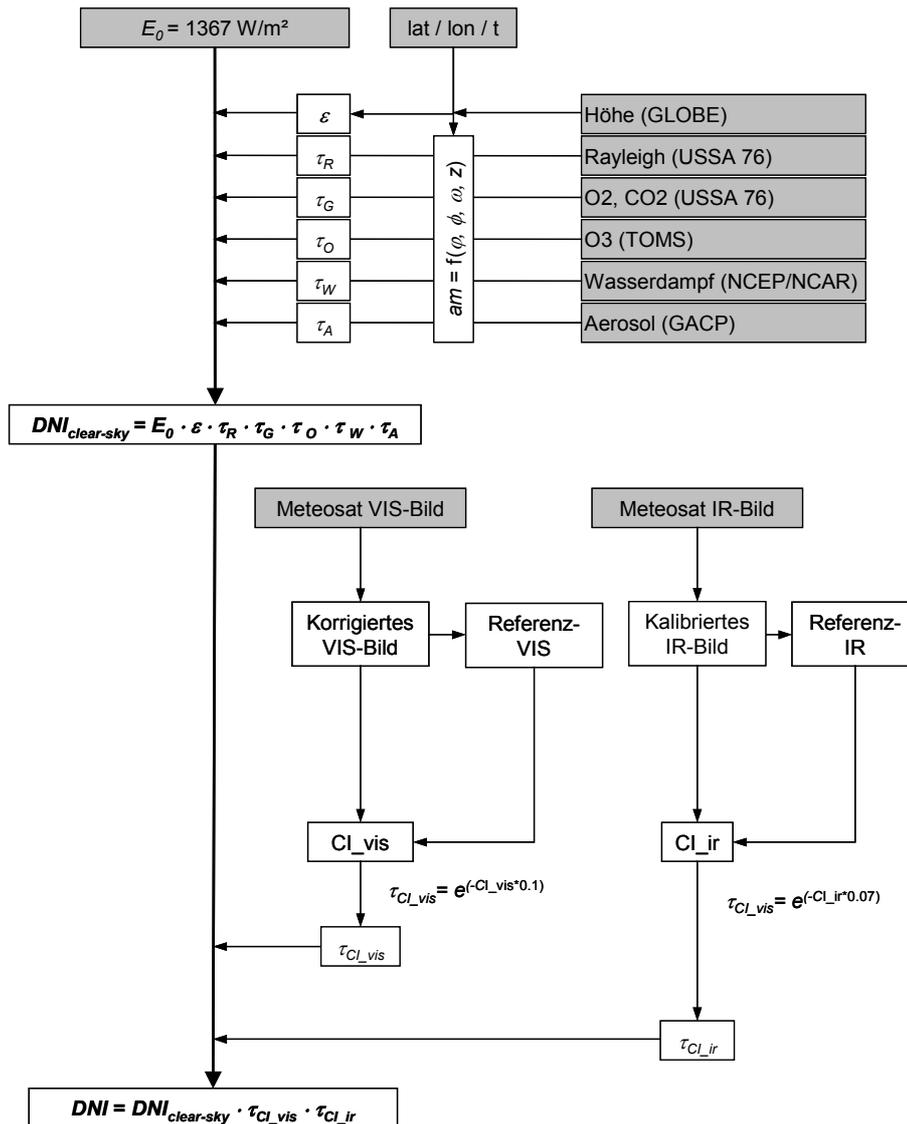


Abbildung 4.29: Flussdiagramm zur Übersicht des modifizierten Verfahrens.

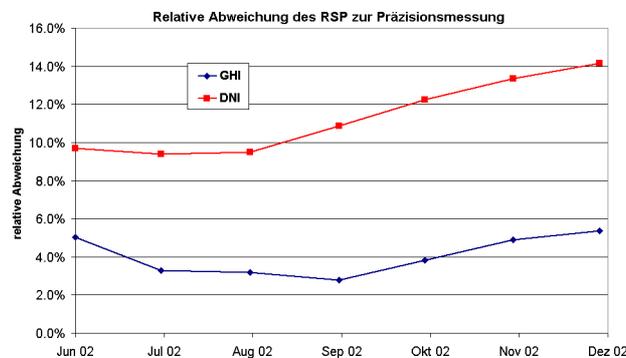
### 4.3 Genauigkeit des modifizierten Verfahrens

Mit dem modifizierten Verfahren wird die DNI für drei Stationen in Spanien berechnet. Da zwei Messungen an Orten durchgeführt werden, an denen Planungen für aktuelle solare Großkraftwerke durchgeführt werden, können diese genauen Koordinaten dieser Orte aus Vertraulichkeitsgründen nicht genannt werden. Die dritte Station ist auf der Plataforma Solar de Almería bei Tabernas (siehe Tabelle 4.6). Die Bodendaten liegen für den Zeitraum von zwei Jahren (2000 bis 2002) vor.

Station	Breite (°)	Länge (°)	Höhe (m)
Spanien 1	xxxx	xxxx	xxxx
Plataforma Solar de Almería	37.049	-2.359	502
Spanien 2	xxxx	xxxx	xxxx

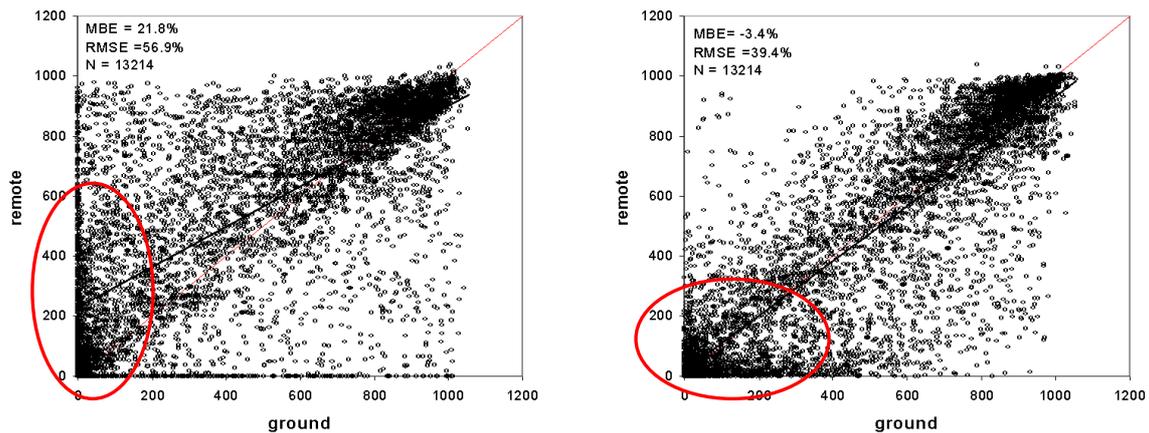
**Tabelle 4.6:** Untersuchte Messstationen in Spanien und ihre geographische Koordinaten.

Alle Stationen messen GHI und DHI mit einfachen Pyranometern (Photodioden, die mit einem rotierenden Schattenband ausgestattet sind (Rotating Shadowband Pyranometer, RSP). Die DNI wird aus diesen beiden Größen abgeleitet. Die Station auf der Plataforma Solar de Almería misst zusätzlich mit zwei „secondary standard“ Kipp&Zonen Pyranometern und einer Schattenkugel die Global- und Diffusstrahlung und mit einem „first-class“ Kipp&Zonen Präzisionspyrheliometer die Direkt-Normal-Strahlung. Die relative Abweichung des RSP gegenüber der Präzisionspyrheliomessung liegt bei ca. +12% für Monatsmittel (siehe Abbildung 4.30) für Direkt-Normal-Strahlung, wobei die Globalstrahlung überschätzt und die Diffusstrahlung unterschätzt wird. Die verwendeten Strahlungsdaten wurden entsprechend der Untersuchung bezüglich des Präzisionspyrheliometers korrigiert. Die Messungen werden in lokaler Ortszeit aufgezeichnet, die einer Zeit von UTC+1h entspricht. Es gibt einen Wechsel zwischen Sommer und Winterzeit. Die Daten wurden visuell untersucht, die Daten aus den RSP wurden temperaturkorrigiert. Die Daten liegen in Stundenwerten vor. (GEUDER *ET AL.*, 2003)



**Abbildung 4.30:** Relative Abweichung des Rotating Shadowband Pyranometers gegenüber dem Kipp&Zonen „first-class“ Pyrheliometer.

Abbildung 4.31 (links) zeigt den Vergleich der gemessenen stündlichen DNI für Spanien 1 2000 bis 2002 mit der berechneten DNI, basierenden auf den ermittelten Cloud-Indices des Basisverfahrens (Maximum des infraroten und des sichtbaren Cloud-Index), die mittels linearer Funktion (Gleichung 3.15) in eine effektive Wolkentransmission überführt wurden. Abbildung 4.31 (rechts) zeigt den Vergleich der gemessenen stündlichen DNI basierend auf den ermittelten IR und VIS-Cloud-Indizes, die mittels Gleichungen 4.2 und 4.3 in eine effektive Wolkentransmission überführt wurden.



**Abbildung 4.31:** Vergleich der stündlichen DNI für den Standort Spanien 1 für die Jahre 2000 bis 2002. links mit den Cloud-Indices des Basisverfahrens und der linearen Übertragungsfunktion, rechts mit den Cloud-Indices des modifizierten Verfahrens und den neuen Übertragungsfunktionen.

Deutlich ist zu erkennen, dass die starke Strahlungsüberschätzung (rote Markierung in Abbildung 4.31, links) durch den neuen Ansatz reduziert (rote Markierung, rechts) wird. Insgesamt wird die Abweichung im Vergleich für den Standort Spanien 1 von MBE (RMSE) = 21.8 % (56.9 %) auf MBE (RMSE) = -3.4 % (39.4 %) verringert. Tabelle 4.7 gibt als Übersicht die alten und neuen Vergleiche für die drei Stationen wieder.

Stationsname mit Anzahl der verwendeten Stundenwerte für die Jahre 2000-2002	Basisverfahren		modifiziertes Verfahren	
	MBE (%)	RMSE (%)	MBE (%)	RMSE (%)
Spanien 1 (13.214)	21.8	56.9	-3.4	39.4
Spanien 2 (11.269)	38.1	70.9	0.2	58.0
Almería (11.526)	19.8	51.1	4.3	55.2

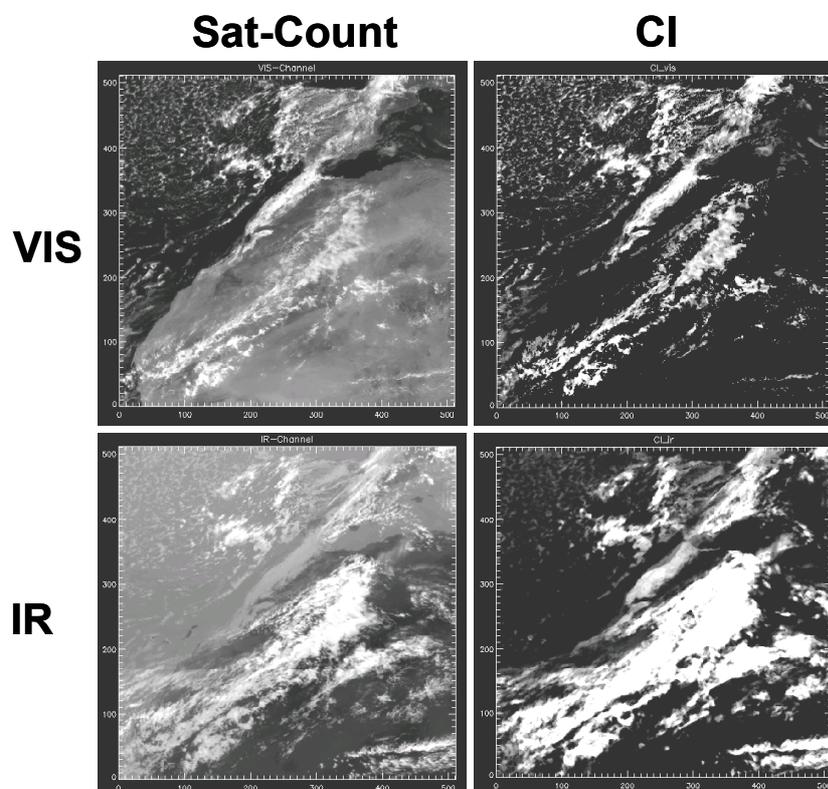
**Tabelle 4.7:** Ermittelte MBE und RMSE für drei Stationen im Vergleich der stündlichen Bodenmessungen mit den berechneten DNI nach dem Basisverfahren und nach dem modifizierten Verfahren.

Aufgrund der eingeführten Modifikationen verringert sich der MBE und RMSE für alle Stationen signifikant. Das so erweiterte Verfahren wird im folgenden Kapitel für mehrere Regionen angewendet, um langjährige Zeitreihen und Strahlungskarten zu berechnen.

## 5 Anwendung des modifizierten Verfahrens

Das Ziel dieser Arbeit ist die Bestimmung langjähriger stündlicher Zeitreihen und räumlich hochaufgelöster Karten der Direkt-Normal-Strahlung. Solche Informationen sind für die Planung und Auslegung zukünftiger solarthermischer Kraftwerke von immens hoher Bedeutung. Vorangegangene Kapitel zeigten das Basis-Verfahren zur Strahlungsbestimmung, dessen Grenzen und Schwachstellen und die daraus entwickelten Modifikationen auf. Die Vergleiche mit Messungen der DNI zeigen eine gute Übereinstimmung und die Ergebnisse weisen eine Genauigkeit auf, die für die hier angestrebte Anwendung ausreichend ist.

Im diesem Kapitel wird das modifizierte Verfahren zur DNI-Berechnung angewendet. Dazu werden verschiedene Ausschnitte innerhalb des Meteosat-7 Sichtfeldes definiert, um für ausgewählte Länder Strahlungskarten zu erstellen (Koordinaten der Ausschnitte siehe Anhang D). Mit dem modifizierten Bewölkungs-Verfahren werden die Cloud-Indizes für den infraroten und den sichtbaren Kanal ausgewertet. Abbildung 5.1 zeigt beispielhaft eine Aufnahme im sichtbaren und infraroten Kanal von Meteosat-7 für das Untersuchungsgebiet Iberische Halbinsel und Nord-West-Afrika und die daraus resultierenden Cloud-Indizes.



**Abbildung 5.1:** VIS (links-oben) und IR (links-unten) Daten von Meteosat-7 und daraus abgeleitete VIS- (rechts-oben) und IR-Cloud-Indizes (rechts-unten) für das Untersuchungsgebiet zum Zeitpunkt 12:00UTC, 26.4.2000.

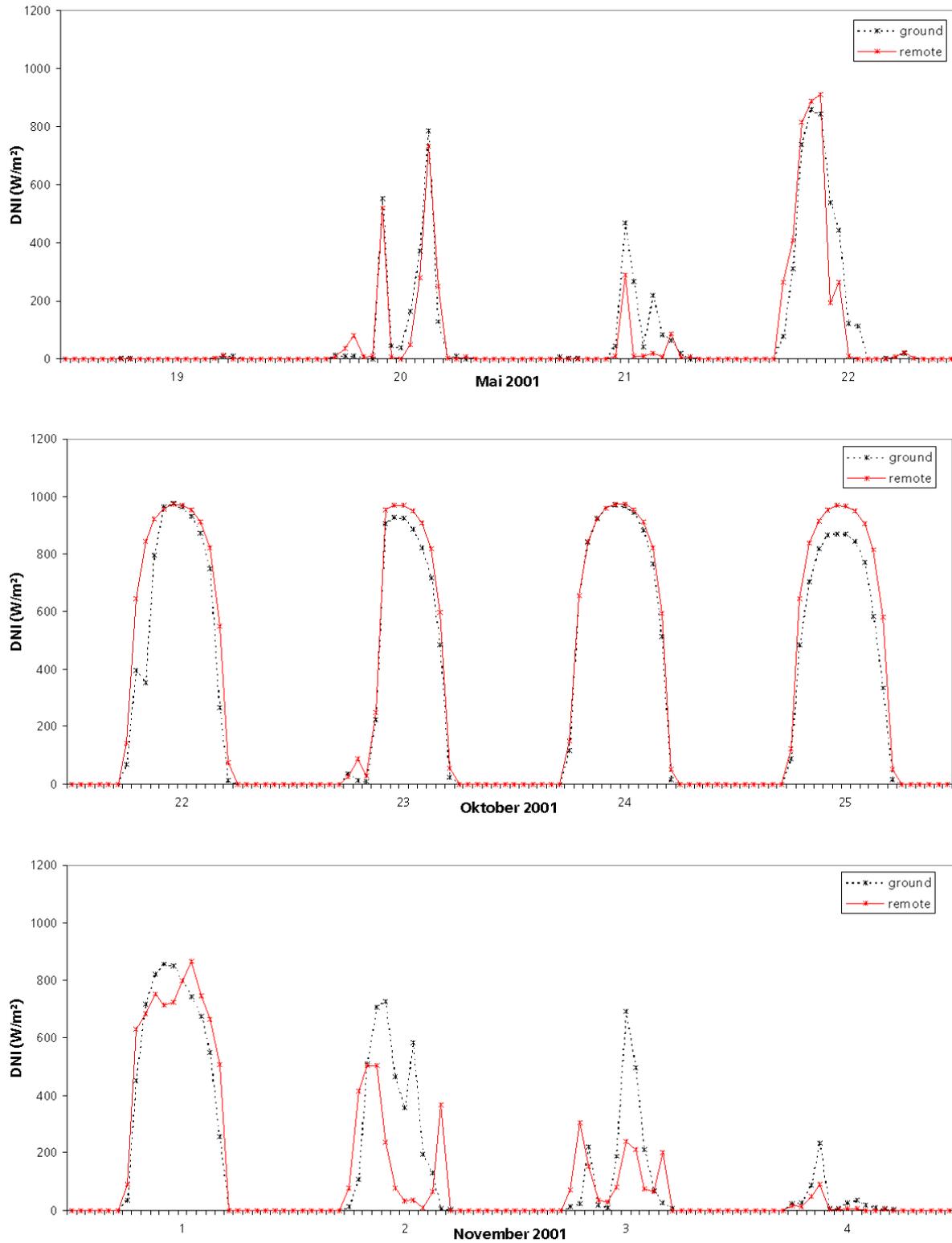
Die ermittelten Bewölkungsinformationen liegen noch in der ursprünglichen Satellitenprojektion von Meteosat vor. Für die weitere Verwendung werden die Bewölkungsdaten in eine äquidistante Zylinderprojektion transferiert. Diese Projektion hat die Eigenschaft der partiellen Längentreue und ermöglicht eine leichte Anwendbarkeit, u.a. für das rasterbasierte Analysewerkzeug STEPS. Mehr Informationen über die gewählten Ausschnitte und deren Koordinaten und über die Genauigkeit der gewählten Zylinderprojektion sind in Anhang D zu finden.

Zusammen mit den ermittelten Transmissionskoeffizienten für  $O_2$  und  $CO_2$ ,  $O_3$ , Wasserdampf, Aerosol und die Rayleighstreuung mit den in Kapitel 3.2 aufgeführten Atmosphärenparametern, wird die stündliche Direkt-Normal-Strahlung in Abhängigkeit von der Höhe des jeweiligen Pixels nach Gleichung 4.4 berechnet. Die Berechnung der DNI erfolgt in einer Auflösung von  $1 \text{ km}^2$  aufgrund des verwendeten digitalen Geländemodells, welches auf dieser Auflösung basiert. In den folgenden Unterkapiteln werden die beiden Hauptergebnisse, die stündlichen Zeitreihen und die Karten der Direkt-Normal-Strahlung, vorgestellt. Darüber hinaus wird die mögliche weitere Verwendung der Daten innerhalb des Analysetools STEPS gezeigt.

### **5.1 Zeitreihen der stündlichen Direkt-Normal-Strahlung**

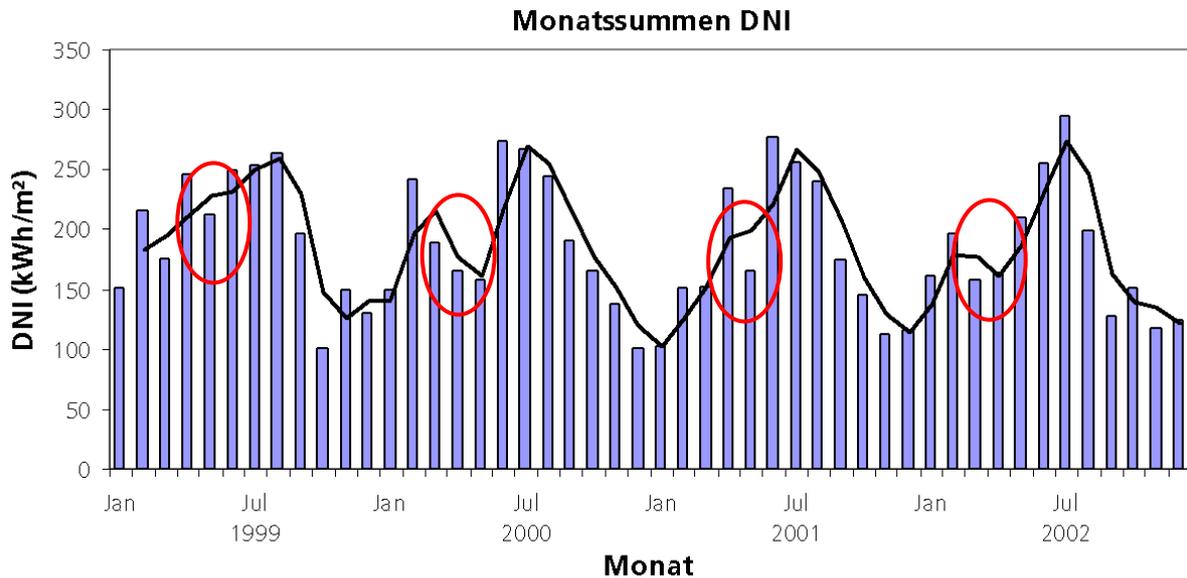
Ein Ergebnis dieser Berechnung sind langjährige Zeitreihen. Solche langjährigen Zeitreihen grafisch in stündlicher Auflösung darzustellen ist nicht besonders aussagekräftig. Im folgenden werden daher zum einen ausgesuchte Tagesgänge der DNI des Jahres 2001 des Standortes Plataforma Solar de Almería in Spanien im Vergleich mit Bodmessungen (siehe Abbildung 5.2), zum anderen der Verlauf der Monatssummen der berechneten DNI für die Jahre 1999 bis 2002 für diesen Standort (siehe Abbildung 5.3) dargestellt.

Abbildung 5.2 zeigt im Vergleich der berechneten DNI mit Bodmessungen, wie gut die Bewölkung erkannt wird (alle Tage im Mai, 23. Oktober, 4. November) und wie gut bei wolkenfreier Atmosphäre die DNI aufgrund der verwendeten Atmosphärenparametern wiedergegeben wird (22.-24. Oktober). Abweichungen lassen sich allerdings am 25. Oktober erkennen, hier wird die Strahlung überschätzt. Dies kann zum einen an vorhandener Cirrus-Bewölkung liegen, die nicht vom Verfahren erkannt wird, oder auch an erhöhtem Aerosolaufkommen für diesen Tag, welcher von der Aerosolklimatologie nicht erfasst werden kann. Genauso kann allerdings auch ein verschmutzter Strahlungssensor zu niedrigeren Messungen führen. Wodurch der Unterschied bedingt ist, kann in solchen Fällen nicht rekonstruiert werden. Die ersten drei Tage im November zeigen eine leicht höhere Abweichung, da zum Teil die Bewölkung nicht richtig wiedergegeben wird.



**Abbildung 5.2:** Tagesgänge der Direkt-Normal-Strahlung für ausgesuchte Tage im Jahr 2001 für den Standort Plataforma Solar de Almería, gemessenen (schwarz, gestrichelt) und berechnet (rot, durchgezogen).

Abbildung 5.3 zeigt den Verlauf der Monatssummen der DNI mit gleitendem Mittel an. Interessant ist der Strahlungsrückgang zwischen März und Mai, der in jedem Jahr gut zu erkennen ist (rote Markierung in der Abbildung).



**Abbildung 5.3:** Berechnete Monatssummen der DNI in kWh/m<sup>2</sup>/Monat für die Jahre 1999 bis 2002 für den Standort Plataforma Solar de Almería, mit dem gleitenden Mittel (2. Periode). Die Strahlungseinbrüche in den Frühlingsmonaten sind rot markiert.

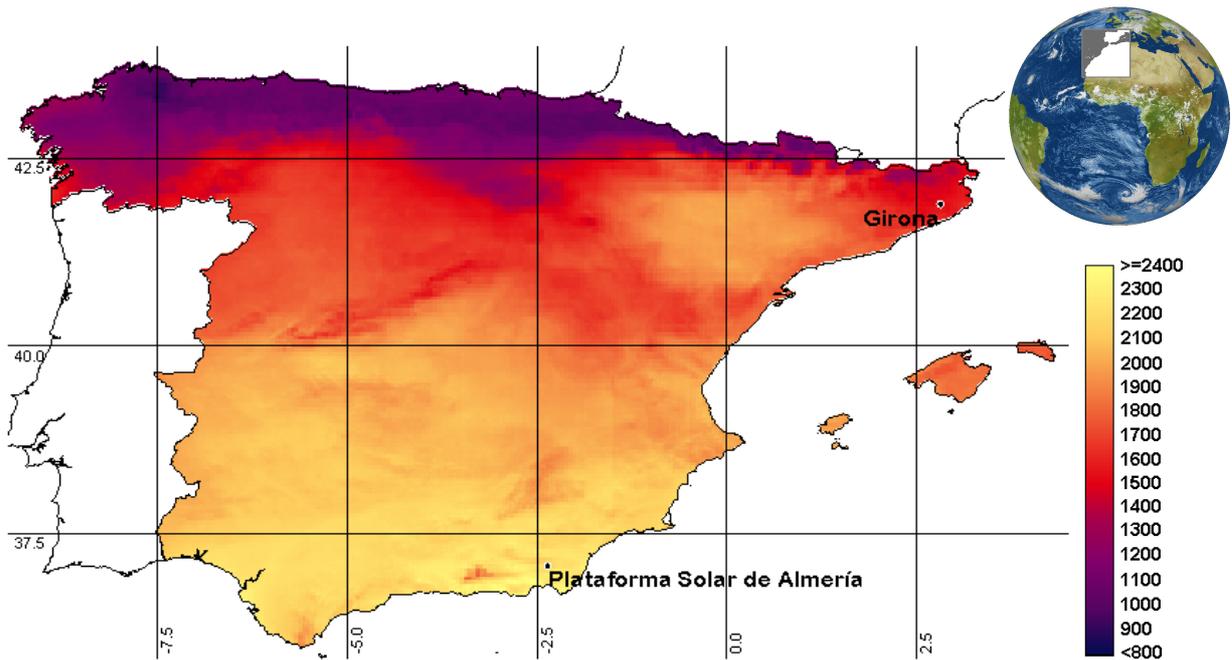
Langjährige stündliche Zeitreihen werden z.B. bei der Simulation solarthermischer Kraftwerke als Eingabeparameter verwendet und dienen somit, Aussagen über die Wirtschaftlichkeit und Ertragsfähigkeit dieser Kraftwerke für den entsprechenden Standort zu treffen. Bei solchen Simulationen ist nun interessant, in wie weit eine Abweichung bei der Ertragsberechnung vorhanden ist, wenn diese einmal mit gemessenen Strahlungswerten durchgeführt werden, beim zweiten mal mit den Strahlungswerten, die mit Hilfe des vorgestellten Verfahrens berechnet wurden. Dies wurde im vorliegenden Fall für einen Standort in Südspanien durchgeführt. Für die Simulation wurde das Simulationsprogramm *Greenius* (QUASCHNING *et al.*, 2001) verwendet. Diese Software erlaubt eine detaillierte technische und wirtschaftliche Analyse von solarthermischen Rinnenkraftwerken, Photovoltaikanlagen, Windparks sowie Dish/Stirling-Anlagenparks. Die Abweichung bei den Erträgen des solarthermischen Rinnenkraftwerkes lag bei diesem Vergleich bei 3 % Unterschied. Abbildung 5.4 zeigt sehr eindrucksvoll die beiden Linien der Stromerzeugung, die sich im Verlauf des Jahres nahezu decken. Dabei muss erwähnt werden, dass bei den Bodenmessungen einige fehlende Werte durch Satellitendaten aufgefüllt wurden. Eine durchgehende stündliche Zeitreihe ist bei Messungen nur in den seltensten Fällen vorhanden. Auch dies ist ein Vorteil der Satellitendaten, da diese in der Regel lückenlos vorhanden sind.



**Abbildung 5.4:** Vergleich der Stromerzeugung bei einer exemplarischen Kraftwerkssimulation für ein Jahr: Die beiden Simulationen (einmal mit Bodenmessungen und einmal mit Satellitendaten) weichen 3% beim berechnetem Stromertrag voneinander ab.

## 5.2 Hochaufgelöste Karten der Direkt-Normal-Strahlung

Eine weiteres Ergebnis ist die Bestimmung der DNI für größere Regionen als Karte. Solche Strahlungskarten der Direkt-Normal-Strahlung werden im Folgenden für mehrere Länder und für mehrere Jahre dargestellt. Abbildung 5.5 gibt die gemittelte Jahressumme für Spanien wieder. Bei dieser Karte wurde in einer Auflösung von 1 km x 1 km für jeden Pixel und für jede Stunde eines Jahres die Direkt-Normal-Strahlung berechnet und zur Jahressumme aufsummiert. Die Anzahl Pixel für Spanien beträgt 675'850. Somit wurden für jedes Jahr rund  $5.9 \times 10^9$  Stundenwerte berechnet. Da die Abbildung die gemittelte Jahressumme der Jahre 1999 bis 2002 zeigt, vervierfacht sich die Anzahl der berechneten Werte noch einmal. Zusätzlich zur Karte ist die Häufigkeitsverteilung der Jahressummen angegeben, mit den statistischen Mittel- Minimum- und Maximumwerten.



Häufigkeitsverteilung der DNI-Jahressumme in Spanien  
(4-Jahresmittel 1999-2002)

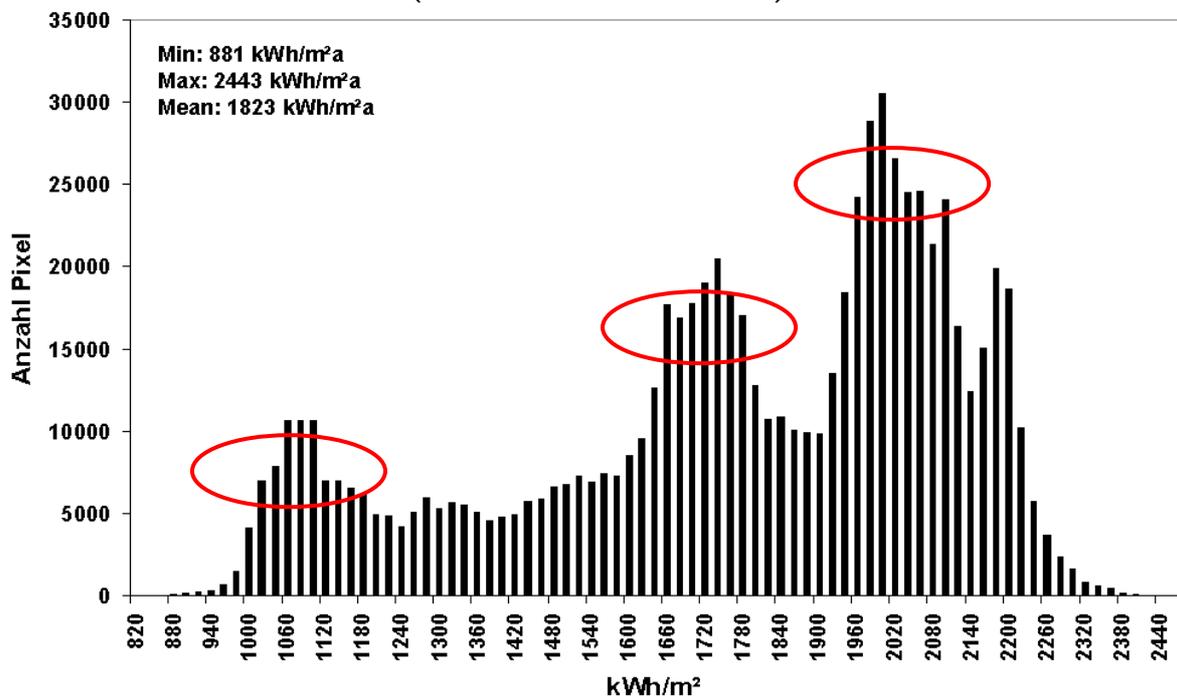
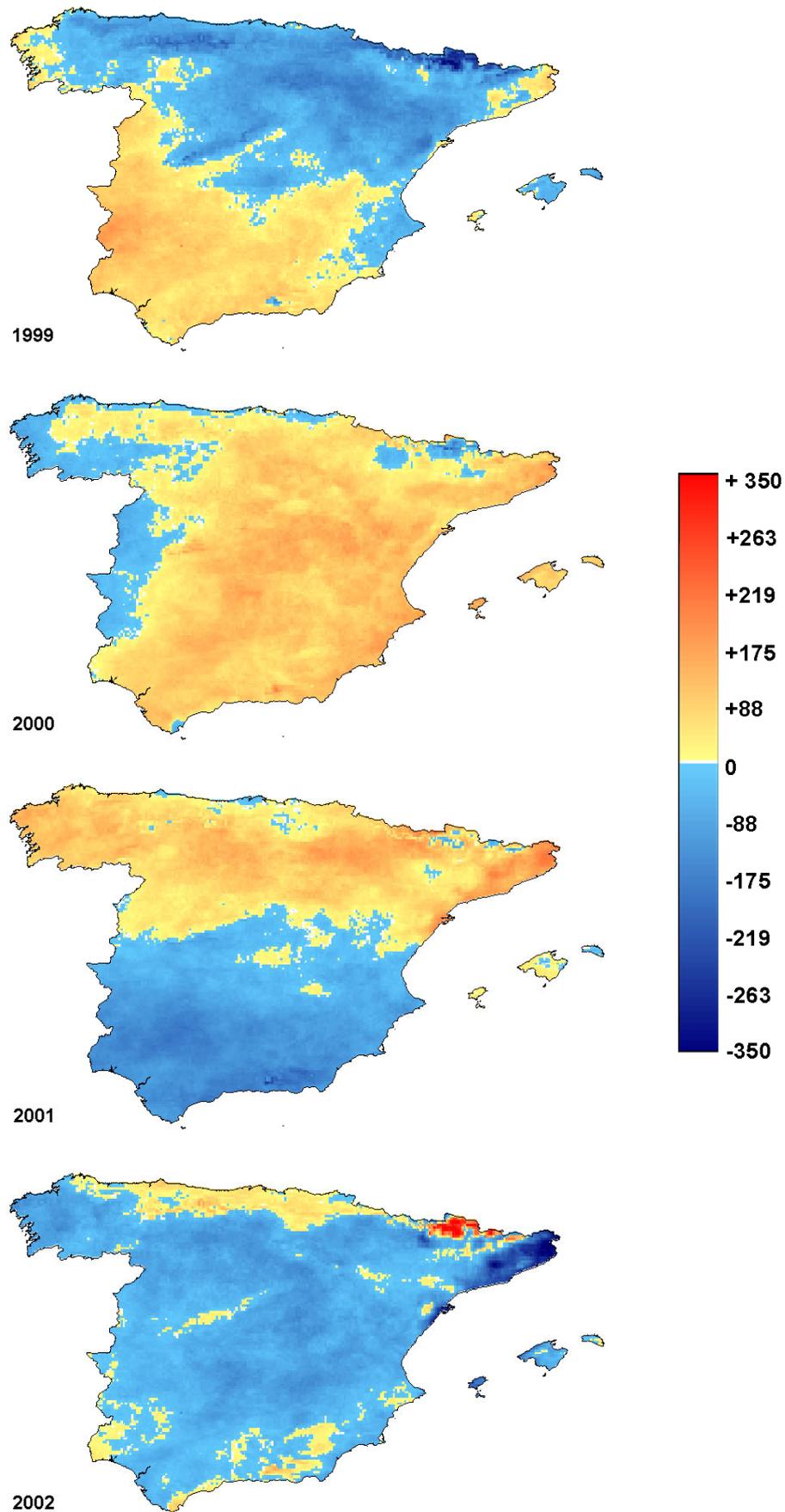


Abbildung 5.5: Jahressumme der DNI für Spanien in kWh/m²/Jahr für die gemittelte Jahressumme der Jahre 1999 bis 2002 mit entsprechender Häufigkeitsverteilung. In der Grafik des Sichtfeldes von Meteosat-7 (rechts oben) ist der Bereich gekennzeichnet, der für die Wolkenerkennung analysiert wurde (graues Rechteck).

Anhand der Karte und anhand der Häufigkeitsverteilung erkennt man 3 herausragenden Bereiche. Der Bereich mit den Werten um  $1100 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$  ist in der Karte lila/bläulich gekennzeichnet und befindet sich an der nördlichen Atlantikküste. Der zweite Bereich mit Werten um  $1750 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$ , in der Karte rötlich gehalten, erstreckt sich in der gesamten zonalen Ausdehnung unterhalb der bläulichen Werte bis etwa zum  $40.$  Breitengrad. Der dritte Bereich um  $2100 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$  liegt südlich davon und ist gelblich markiert. An dieser Verteilung erkennt man zum einen das leicht nachvollziehbare Süd-Nord-Gefälle der Strahlung, zum anderen erkennt man aber auch regionale Abweichungen, wie z.B. westlich von Girona, rund um den  $0.$  Längengrad. Dort liegt die mittlere jährliche Strahlungssumme bei  $2000 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$ , umgeben von Werte um  $1700 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$ , die in den Pyrenäen bis zu  $1000 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$  hinabreichen. Das Gebiet mit der höchsten Einstrahlung liegt an der Mittelmeerküste, wobei z.B. in Almeria, auf der Forschungsstation des DLR (Plataforma Solar de Almeria) Werte um die  $2200 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$  erreicht werden, westlich davon sogar bis über  $2400 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$ . Die mittlere Einstrahlungssumme liegt bei rund  $1820 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$ , die Einstrahlungswerte für Spanien reichen von rund  $880$  bis  $2440 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$ , was ein sehr großes Spektrum darstellt.

Aber nicht nur die mittlere jährliche Einstrahlung ist für die Planung von solarthermischen Kraftwerken von Bedeutung, sondern auch die Schwankung der Jahressumme der einzelnen Jahre. Für solch ein Analyse sind Differenzkarten hilfreich, die die Abweichung des untersuchten Jahres vom Jahresmittel (in diesem Fall 4-Jahresmittel) aufweisen. Für die Abbildung 5.6 wird der 4-Jahres-Mittelwert von den einzelnen Jahren subtrahiert. Blaue Werte zeigen eine niedrigere Jahressumme gegenüber dem Jahresmittel, rote eine höheren Jahressumme an. Interessant ist, dass es von Jahr zu Jahr zu Schwankungen im Bereich  $\pm 350 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$  kommen kann, was bei einer mittleren Jahressumme für Spanien von rund  $1820 \text{ kWh/m}^2/\text{Jahr}$  nahezu  $20 \%$  ausmacht. Da die maximalen Abweichung im Bereich der Pyrenäen liegt, wo die Jahressumme sehr gering ausfällt, ist der prozentuale Anteil noch höher (ca.  $30 \%$ ).

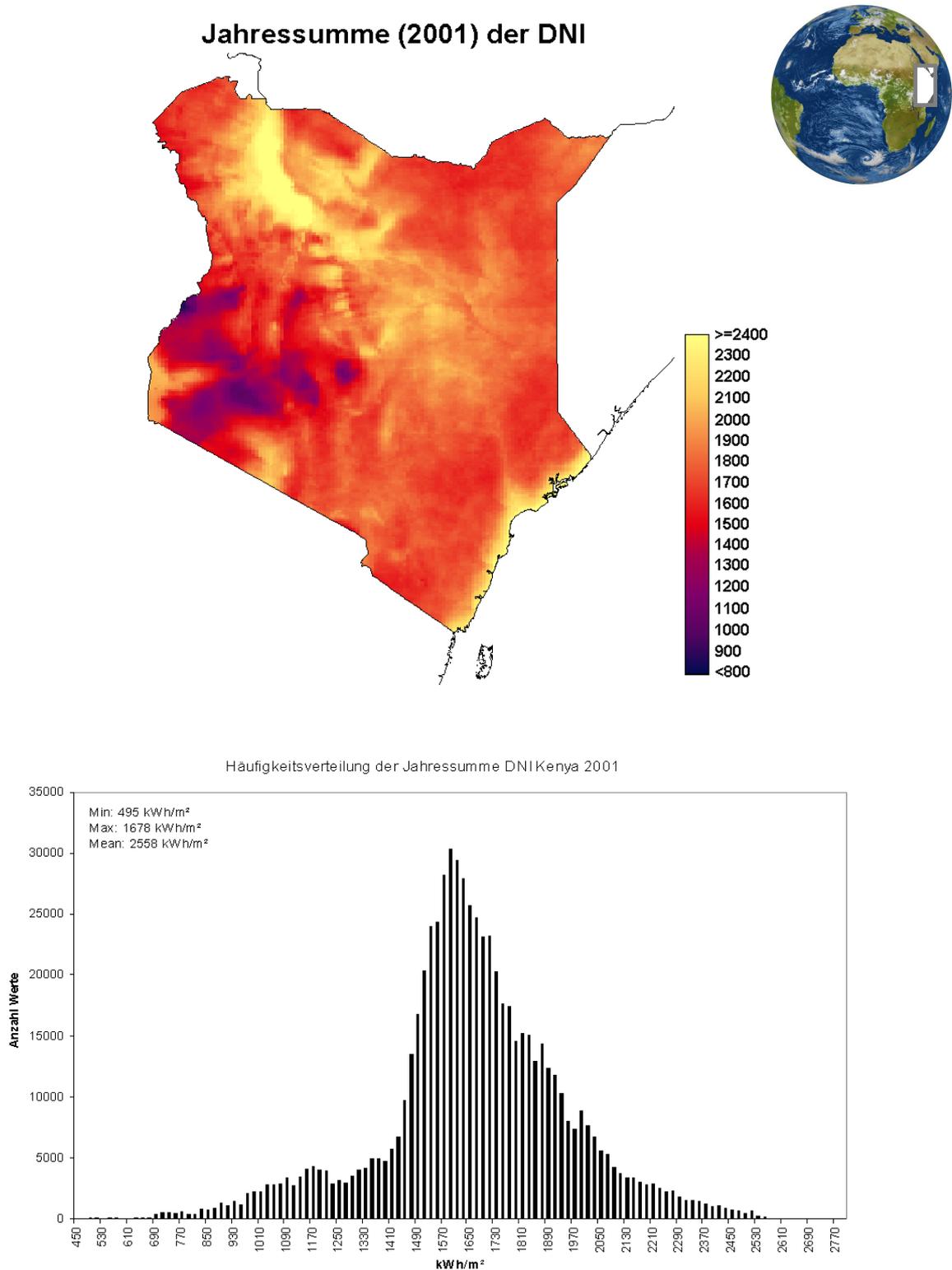


**Abbildung 5.6:** Differenzen der Jahressummen der DNI in kWh/m<sup>2</sup>/Jahr der Jahre 1999-2002 bezüglich des 4-Jahresmittel. Die Abbildungen zeigen die Differenzen *aktuelles Jahr minus Mittelwert*.

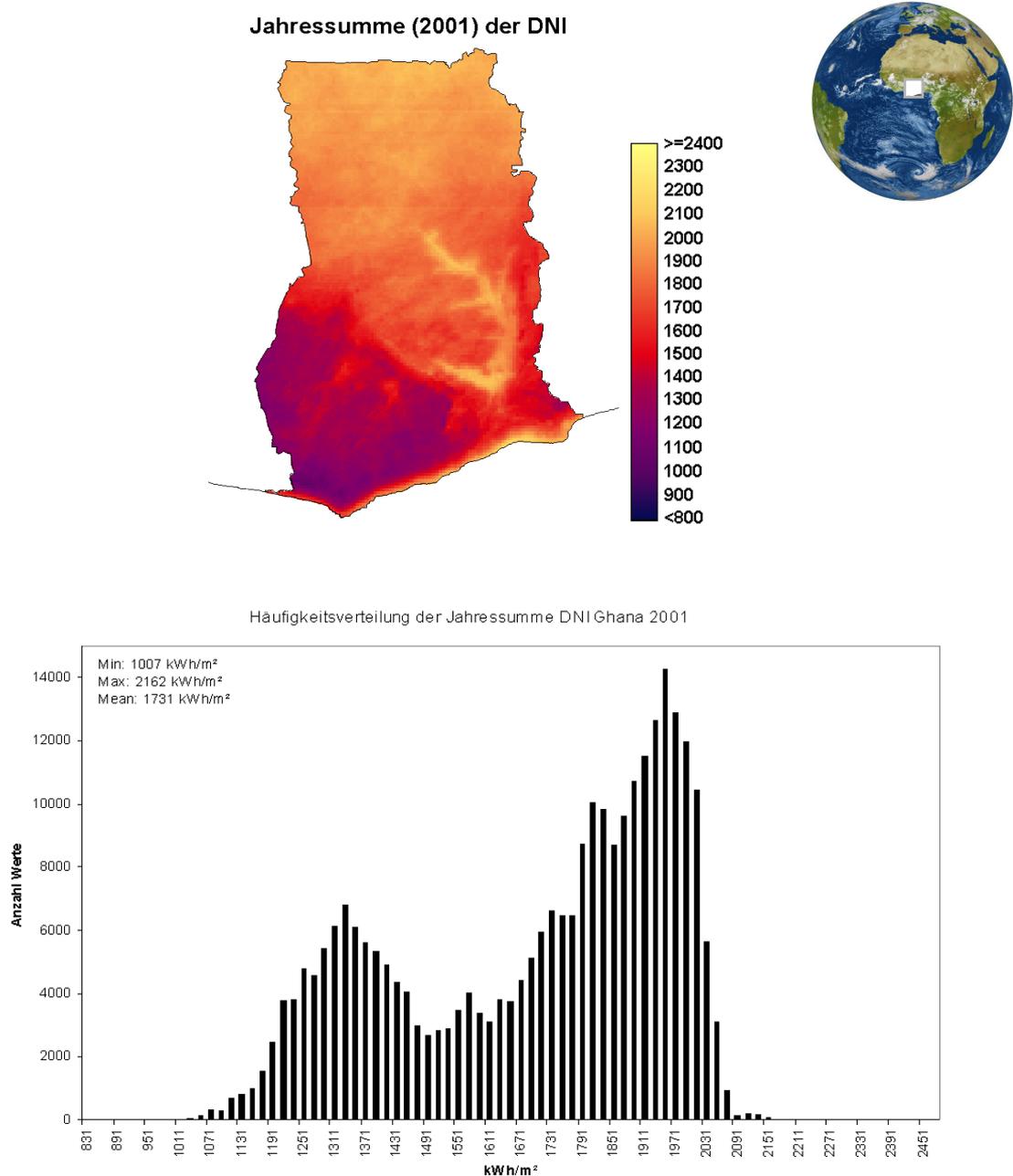
In Abbildung A12 in Anhang A sind als Beispiel die Monatssummen der DNI für das Jahr 2000 für Spanien dargestellt. Anhand diesen Abbildungen ist die Schwankung der Einstrahlung der einzelnen Monate untereinander und die Nord-Süd-Verteilung der Einstrahlungsverhältnisse ebenfalls sehr gut zu erkennen.

Um die Operationalität des Verfahrens zu testen, wurden für weitere Länder die Jahressummen basierend auf Stundenwerten berechnet. Dazu wurden aus dem Satellitenbild einzelne Fenster definiert und ausgeschnitten, in denen die Wolkenerkennung durchgeführt wurde. Der Ausschnitt ist in der jeweiligen Abbildung im Sichtbereich des Satellitenbildes als graues Kästchen dargestellt.

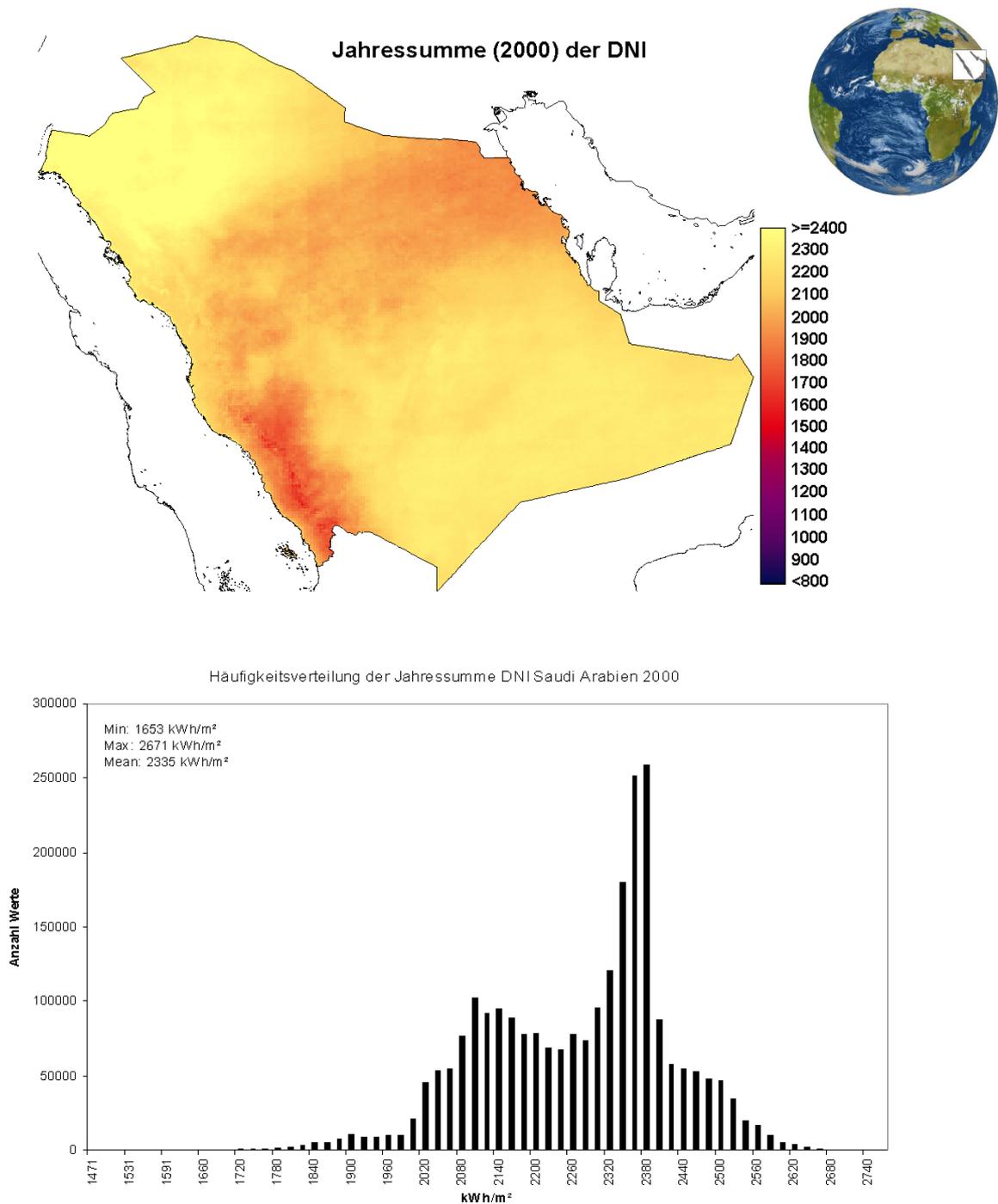
Abbildung 5.7 zeigt die Jahressumme der DNI für Kenia 2001, Abbildung 5.8 für Ghana 2001 und Abbildung 5.9 für Saudi-Arabien 2000. Zu den Karten, die zum besseren Vergleich zueinander in der gleichen Farbskala dargestellt sind, sind wieder jeweils die Häufigkeitsverteilungen der Jahressummen als Histogramm hinzugefügt. Interessant sind die unterschiedlichen Häufigkeiten der Werte. So besitzt z.B. Saudi-Arabien eine durchweg hohe Einstrahlung mit mittleren Werten um 2300 kWh/m<sup>2</sup>a. Dieses Land eignet sich außerordentlich gut für den Bau von Solarkraftwerken. Dort spielen allerdings politischen und wirtschaftliche Belange ein sehr große Rolle, die durchweg vom Export von Erdöl motiviert sind. Weiterhin sind Sandstürme ein ebenfalls nicht zu vernachlässigendes Standortkriterium.



**Abbildung 5.7:** Jahressumme der DNI für Kenia in kWh/m<sup>2</sup>/Jahr für das Jahr 2001 mit dazugehöriger Häufigkeitsverteilung. In der Grafik des Sichtfeldes von Meteosat-7 (rechts oben) ist der Bereich gekennzeichnet, der für die Wolkenerkennung analysiert wurde (graues Rechteck).

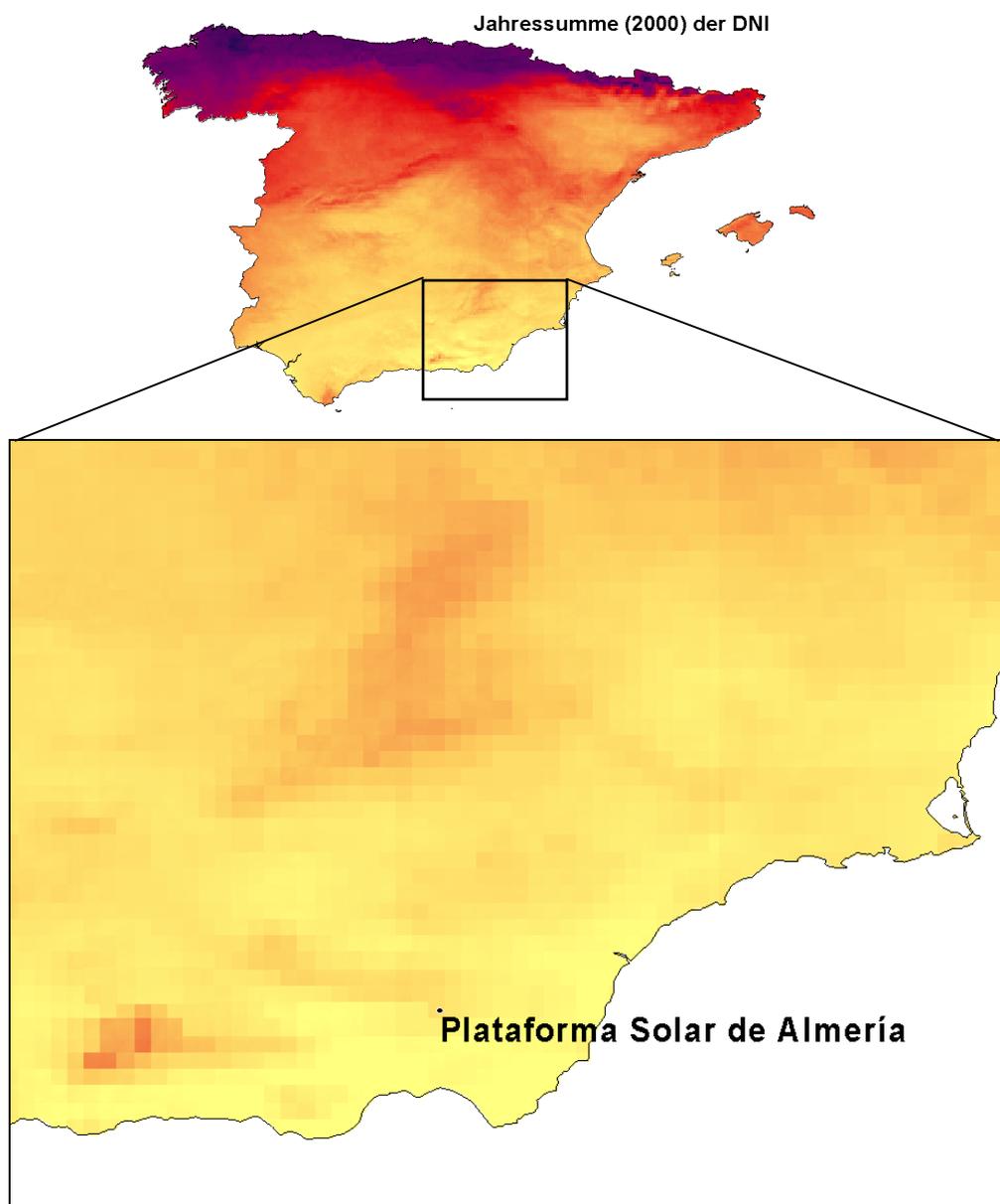


**Abbildung 5.8:** Jahressumme der DNI für Ghana in kWh/m<sup>2</sup>/Jahr für das Jahr 2001 mit dazugehöriger Häufigkeitsverteilung. In der Grafik des Sichtfeldes von Meteosat-7 (rechts oben) ist der Bereich gekennzeichnet, der für die Wolkenerkennung analysiert wurde (graues Rechteck).



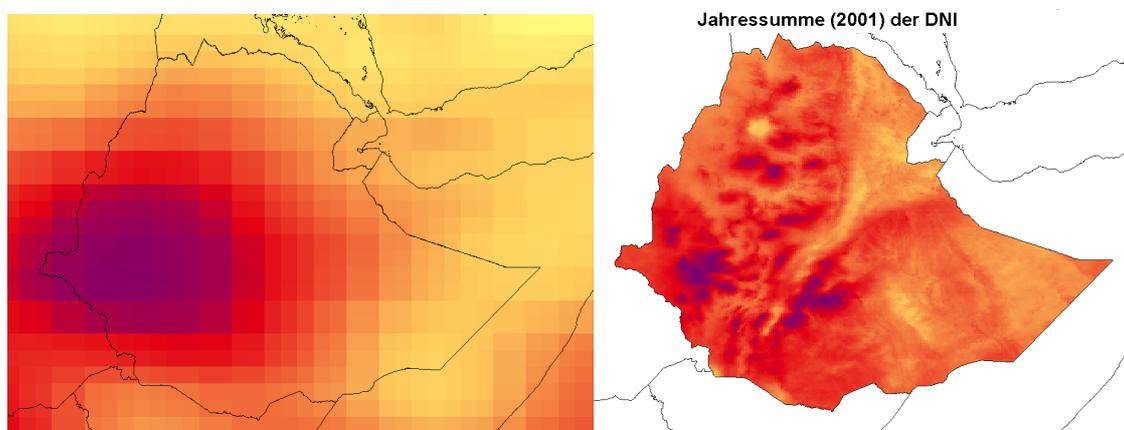
**Abbildung 5.9:** Jahressumme der DNI für Saudi Arabien in kWh/m<sup>2</sup>/Jahr für das Jahr 2000 mit dazugehöriger Häufigkeitsverteilung. In der Grafik des Sichtfeldes von Meteosat-7 (rechts oben) ist der Bereich gekennzeichnet, der für die Wolkenerkennung analysiert wurde (graues Rechteck).

Alle Karten liegen in einem digitalen GIS-Rasterformat (Idrisi-GIS) vor und können somit leicht weiterverarbeitet werden. Aufgrund der hohen räumlichen Auflösung (5 km Bewölkung, 1 km Geländehöhe) können kleinskalige Variabilitäten der DNI berücksichtigt werden. Als Beispiel wird ein Ausschnitt der Strahlungskarte für die Jahressumme für Spanien des Jahres 2000 vergrößert (siehe Abbildung 5.10). Im vergrößerten Ausschnitt ist der Standort Plataforma Solar de Almería eingetragen. Das schachbrettartige Muster spiegelt die Auflösung der verwendeten Meteosat-Daten (nominell 5 km x 5 km) wieder. Wird der Ausschnitt noch stärker vergrößert, ist das zugrunde liegende digitale Höhenmodell mit einer 1 km<sup>2</sup>-Auflösung zu erkennen, da die Geländehöhe mit in die Strahlungsrechnung einfließt. Aufgrund des Ausdruckes und der Farbpalette ist dies leider in der Abbildung nicht mehr exakt zu erkennen.

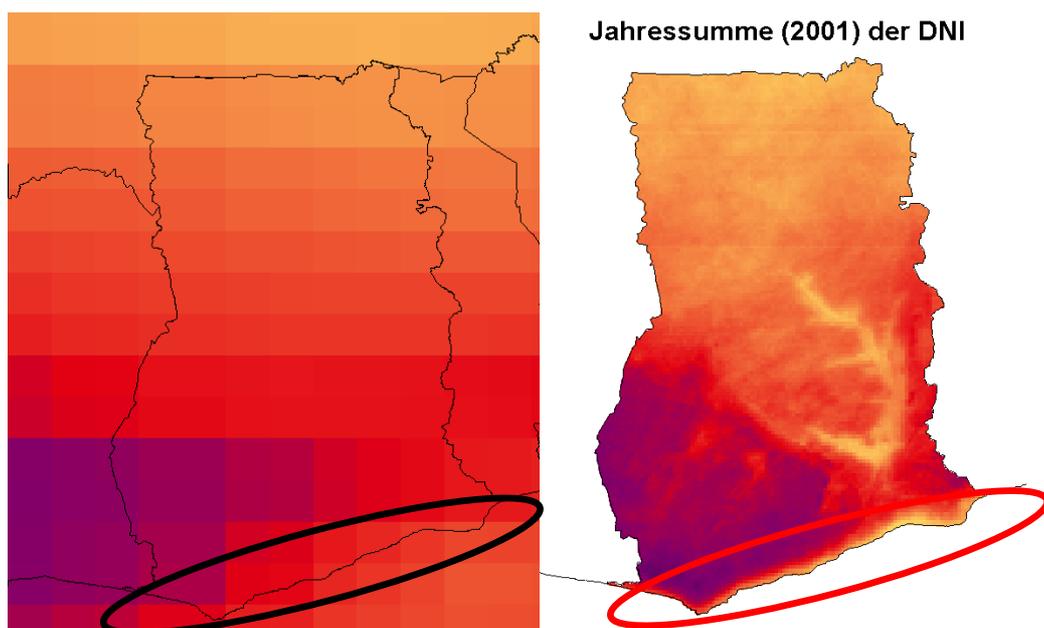


**Abbildung 5.10:** Beispiel der digitalen Karte am Beispiel der Jahressumme DNI 2000 für Spanien (oben) und dem vergrößerten südöstlichen Bereich mit dem Standort Almería.

In der Einleitung wurde auf verschiedene Strahlungsdatensätze mit unterschiedlicher räumlicher Auflösung hingewiesen. Abbildung 5.11 und Abbildung 5.12 sollen verdeutlichen, welche Mehrinformation aufgrund der Verwendung der hochaufgelösten Satellitendaten für eine Strahlungsanalyse gewonnen werden kann. Dazu sind in den Abbildungen links die Jahressumme der DNI (gemittelt aus den Jahren 1983-1992) aus den Datensätzen von ECMWF und NCEP/NCAR (CZISCH, 2000; KRONSHAGE, 2002) mit einer räumlichen Auflösung von  $1.125^\circ \times 1.125^\circ$  (für die Darstellung wurde die Auflösung auf  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  interpoliert) für die Länder Äthiopien und Ghana dargestellt. Rechts in den Abbildungen ist die Strahlungskarte des Jahres 2001, ermittelt mit dem hier vorgestellten Verfahren, gezeigt. Man erkennt, wie zum einen die grobe Struktur der niedriger aufgelösten Strahlungskarte wiedergegeben wird, zum anderen, wie kleinräumige Effekte eine starke Variabilität der Direktstrahlung verursachen, die nur in der höher aufgelösten Strahlungskarte wiedergegeben wird.



**Abbildung 5.11:** Berechnete Strahlungskarte der DNI 2001 für Äthiopien (rechts) und entsprechender Ausschnitt eines globalen DNI-Datensatzes (gemittelte Jahressumme) nach KRONSHAGE (2002), Datenbasis: CZISCH (2000) (links).



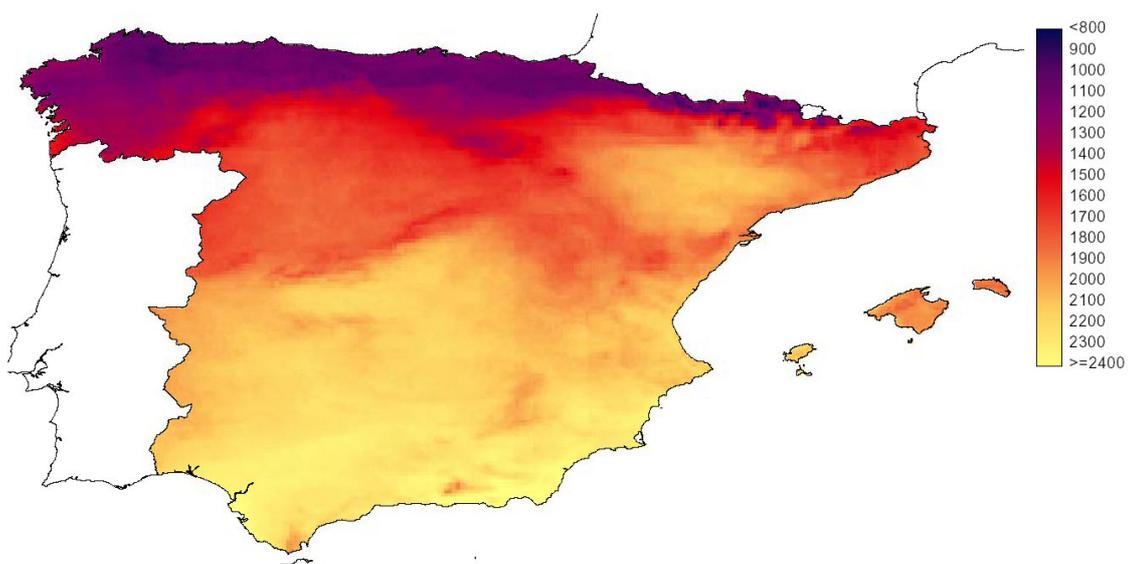
**Abbildung 5.12:** Berechnete Strahlungskarte der DNI 2001 für Ghana (rechts) und entsprechender Ausschnitt eines globalen DNI-Datensatzes (gemittelte Jahressumme) nach KRONSHAGE (2002), Datenbasis: CZISCH (2000) (links).

Sehr deutlich wird dies am Küstengebiet von Ghana. In der hochaufgelösten Strahlungskarte (Abbildung 5.12, rechts, rote Markierung) kann dort ein Streifen mit hoher Strahlung erkannt werden, der auf der niedriger aufgelösten Strahlungskarte (Abbildung 5.12, links) nicht wiedergegeben wird. Da Küstengebiete aufgrund der nahen Lage zu Kühlwasser und den meist dort vorhandenen besiedelten Gebieten und dem damit verbundenen Stromverbrauch ideale Standorte für Kraftwerke sind, können durch diese Strahlungsanalyse sehr gute Standorte detektiert werden.

Anhand obigen Abbildungen lässt sich erkennen, dass solche hochaufgelösten Strahlungskarten als Entscheidungshilfen für die Standortsuche (allein basierend auf den Einstrahlungsverhältnissen) zukünftiger Solarkraftwerke sehr nützlich sind. Ein weiteres Anwendungsgebiet eröffnet sich bei der Verwendung des Planungstools STEPS (siehe Kapitel 2). Dort werden die Strahlungsinformationen mit zusätzlichen geographischen Informationen verknüpft, um flächendeckende Standortanalysen zukünftiger Solarkraftwerke durchzuführen. Solche Analysen können zum einen zu Potentialabschätzungen verwendet werden, zum anderen können diese Analysen zu einer Klassifizierung potentieller Standorte beitragen (siehe Abbildung 2.4). Um die Anwendungsmöglichkeit solcher Strahlungskarten zu verdeutlichen, wird im folgenden eine Analyse des spanischen Festlands bezüglich der Abschätzung des Potentials für solarthermischen Energienutzung durchgeführt.

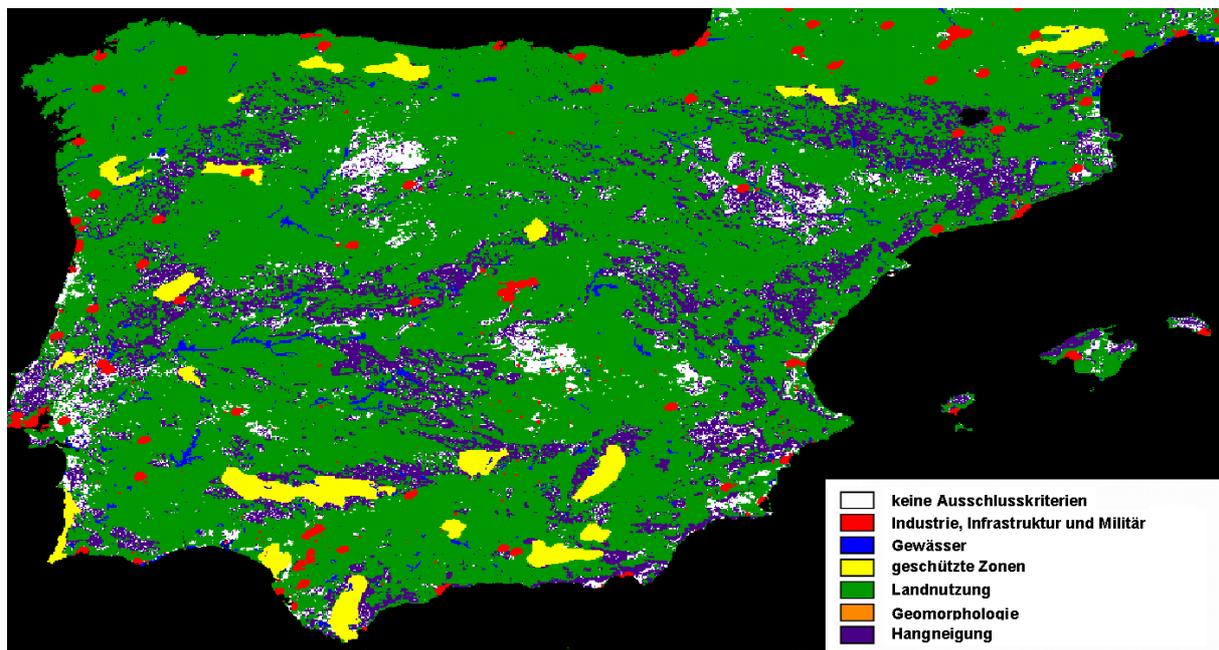
### 5.3 Anwendungsbeispiel mit dem Analysetool STEPS

Für Ausbaustrategien oder zur Auslegung von Förderprogrammen für Solarkraftwerke in einem Land ist z.B. das gesamte Einstrahlungspotential dieses Landes von Interesse. Dazu ist noch einmal in Abbildung 5.13 die jährliche Einstrahlung des 4-Jahresmittel in kWh/m<sup>2</sup>/Jahr abgebildet.



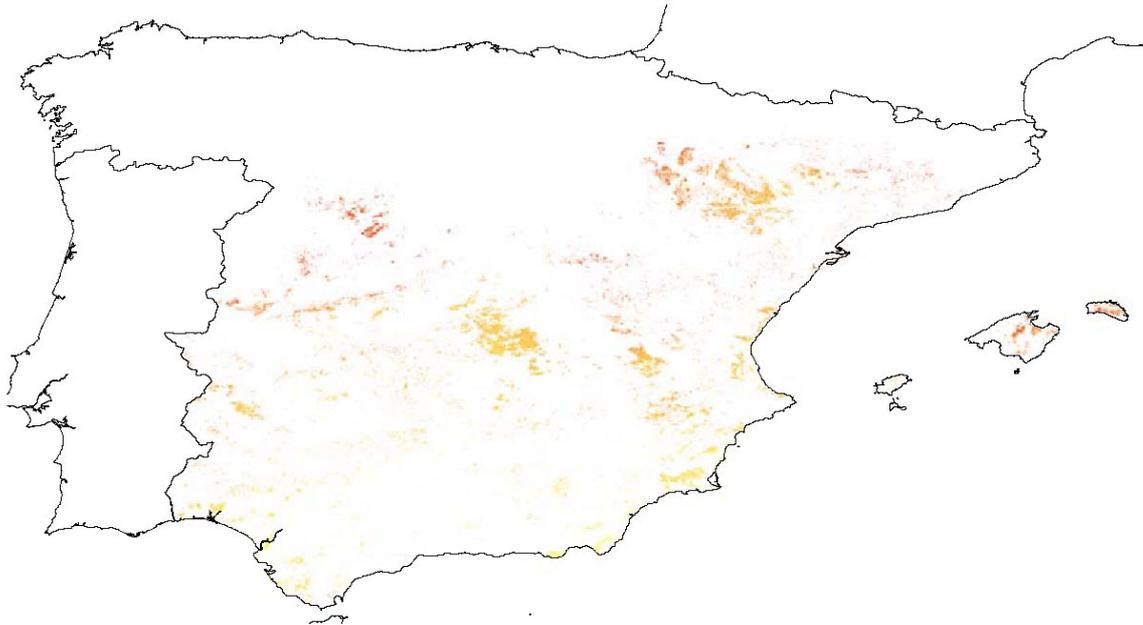
**Abbildung 5.13:** Jährliche Einstrahlung der Direkt-Normal-Strahlung im 4-Jahresmittel in kWh/m<sup>2</sup>/Jahr.

Solche Karten dienen als Ausgangsbasis für weitere Analysen: Möchte man das technische Potential für z.B. ein Parabolrinnenkraftwerk, welches zu Beginn der Arbeit in Abbildung 2.2 (rechts) dargestellt ist, ermitteln, so gelten für den zukünftigen Standort solcher Kraftwerke bestimmte Voraussetzungen, die erfüllt werden müssen. So sollte z.B. die Hangneigung einen gewisse Steigung nicht überschreiten, da es bei einer zu starke Neigung der Absorberrohre zu Schwierigkeiten beim Durchpumpen des Trägermediums führen würde. Ein weiteres einfaches Ausschlusskriterium wären z.B. auch Wasserflächen oder Naturschutzgebiete. Bei solch einer Analyse werden die verschiedenen Ausschlusskriterien zusammentragen und ebenfalls als digitale Karte aufbereitet. Eine Karte der Ausschlusskriterien für Spanien, die zwingend den Standort für solarthermische Kraftwerke ausschließen, ist in Abbildung 5.14 dargestellt.



**Abbildung 5.14:** Ausschlusskriterien für solarthermische Kraftwerke in Spanien.

Die weißen Flächen auf der Karte zeigen die Standorte, die prinzipiell für den Bau eines Solarkraftwerk aufgrund dieser Analyse geeignet sind. Um das tatsächliche technische Potential Spaniens für die Nutzung durch Parabolrinnenkraftwerke zu ermitteln, werden die Karten der Ausschlussmaske (Abbildung 5.14) und der Direkt-Normal-Strahlung (Abbildung 5.13) in einem Geographischen Informationssystem miteinander verknüpft. Das berechnete Ergebnisse würde dann die Jahressumme aller technisch möglichen Standorte aufweisen, wie in Abbildung 5.15 dargestellt.



**Abbildung 5.15:** natürliches Einstrahlungspotential Spaniens nach der Analyse mit den Ausschlusskriterien.

Das gesamte Energiepotential, also die Energiemenge, welche von Solarkraftwerken erzeugt werden würde, wenn diese auf den restlichen Flächen erbaut werden, lässt sich wie folgt ermitteln:

- 1.) Die berechnete Strahlungsjahressumme pro Quadratmeter wird mit der restlichen Landfläche, welche nicht unter die Ausschlusskriterien fällt, multipliziert. Das natürliche Einstrahlungspotential, welches in Abbildung 5.15 dargestellt ist, beträgt somit rund 38.000 TWh/Jahr.
- 2.) Würde man diese Flächen mit solarthermischen Kraftwerken bebauen, die einen solar-elektrischen Wirkungsgrad von 15 % und einen Landnutzungswirkungsgrad von 35 % (was dem Parabolrinnenkraftwerk entspricht) besitzen, dann würde das gesamte solar-elektrische Potential Spaniens rund 2.000 TWh/Jahr betragen. Zum Vergleich: Der gesamte Strombedarf Europas beträgt rund 3.000 TWh/Jahr, d.h. 2/3 dieses Bedarfs könnte rein theoretisch durch die hier dargestellte Fläche gedeckt werden.

Anhand dieser Karte ließe sich auch eine Ausbaustrategie entwickeln. Man würde zuerst die Flächen mit der höchsten Sonneneinstrahlung für den Bau von Solarkraftwerken verwenden und dann sukzessive die übrigen Flächen nutzen. Das Werkzeug STEPS ermöglicht noch ausführlichere Analysen, wenn z.B. ökonomische Kriterien wie Baukosten, Infrastrukturkosten und Vergütungsstrukturen eines Landes integriert werden. Bei den meisten Analysen ist allerdings die Kenntnis über die Einstrahlung Grundvoraussetzung. Für den zukünftigen Ausbau der erneuerbaren Energien liefern die Kenntnis der Solarstrahlung und die Verwendung solcher Analysewerkzeuge wertvolle Informationen für die Planungsphase.



## 6 Zusammenfassung und Ausblick

Die genaue Kenntnis der Direkt-Normal-Strahlung (DNI) ist eine Grundvoraussetzung für die Auslegung und Finanzierung zukünftiger konzentrierender Solarkraftwerke. Dabei werden zum einen flächendeckende Informationen der DNI für eine Potentialabschätzung und für die Detektion potentieller Standorte solcher Kraftwerke in einer Region benötigt, zum anderen sind stündliche Zeitreihen der DNI für mehrere Jahre ein wichtiger Eingabeparameter für die Simulation und Berechnung der Erträge solcher Kraftwerke an konkreten Standorten. Bodenmessungen der Direkt-Normal-Strahlung liegen in den potentiell interessanten Gebieten (Sonnengürtel der Erde) in der Regel nicht vor. Daher wurde in vorliegender Arbeit ein operationelles Verfahren zur Bestimmung der DNI entwickelt, das räumlich hochaufgelöste (5 km x 5 km) Karten und stündliche Zeitreihen der Direkt-Normal-Strahlung unabhängig von Bodenmessungen ermittelt. Dazu wurden Daten des geostationären Satelliten Meteosat für die Bewölkungsbestimmung und weitere Atmosphärendaten (Ozon, Wasserdampf und Aerosole) zur Berücksichtigung der wolkenfreien Atmosphäre verwendet.

Zu Beginn der Arbeit wurde das bisherige Basisverfahren vorgestellt und die Ergebnisse mit Bodenmessungen der DNI für die Region Saudi-Arabien verglichen. Der ermittelte relative Mean Bias Error (MBE) betrug 4.3 %, der relative Root Mean Square Error (RMSE) 36.1 % für Stundenwerte. Diese Werte sind gemittelte Werte über alle acht verglichenen Standorte. Aus der Analyse des Vergleichs ergaben sich zwei Schwerpunkte für die Verbesserung des Basisverfahrens:

Ein Schwerpunkt bestand in der Bewölkungserkennung aus Daten des Satelliten Meteosat. Um auch dünne Zirrenbewölkung, die im sichtbaren Kanal des Satelliten Meteosat nur schwer erkennbar ist jedoch einen erheblichen Einfluss auf die Direktstrahlung hat, zu berücksichtigen, wurde zusätzlich aus Daten des infraroten Kanals eine weitere effektive Bewölkungstransmission ermittelt. Diese und eine neu abgeleitete Transmissionsfunktion aus den VIS-Daten wurde in die Strahlungsberechnung mit eingebunden wurde. Im Basisverfahren wurden die Informationen aus dem infraroten und sichtbaren Kanal dagegen noch vermischt und basierten auf einfache lineare Übertragungsfunktionen.

Ein weiterer Schwerpunkt lag in der möglichst genauen Berücksichtigung der wolkenfreien Atmosphäre und somit von Aerosolen, welche die DNI in einem hohen Maße schwächen können. Mehrere globale Aerosoldatensätze wurden auf ihre Verwendbarkeit und Genauigkeit hin untersucht. Als Ergebnis wurde der Aerosoldatensatz des „Global Aerosol Climatology Project“ (GACP) ausgewählt, welcher in die Strahlungsberechnung eingebunden wurde.

Das modifizierte Verfahren wurde für mehrere Regionen angewandt. Es wurden mehrjährige stündliche Zeitreihen für drei Standorte in Spanien berechnet und mit Bodenmessungen verglichen. Der mittlere relative MBE (RMSE) konnte für diese spanische Standorte durch die Modifikationen von 26.5 % (59.6 %) auf 1.1 % (50.8 %) reduziert werden. Dieser geringe MBE ermöglicht eine genauere Abschätzung der zu erwarteten Erträge solarthermischer Kraftwerke und hilft somit, die Investitionsunsicherheit zu Beginn einer Kraftwerksplanung zu reduzieren. Als weiteres Ergebnis wurden hochaufgelöste Karten der DNI für Spanien, Ghana, Kenia und Saudi-Arabien für ausgesuchte Jahre erstellt. Der Gewinn an Mehrinformation aufgrund der höheren räumlichen Auflösung wurde im Vergleich mit einem geringer aufgelösten Datensatz am Beispiel Ghanas und Äthiopiens deutlich.

Die Strahlungsergebnisse und die Weiterentwicklung des Verfahrens dieser Arbeit fließen in zwei Projekte ein, die durch das DLR gefördert werden: zum einen das Projekt „Evaluation System for Solar Thermal Electric Power Stations“ (STEPS), in dem ein Planungstool für die Standortanalyse solarthermischer Kraftwerke kontinuierlich weiterentwickelt wird, zum anderen das Projekt „Solar Energy Mining“ (SOLEMI), das operationell, schnell und einfach Strahlungsinformationen für die Solarenergienutzung bereitstellen wird. Weiterhin werden Strahlungsdaten, die mit dem hier vorgestellten Verfahren ermittelt werden, für folgende Projekte zur Verfügung gestellt:

„Solar and Wind Energy Resource Assessment“ (SWERA), gefördert durch *UNEP/GEF*

„Solarthermische Kraftwerkstechnologie für den Schutz des Erdklimas“ (SOKRATES), *BMU*

„Skalierung des Euro-Trough“ (Skal-ET), *BMU*

Anhand dieser Arbeit konnten auch die Grenzen aufgezeigt werden, die bezüglich der verwendeten Satellitendaten bestehen:

Hinsichtlich der Aerosole ist es notwendig, räumlich und zeitlich höher aufgelöste Informationen über die Aerosol Optische Dicke (AOT) zu erhalten. Die derzeitigen modellierten Aerosoldatensätze und die momentan vorhanden Satelliten ermöglichen nur eine unzureichend genaue Bestimmung der AOT. Neue Satelliten wie ENVISAT werden zukünftig die Bestimmung der AOT verbessern. Zusammen mit modellierten Aerosoldaten wird es in Zukunft immer genauere Datensätze geben, die auch für die Bestimmung der Direktstrahlung genutzt werden können. Aktuelle Projekte wie das Projekt „Global Aerosol Model Intercomparison“ (AEROCOM) zielen in diese Richtung.

Bei der Bewölkungserkennung aus Meteosat erlaubt die geringe Anzahl Sensorkanäle keine genauere Erkennung der optischen Dicke der Bewölkung und somit der Wolkentransmission. Der Nachfolgesatellit Meteosat Second Generation (MSG) besitzt sowohl mehr Kanäle als auch eine räumlich ( $1 \times 1 \text{ km}^2$ ) und zeitlich (15 min) höhere Auflösung als Meteosat. Dies erlaubt eine genauere Bestimmung der Bewölkung und eine direkte Ableitung der Wolkentransmission. MSG sendet erst seit dem

29. Januar 2004 operationell Daten und kann daher noch nicht für die Bestimmung langer Zeitreihen verwendet werden. Neue Verfahren werden für die Auswertung der MSG-Daten bereits entwickelt (z.B. das Projekt HELIOSAT-3). Die Verwendung dieser neuen Daten ermöglicht eine nochmalige Verbesserung des hier vorgestellten Verfahrens.



## 7 Literatur

### Veröffentlichungen zur vorliegenden Arbeit

- BROESAMLE H., H. MANNSTEIN, C. SCHILLINGS AND F. TRIEB (2001): Assessment of Solar Electricity Potentials in North Africa based on Satellite Data and a Geographic Information System. *Solar Energy* **70** (1), 1-12.
- GEUDER N., F. TRIEB, C. SCHILLINGS, R. MEYER AND V. QUASCHNING (2003): Comparison of different methods for measuring solar irradiation data. 3rd International Conference on Experiences with Automatic Weather Stations. 19-21 February 2003, Torremolinos.
- HOYER C., C. SCHILLINGS, D. HEINEMANN, H. MANNSTEIN AND F. TRIEB (2002): Solar resource assessment and site evaluation using remote sensing methods. *Proc. of World Renewable Energy Congress VII*, Cologne, Germany.
- KRONSHAGE S., C. SCHILLINGS AND F. TRIEB (2002): Country analysis for solar-thermal power stations using remote sensing methods. *Proc. of World Renewable Energy Congress VII*, Cologne, Germany.
- QUASCHNING V., N. GEUDER, W. ORTMANN, F. TRIEB, C. SCHILLINGS, R. MEYER (2003): Determination of irradiation data for solar based energy generation. Presentation at *ISES Solar World Congress*, 2003, June 14-19, Göteborg, Sweden.
- SCHILLINGS C., E. B. PEREIRA, R. PEREZ, R. MEYER, F. TRIEB AND D. RENNÉ (2002): High resolution solar energy resource assessment within the UNEP-project SWERA. *Proc. of World Renewable Energy Congress VII*, Cologne, Germany.
- SCHILLINGS C., H. MANNSTEIN AND R. MEYER (2004a): Operational method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data. *Solar Energy* **76**, 475-484.
- SCHILLINGS C., R. MEYER AND H. MANNSTEIN (2004b): Validation of a method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data and application for the Arabian Peninsula. *Solar Energy* **76**, 485-497.

## Verwendete Literatur

AEROCOM (2003): <http://nansen.ipsl.jussieu.fr/AEROCOM/aerocomhome.html>

ACKERMANN I.J. (1997): MADE: Entwicklung und Anwendung eines Aerosol-Dynamikmodells für dreidimensionale Chemie-Transport-Simulationen in der Troposphäre, *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln*, edited by A. Ebel, M. Kerschgens, F. M. Neubauer, and P. Speth, Köln.

AL-ABBADI N.M., S.H. ALAWAJI, M.Y. BIN MAHFOODH, D.R. MYERS, S. WILCOX AND M. ANDERBERG (2002): Saudi Arabian solar radiation network operation data collection and quality assessment. *Renewable Energy* **25** (2), 219-234.

D'ALMEIDA G.A., P. KOEPKE AND E.P. SHETTLE (1991): Atmospheric aerosols: global climatology and radiative characteristics. A. Deepak Ed. Hampton, Virginia USA. 557 pages.

ANDERSON G.P., J.H. CHETWAND, J.M. THERIAULT, P. ACHARYA, A. BERK, D.C. ROBERTSON, F.X. KNEIZYS, M.L. HOKE, L.W. ABREU AND E.P. SHEETLE (1993): MODTRAN2: suitability for remote sensing. In Proc. of the Conference on Atmospheric Propagation and Remote Sensing II, Vol. 1968, KOHNLE A. AND W.B. MILLER (Eds.), 514-525, SPIE, Orlando.

ANTHIS A. I., L.W.B. HAYES, R.A. VAUGHAN AND A. CRACKNELL (1996): Classification of cloud complexity in severe weather conditions over the Ionian sea and the South-east dodecanese using meteosat data. *Int. J. Remote Sensing* **17** (14), 2857-2868

BA M.B., R. FROUIN, S.E. NICHOLSON AND G. DEDIEU (2001): Satellite-derived surface radiation budget over the African Continent. Part I: Estimation of downward solar irradiation and albedo. Part II: Climatologies of the various components. *J. of Climate* **14**, 45-76.

BARSCHE H., K. BILLWITZ UND H-R. BORK (Hrsg.) (2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie - Gotha.

BARTHELME N. (2000): Geoinformatik. Modelle, Strukturen, Funktionen.- 3. Erweiterte und aktualisierte Auflage, Berlin.

BATTLES J.F., F.J. OLMO, J. TOVAR AND L. ALADOS-ARBOLEDAS (2000): Comparison of cloudless sky parameterisation of solar irradiance at various spanish midlatitude locations. *Theoretical and Applied Climatology* **66**, 81-93.

BEYER H.G., C. CONSTANZO AND D. HEINEMANN, (1996): Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite data. *Solar Energy* **56**, 207-212.

BIRD R.E. AND R.L. HULSTROM (1981): Review, evaluation and improvement of direct irradiance models. *J. of Sol. Energy Engineering* **103**, 182-192.

BROESAMLE H. (2000): Solarthermische Kraftwerke -Potenzialabschätzung und Standortlokalisierung mit dem Expertensystem STEPS: Expert System for Solar Thermal Power Stations. *Material Umweltwissenschaften Vechta*. MUWV6. Dissertation Uni-Vechta.

BROESAMLE H., H. MANNSTEIN, C. SCHILLINGS AND F. TRIEB (2001): Assessment of Solar Electricity Potentials in North Africa based on Satellite Data and a Geographic Information System. *Solar Energy* **70** (1), 1-12.

- CANO D., J.M. MONGET, M. ALBUISSON, H. GUILLARD, N. REGAS, AND L. WALD (1986): A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy* **37**, 31-39.
- CHIN M., D.J. JACOB, G M. GARDNER, P.A. SPIRO, M. FOREMAN-FOWLER AND D.L. SAVOIE (1996): A global three-dimensional model of tropospheric sulfate. *J. Geophys. Res.* **101**, 18.667-18.690.
- CHIN M., R.B. ROOD, S.-J. LIN, J.F. MULLER AND A.M. THOMPSON (2000a): Atmospheric sulfur cycle in the global model GOCART: Model description and global properties. *J. Geophys. Res.* **105**, 24.671-24.687.
- CHIN M., D. SAVOIE, D. THORNTON, A. BANDY AND B. HUEBERT (2000b): Atmospheric sulfur cycle in the global model GOCART: Comparison with observations. *J. Geophys. Res.* **105**, 24.688-24.712.
- CHIN M., P. GINOUX, S. KINNE, B.N. HOLBEN, B.N. DUNCAN, R.V. MARTIN, J.A. LOGAN, A. HIGURASHI AND T. NAKAJIMA (2002): Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and sunphotometer measurements. *J. Atmos. Sci.* **59**, 461-483.
- CZISCH G. (2000): Startseite für den Zugang zu ausgewählten Solardaten und davon abgeleiteten Größen. ISET. ([http://www.iset.uni-kassel.de/abt/w3-w/Datenzugang/Solarenergie/solardaten\\_overview.html](http://www.iset.uni-kassel.de/abt/w3-w/Datenzugang/Solarenergie/solardaten_overview.html)).
- DESBOIS M, G. SEZE AND G. SZEJWACH (1982): Automatic classification of clouds on Meteosat imagery: Application to high-level clouds. *J. Appl. Meteorology* **21**, 401-412.
- DUMORTIER D. (1995): Modelling global and diffuse horizontal irradiances under cloudless skies with different turbidities, *Daylight II, JOUR2-CT92-0144, Final Report Vol 2*. Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat (ENTPE), France.
- DWD - Deutscher Wetterdienst (1987): Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst. Nr. 1, Allgemeine Meteorologie. Offenbach am Main.
- EBERL M. (2003): Entwicklung eines operationellen Verfahrens zur Berechnung der Abschattung in digitalen Höhenmodellen für die Bestimmung der solaren Direktstrahlung. Diplomarbeit, Universität Mannheim.
- FRANCA G.B. AND A.P. CRACKNELL (1995): A simple cloud masking approach using NOAA AVHRR daytime data for tropical areas. *Int. J. Remote Sensing* **16** (6), 1697-1705.
- FOUILLOUX A. AND J. IAQUINTA (1998): Assessment of clouds characteristics from satellite observations by means of self-organized neural networks. *Remote Sens. Environ.* **66** (1), 101-109.
- FRÖHLICH C. AND R.W. BRUSA (1981): Solar radiation and its variation in time. *Sol. Phys.* **74**, 209-251.
- FVS – FORSCHUNGSVERBUND SONNENERGIE (2002): Solare Kraftwerke. Publikation zur Jahrestagung des Forschungsverbunds Sonnenenergie vom 14.-15.120.2002 in Stuttgart.
- GAUTIER C.M., DIAK G. AND MASSE S. (1980): A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. Appl. Meteor.* **19**, 1005-1012.
- GEOGDZHAYEV I.V., M. MISHCHENKO, W. ROSSOW, B. CAIRNS AND A. LACS (2002): Global Two-Channel AVHRR Retrievals of Aerosol Properties over the Ocean for the Period of NOAA-9

- Observations and Preliminary Results Using NOAA-7 and NOAA-11 Data. *J. of Atmosph. Sc.* **59** (3), 262-278.
- GEUDER N., F. TRIEB, C. SCHILLINGS, R. MEYER AND V. QUASCHNING (2003): Comparison of different methods for measuring solar irradiation data. 3rd International Conference on Experiences with Automatic Weather Stations. 19-21 February 2003, Torremolinos.
- GINOUX P., M. CHIN, I. TEGEN, J. PROSPERO, B. HOLBEN, O. DUBOVIK AND S.-J. LIN (2001). Sources and global distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *J. Geophys. Res.* **106**, 20.255-20.273.
- GONZÁLES J.-A. (2000): Persönliche Kommunikation. (Departament de Física, Escola Politècnica Superior, Girona, Spain).
- GRÜTER W., H. GUILLARD, W. MÖSER, J.M. MONGET, W. PALZ, E. RASCHKE, R.E. REINHARDT, P. SCHWARZMANN, L. WALD (1986): Solar Radiation Data from Satellite Images, *Solar Energy R&D in the European Community*, Series F, Volume 4, D. Reidel Publishing Company for the Commission of the European Communities, 100 pages.
- GUEYMARD C. (1993): Critical analysis and performance assessment of clear-sky solar irradiance models using theoretical and measured data. *Solar Energy* **51** (2), 121-138.
- GUEYMARD, C. (2001): Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance. *Solar Energy* **71** (5), 325-346.
- GUEYMARD, C. (2003a): Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: Detailed theoretical performance assessment. *Solar Energy* **74**, 355-379.
- GUEYMARD, C. (2003b): Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part II: Validation with high quality measurements. *Solar Energy* **74**, 381-395.
- GUEYMARD, C. (2003c): Persönliche Kommunikation. (Solar Consulting Services, Bailey, CO 80421, USA)
- HAMMER A. (2000): "Anwendungsspezifische Solarstrahlungsinformationen aus Meteosat-Daten". *Dissertation*, Universität Oldenburg.
- HAMMER A., D. HEINEMANN, C. HOYER, R. KUHLEMANN, E. LORENZ, R. MUELLER AND H.G. BEYER (2003): Solar energy assessment using remote sensing technologies. *Remote Sensing of Environment*, **86** (3), 423-432.
- HASTINGS D.A. AND P.K. DUNBAR (1998): Development & Assessment of the Global Land One-km Base Elevation Digital Elevation Model (GLOBE). *International Society of Photogrammetry and Remote Sensing (ISPRS) Archives* **32** (4), 218-221.  
(<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml>)
- HESS M. (1998): Persönliche Kommunikation.  
(<http://www.lrz-muenchen.de/~uh234an/www/radaer/gads.html>)
- HOLBEN B.N., T.F. ECK, I. SLUTSKER, D. TANRÉ, J.P. BUIS, A. SETZER, E. VERMOTE, J.A. REAGON, Y.J. KAUFMAN, T. NAKAJIMA, F. LAVENU, I. JANKOWIAK AND A. SMIRNOV (1998): AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Env.* **66**, 1-16.
- HOLBEN B.N., D. TANRÉ, A. SMIRNOV, T.F. ECK, I. SLUTSKER, N. ABUHASSAN, W.W. NEWCOMB, J.S. SCHAEGER, B. CHTENET, F. LAVENU, Y.J. KAUFMAN, J. VANDE CASTLE, A. SETZER, B.

- MARKHAM, D. CLARK, R. FROUIN, R. HALTHORE, A. KARNELI, N.T. O'NEILL, C. PIETRAS, R.T. PINKER, K. VOSS AND G. ZIBORDI (2001): An emerging ground-based climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res.* **106** (D11), 12067-12097.
- HOLLMANN R. UND K. W. DAMMANN (1999): Literaturstudie über Verfahren zur Bestimmung der Strahlungsbilanz am Erdboden aus Satellitendaten. Externer Bericht des GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH. GKSS 99/E/15.
- HOYER C. (2003): Persönliche Kommunikation. (ehemals Universität Oldenburg, jetzt DLR-Stuttgart).
- HSU N.C., J.R. HERMAN, O. TORRES, B.N. HOLBEN, D. TANRÉ, T.F. ECK, A. SMIRNOV, B. CHATENET AND F. LAVENU (1999): Comparison of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol optical thickness: Results and applications. *J. of Geophys. Research* **104** (D6), 6.269-6.279.
- HUTCHINSON K.D. AND K.R. HARDY (1995): Threshold functions for automated cloud analysis of global meteorological satellite imagery. *Int. J. Remote Sensing* **16** (18), 3665-3680.
- HUTCHINSON K.D. AND N.J. CHOE (1996): Application of 1.38  $\mu\text{m}$  imagery for thin cirrus detection in daytime imagery collected over land surfaces. *Int. J. Remote Sensing*. **17** (17), 3325-3342.
- INEICHEN P. AND R. PEREZ (1999): Derivation of cloud index from geostationary satellites and application to the production of solar irradiance and daylight illuminance data. *Theoret. and Appl. Climatology* **64**, 119-130.
- IQBAL M. (1983): An introduction to solar radiation. Academic Press, Toronto.
- KALNAY E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K.C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, R. JENNE AND D. JOSEPH (1996): The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77** (3), 437-472.
- KASTEN F. (1966): A new table and approximate formular for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim. Ser. B*, Vol. **14**, 206-223.
- KAUFMANN Y.J., D. TANRÉ, L.A. REMER, E.F. VERMOTE, A. CHU AND B. HOLBEN (1997): Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectrometer. *J. of Geophys. Res.* **102** (D14), 17.051-17.967.
- KINNE S., B. HOLBEN, T. ECK, A. SMIRNOV, O. DUBOVIK, I. SLUTSKER, D. TANRÉ, G. ZIBOZDI, U. LOHMANN, S. GHAN, R. EASTER, M. CHIN, P. GINOX, T. TAKEMURA, I. TEGEN, D. KOCH, R. KAHN, E. VERMOTE, L. STOWE, O. TORRES, M. MISHCHENKO, I. GEOGDZHAYEV AND A. HIRAGUSHI (2001): How well do aerosol retrievals from satellites and representation in global circulation models match ground-based AERONET aerosol statistics. *Remote Sensing and Climate Modelling: Synergies and Limitations (Advances in Global Change Research. 7)*, edited by M.Beniston and M.M.Verstraete, Kluwer Academic Publishers, 103-158.
- KINNE S., U. LOHMANN, S. GHAN, R. EASTER, M. CHIN, P. GINOX, T. TAKEMURA, I. TEGEN, D. KOCH, M. HERZOG, J. PENNER, G. PITARI, B. HOLBEN, T. ECK, A. SMIRNOV, O. DUBOVIK, I. SLUTSKER, D. TANRÉ, O. TORRES, M. MISHCHENKO AND I. GEOGDZHAYEV (2003a): Monthly averages of aerosol properties: A global comparison among models, satellite data and AERONET ground data. *J. of Geophys. Res.*, **108** (D20). (*J. Geophys. Res.* 108, doi: 10.1029/2001JD001253, 2003)
- KINNE S. (2003b): Persönliche Kommunikation. (Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg)

- KLAIB H. UND F. STAIB (Hrsg.) (1992): Solarthermische Kraftwerke für den Mittelmeerraum. Band 2: Energiewirtschaft, Solares Angebot, Flächenpotenzial, Laststruktur, Technik und Wirtschaftlichkeit.- Berlin.
- KÖPKE P., M. HESS, I. SCHULT AND E.P. SHETTLE (1997): Global Aerosol Data Set. *Report No. 243 of the Max-Planck-Institut für Meteorologie*, Hamburg, ISSN 0937-1060.
- KRONSHAGE S. (2001): Standortanalyse für solarthermische Kraftwerke am Beispiel des Königreiches Marokko – Eine Weiterentwicklung des Planungsinstruments STEPS zur Durchführung detaillierter Länderstudien. Diplomarbeit. Universität Osnabrück.
- KRONSHAGE S., C. SCHILLINGS AND F. TRIEB (2002): Country analysis for solar-thermal power stations using remote sensing methods. *Proc. of World Renewable Energy Congress VII*, Cologne, Germany.
- KRONSHAGE S. UND F. TRIEB (2002): Berechnung von Weltpotenzialkarten. Externes Gutachten für den WBGU, Stuttgart: Unveröffentlichtes Manuskript.
- LIOUSSE C., J.E. PENNER, C. CHUANG, J.J. WALTON, H. EDDLEMAN AND H. CACHIER (1996): A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols. *J. Geophys. Res.* **101**, 19.411-19.432.
- MAYER B. (1999): I3RC phase 1 results from the MYSTIC Monte Carlo model. *Proc. of the I3RC workshop*, Tucson, Arizona.
- MANNSTEIN H., H. BROESAMLE, C. SCHILLINGS, F. TRIEB (1999): Using a METEOSAT cloud index to model the performance of solar-thermal power stations. *Procs. of Eumetsat Conference Copenhagen*, 239-246.
- MCPETERS R.D. , P. K. BHARTIA, A. J. KRUEGER, J. R. HERMAN, C. G. WELLEMAYER, C. J. SEFTOR, G. JAROSS, O. TORRES, L. MOY, G. LABOW, W. BYERLY, S. L. TAYLOR, T. SWISSLER AND R. P. CEBULA (1998): Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. *NASA Technical Publication 1998-206895*, National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC.
- MISHCHENKO M., J.E. PENNER AND D. ANDERSON (Ed.) (2002): Global Aerosol Climatology Project. Special Issue of Global Aerosol Climate, *J. of Atmospheric Science* **59** (3).
- MÖSER W. AND E. RASCHKE (1983): Mapping of global radiation and of cloudiness from METEOSAT data. *Meteorol. Rundschau* **36**, 33-41.
- MOHR M., P. SVOBODA UND H. UNGER (1999): Praxis solarthermischer Kraftwerke. Springer Verlag, Berlin.
- NREL (1993): User's Manual for SERI\_QC Software- Assessing the Quality of Solar Radiation Data. NREL/TP-463-5608. Golden, CO: National Renewable Energy Laboratory.
- PAGE J. (1996): "Algorithms for the Satellight programme", Technical Report for the second SATELLIGHT meeting in Bergen, Norway, June 1996.
- PENNER J.E., S.Y. Zhang, M. Chin, C.C. Chuang, J. Feichter, Y. Feng, I.V. Geogdzhayev, P. Ginoux, M. Herzog, A. Higurashi, D. Koch, C. Land, U. Lohmann, M. Mishchenko, T. Nakajima, G. Pitari, B. Soden, I. Tegen and L. Stowe (2002): A Comparison of Model- and Satellite-derived Aerosol Optical Depth and Reflectivity. Special Issue of Global Aerosol Climate, *J. of Atmospheric Science* **59** (3), 441-460.

- PEREZ R., P. INEICHEN, K. MOORE, M. KMIECIK, C. CHAIN, R. GEORGE AND F. VIGNOLA (2002): A new operational satellite-to-irradiance model - description and validation. *Solar Energy*, **73** (5), 307-317.
- PILKINGTON (1996): Statusbericht Solarthermische Kraftwerke. Pilkington Solar International GmbH. Köln.
- PINKER R.T. AND J.A. EWING (1985): Modelling surface solar radiation: Model formulation and validation. *J. Appl. Meteor.*, **24**, 389-401.
- QUASCHNING, V. (2001): Unstete Planungsgröße - Wo sie Daten für Sonneneinstrahlung finden. *Sonnenenergie*, Juni 2001, 24-27.
- QUASCHNING V., W. ORTMANN, R. KISTNER AND M. GEYER (2001): Greenius—a new simulation environment for technical and economical analysis of renewable independent power projects. ASME International Solar Energy Conference Solar Forum 2001. Washington DC, 22–25 April 2001, pp. 413– 417. Available from <http://www.greenius.net/en/start.html>.
- RIGOLLIER C., M. LEFÈVRE AND L. WALD (2001): Heliosat version 2. EU-project SODA: Integration and exploitation of networked solar irradiation Databases for environment monitoring. Deliverable No. D3.2. IST-1999-12245.
- SATTELIGHT: [www.satellite.com](http://www.satellite.com).
- SCHILLINGS C., H. MANNSTEIN AND R. MEYER (2004a): Operational method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data. *Solar Energy* **76**, 475-484.
- SCHILLINGS C., R. MEYER AND H. MANNSTEIN (2004b): Validation of a method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data and application for the Arabian Peninsula. *Solar Energy* **76**, 485-497
- SKARTVEIT A., J.A. OLSETH AND M.E. TUFT (1998): An hourly diffuse fraction model with correction for variability and surface albedo. *Solar Energy* **63**, 173-183.
- STUHLMANN R., M. RIELAND AND E. RASCHKE (1989): An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data. *J. of Appl. Meteorol.* **29**, 586-603.
- TEGEN I. AND I. FUNG (1995): Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *J. Geophys. Res.* **100**, 18.707-18.726.
- TEGEN I., P. HOLLRIG, M. CHIN, I. FUNG, D. JACOB AND J.E. PENNER (1997): Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results. *J. of Geophys. Research* **102**, 23.895-23.915.
- TORRES O., P.K. BHARTIA, J.R. HERMAN, A. SINYUK, P. GINOUX AND B. HOLBEN (2002): A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observations and comparison to AERONET measurements. *J. of Atmosph. Sc.* **59** (3), 398-413.
- TRENBERTH K. E. AND C. J. GUILLEMOT (1998): Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics* **14**, 213-231.
- U.S. DEPARTMENT OF COMMERCE (1976): U.S. Standard Atmosphere, 1976, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1976.

- WBGU - Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2003): Welt im Wandel – Energiewende zur Nachhaltigkeit. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- WILCOX S. UND AL-ABBADI N.M. (2002): Persönliche Kommunikation. (S. Wilcox: US National Renewable Energy Laboratory (NREL), N.M.Al-Abbadi: King Abdulaziz City for Science and Technology (KACST), Saudi-Arabien).
- WINTER C-J., R.L. SIZMANN AND L.L. VANT-HULL (Hrsg.) (1991): Solar power plants – Fundamentals, technology, system, economics. Springer Verlag, Berlin.
- WMO (1983): Report of the experts meeting on aerosols and their climate effects. Eds. A. Deepak and H.E. Gerber. WCP-55, WMO, Geneva, 107.
- WYSER K., W. O'HIROK, C. GAUTIER AND C. JONES (2002): Remote Sensing of surface solar irradiance with corrections for 3-D cloud effects. *Remote Sensing of Env.* **80**, 272-284.
- ZELENKA A., R. PEREZ, R. SEALS AND D. RENNÉ (1999): Effective Accuracy of Satellite-derived irradiance. *Theoretical and Applied Climatology* **62**, 199-207.

## 8 Datenquellen

### Bewölkungs-Daten

Alle in dieser Arbeit abgeleiteten Bewölkungsinformationen basieren auf den Daten des Satelliten Meteosat, copyright © EUMETSAT [<http://www.eumetsat.de>]. Zum einen wurden diese Daten vom Meteosat Archive and Retrieval Facility, Darmstadt (MARF) von EUMETSAT bezogen, zum anderen vom Datenarchiv des Deutschen Fernerkundungs Datenzentrum (DFD) [<http://www.caf.dlr.de/caf/institut/dfd/>].

### Aerosol-Daten

AERONET: Bodenmessungen der Aerosol Optischen Dicke stammen aus dem AERONET-Projekt.  
[<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>]

GACP (NASA-GISS): [<http://gacp.giss.nasa.gov/index.html>]

GADS: [[http://www.lrz-muenchen.de/~uh234an/www/radaer/gads\\_des.html](http://www.lrz-muenchen.de/~uh234an/www/radaer/gads_des.html)]

GOCART: [<http://code916.gsfc.nasa.gov/People/Chin/gocartinfo.html>]

TOMS: [<http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols/aot.html>]

MODIS-TOMS: Assimilierte Daten von TOMS und MODIS stammen von Stefan Kinne am Max Planck Institut für Meteorologie in Hamburg (Kinne@dkrz.de)

### Wasserdampf-Daten

NCEP/NCAR: NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA  
[<http://www.cdc.noaa.gov/>]

### Ozon-Daten

TOMS: NASA/GSFC TOMS Ozone Processing Team [<http://toms.gsfc.nasa.gov/>]

### Digitale Geländemodelle

USGS U.S. Geological Survey [[http://rockyweb.cr.usgs.gov/elevation/dpi\\_dem.html](http://rockyweb.cr.usgs.gov/elevation/dpi_dem.html)]

SRTM DLR [<http://www.dfd.dlr.de/srtm/>]

### Bodenmessungen der Direkt-Normalstrahlung

Saudi-Arabien: Die Bodenmessungen für den Vergleich des Basisverfahrens in Kapitel 3 stammen aus dem "New Energy Project" des King Abdulaziz City for Science and Technology (KACST) in Riyadh, Saudi Arabia und dem US National Renewable Energy Laboratory (NREL). [[http://rredc.nrel.gov/solar/new\\_data/Saudi\\_Arabia/](http://rredc.nrel.gov/solar/new_data/Saudi_Arabia/)]

Spanien: Für den Vergleich in Kapitel 4 wurden Bodenmessungen aus Almería von der Plataforma Solar de Almería, aus Guadix und Penarroya. Die Daten wurden innerhalb der Projekte Skal-ET (Skalierung des Euro-Trough) und SOKRATES (Solarthermische Kraftwerkstechnologie für den Schutz des Erdklimas) des Bundesministeriums für Umwelt BMU aufbereitet und zur Verfügung gestellt.

### Strahlungsdatensätze

NASA-SSE: „Surface Solar Energy“ – Datensatz der NASA, mit einer räumlichen Auflösung von  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , interpoliert auf  $1^\circ \times 1^\circ$ , Monatswerte.  
[<http://eosweb.larc.nasa.gov/cgi-bin/sse/sse.cgi?na+s01#s01>]

NREL-CSR: „Climatological Solar Radiation“ - Datensatz von NREL mit einer nominellen  $40 \text{ km} \times 40 \text{ km}$  Auflösung, 3-Stundenwerte.  
[<http://www.nrel.gov>]

ECMWF / NCEP/NCAR: Strahlungsdatensatz aufbereitet von CZISCH (2000) basierend auf Reanalyse-Daten des ECMWF und NCEP/NCAR mit einer Auflösung von  $120 \text{ km} \times 120 \text{ km}$ , 3-Stundenwerte.  
[[http://www.iset.uni-kassel.de/abt/w3-w/Datenzugang/Solarenergie/solardaten\\_overview.html](http://www.iset.uni-kassel.de/abt/w3-w/Datenzugang/Solarenergie/solardaten_overview.html)]

SWERA: „Solar and Wind Energy Resource Assessment“, gefördert von UNEP und GEF, verknüpft u.a. Strahlungsdatensätze unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung, um für ausgewählte Länder qualitativ hochwertige Informationen über solare Energieressourcen bereitzustellen.  
[<http://swera.unep.net/>]

Die Ergebnisse dieser Arbeit fließen u.a. in die DLR-Projekte STEPS und SOLEMI ein.

STEPS: Für den Bezug von Standortanalysen mit dem Computer-Tool STEPS (Evaluation System for Solar Thermal Electric Power Stations) sei auf [[www.dlr.de/stepps](http://www.dlr.de/stepps)] verwiesen.

SOLEMI: „Solar Energy Mining“: Satellitengestützte Strahlungsdaten können unter [[www.solemi.com](http://www.solemi.com)] bezogen werden.



## Anhang A

Temp [k]	Rad [Wm <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> ]								
170	0.667	171	0.697	172	0.727	173	0.758	174	0.789
175	0.822	176	0.856	177	0.891	178	0.927	179	0.964
180	1.002	181	1.04	182	1.08	183	1.122	184	1.164
185	1.207	186	1.251	187	1.297	188	1.344	189	1.392
190	1.441	191	1.491	192	1.542	193	1.595	194	1.649
195	1.704	196	1.761	197	1.818	198	1.877	199	1.938
200	1.999	201	2.062	202	2.127	203	2.192	204	2.259
205	2.328	206	2.397	207	2.468	208	2.541	209	2.615
210	2.69	211	2.767	212	2.846	213	2.925	214	3.007
215	3.089	216	3.174	217	3.259	218	3.347	219	3.435
220	3.526	221	3.617	222	3.711	223	3.806	224	3.902
225	4	226	4.1	227	4.201	228	4.304	229	4.408
230	4.514	231	4.622	232	4.731	233	4.842	234	4.955
235	5.069	236	5.185	237	5.302	238	5.422	239	5.542
240	5.665	241	5.789	242	5.915	243	6.043	244	6.172
245	6.303	246	6.436	247	6.57	248	6.706	249	6.844
250	6.983	251	7.125	252	7.268	253	7.412	254	7.559
255	7.707	256	7.857	257	8.009	258	8.162	259	8.317
260	8.474	261	8.633	262	8.793	263	8.955	264	9.119
265	9.285	266	9.453	267	9.622	268	9.793	269	9.966
270	10.141	271	10.317	272	10.495	273	10.675	274	10.857
275	11.04	276	11.225	277	11.412	278	11.601	279	11.792
280	11.984	281	12.178	282	12.374	283	12.572	284	12.772
285	12.973	286	13.176	287	13.381	288	13.587	289	13.796
290	14.006	291	14.218	292	14.432	293	14.647	294	14.864
295	15.083	296	15.304	297	15.527	298	15.751	299	15.977
300	16.205	301	16.435	302	16.666	303	16.899	304	17.134
305	17.371	306	17.609	307	17.849	308	18.091	309	18.335
310	18.58	311	18.828	312	19.076	313	19.327	314	19.579
315	19.833	316	20.089	317	20.347	318	20.606	319	20.867
320	21.13	321	21.394	322	21.66	323	21.928	324	22.198
325	22.469	326	22.742	327	23.016	328	23.293	329	23.571
330	23.85	331	24.132	332	24.415	333	24.699	334	24.986
335	25.274	336	25.564	337	25.855	338	26.148	339	26.443
340	26.739	341	27.037	342	27.337	343	27.638	344	27.941
345	28.245	346	28.552	347	28.859	348	29.169	349	29.48
350	29.792	351	30.107	352	30.422	353	30.74	354	31.059
355	31.379	356	31.702	357	32.025	358	32.351	359	32.678
360	33.006	361	33.336	362	33.668	363	34.001	364	34.336
365	34.672	366	35.01	367	35.349	368	35.69	369	36.032

**Tabelle A1:** Strahl-dichte-Temperatur-Konversionstabelle für den IR1-Kanal des Meteosat-7. Planck Funktion gewichtet mit Filterfunktion (90 K) für Meteosat-7 IR1 Kanal. (Quelle: EUMETSAT)

Channel	Meteosat-2	Meteosat-3	Meteosat-4	Meteosat-5	Meteosat-6	Channel	Meteosat-7
IR: A	6.1401	6.1694	6.73	6.7348	6.7615	IR2: A	6.9618
IR: B	-1267	-1262.7	-1272.2	-1272.2	-1267.2	IR2: B	-1255.5465
WV: A	8.7698	8.8812	9.0921	9.2361	9.1124	WV1: A	9.2477
WV: B	-2180.5	-2167.9	-2255.7	-2266.7	-2264.9	WV1: B	-2233.4882

**Tabelle A2:** Regressionskoeffizienten  $A$  und  $B$  des jeweiligen Meteosat-Satelliten und der jeweiligen Sensoren. Die Koeffizienten beziehen sich auf IR 1 für Meteosat-1 bis Meteosat-6 und auf WV2 für Meteosat-4 bis Meteosat-6. Meteosat-2 and Meteosat-3 besitzen nur einen Sensor im Wasserdampf-Kanal. Die Koeffizienten für Meteosat-7 gelten für den IR2 und WV1 Sensor. (Quelle: EUMETSAT)

Station	MBE (%)	RMSE (%)
Barrow	1.8	3.3
Billings-A	1.9	2.3
Billings-C	0.8	1.5
Bondville	-3.8	5.5
Mauna Loa	-1.3	1.9
Solar Village	-1.2	1.7
Gemittelt	-0.1	3.0

**Tabelle A3:** Relativer MBE und RMSE für das verwendete Basisverfahren aus Vergleichen mit Bodenmessungen nach Gueymard (2003b).

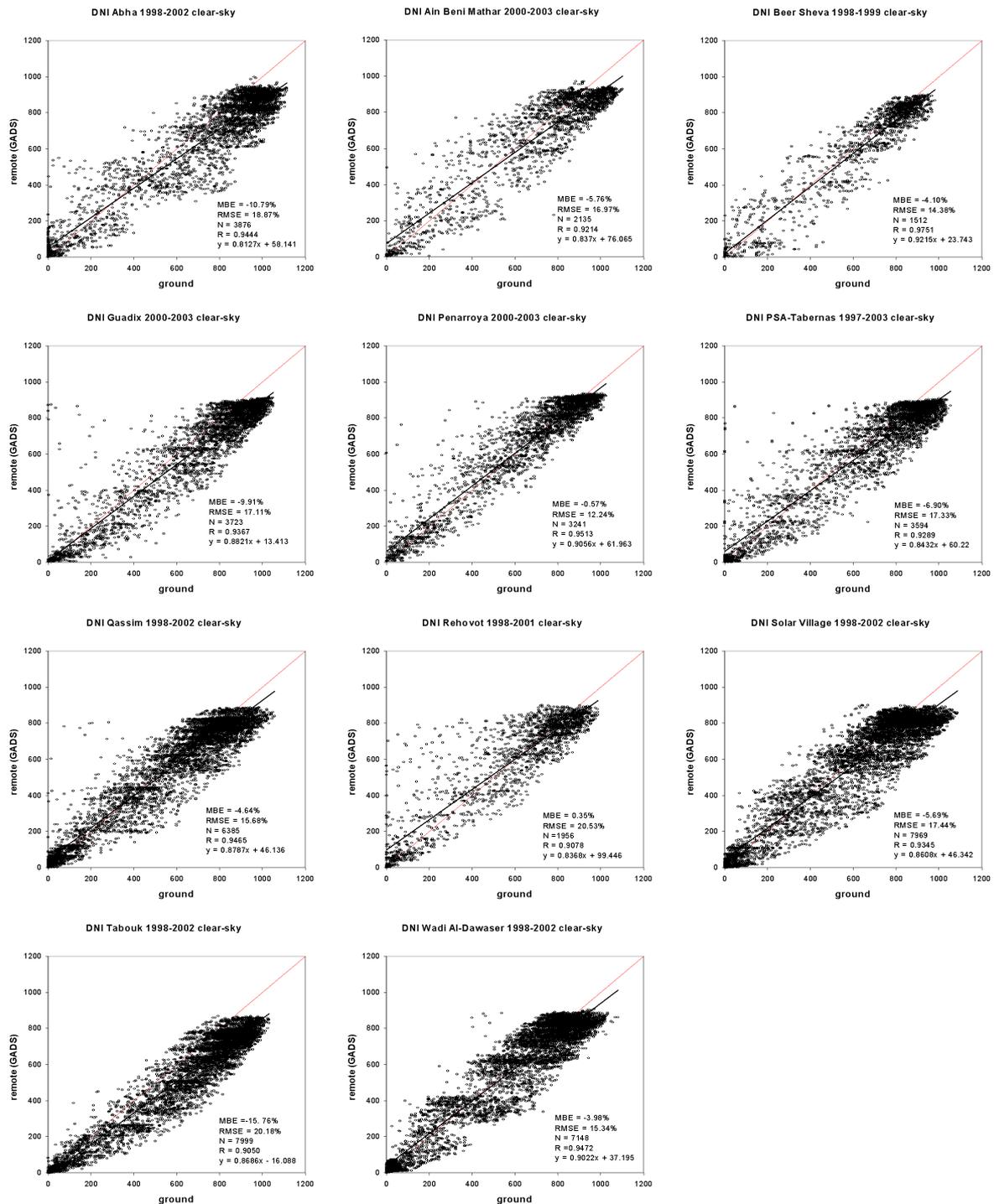


Abbildung A4: Vergleich der berechneten DNI, ermittelt unter Verwendung des Aerosoldatensatz GADS, mit gemessener DNI von elf Stationen für wolkenfreie Tage.

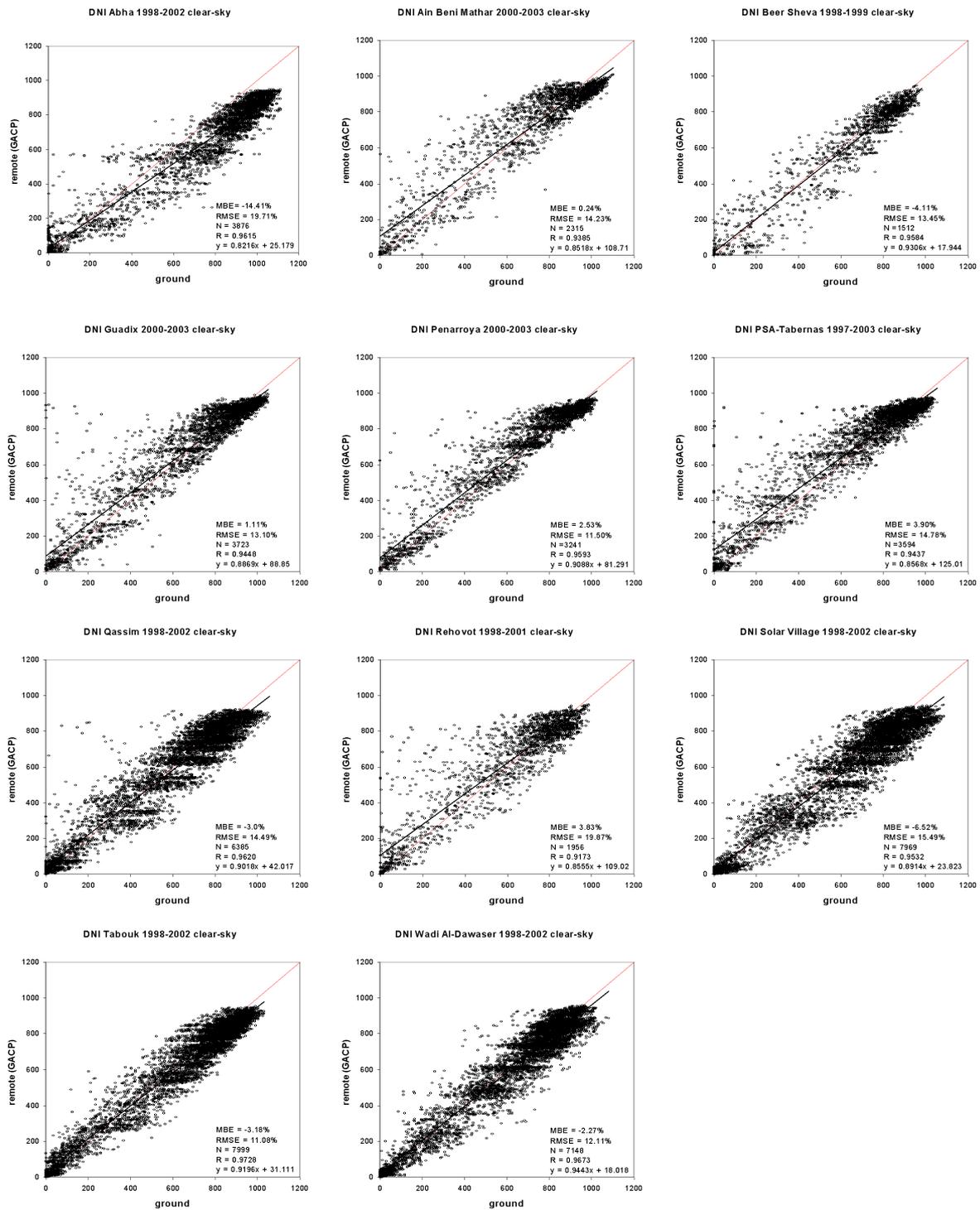


Abbildung A5: Vergleich der berechneten DNI, ermittelt unter Verwendung des Aerosoldatensatz GACP, mit gemessener DNI von elf Stationen für wolkenfreie Tage.

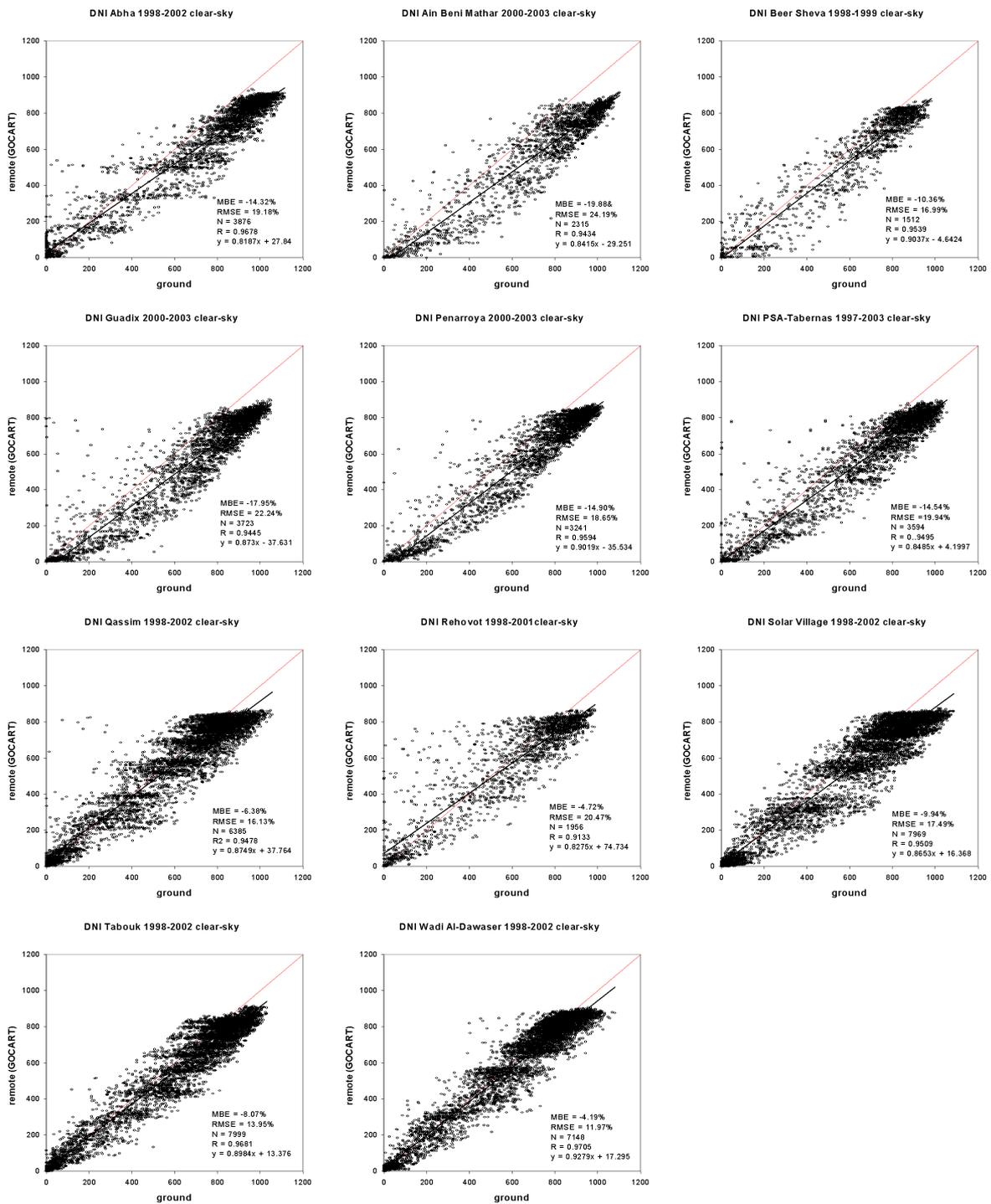


Abbildung A6: Vergleich der berechneten DNI, ermittelt unter Verwendung des Aerosoldatensatz GOCART, mit gemessener DNI von elf Stationen für wolkenfreie Tage.

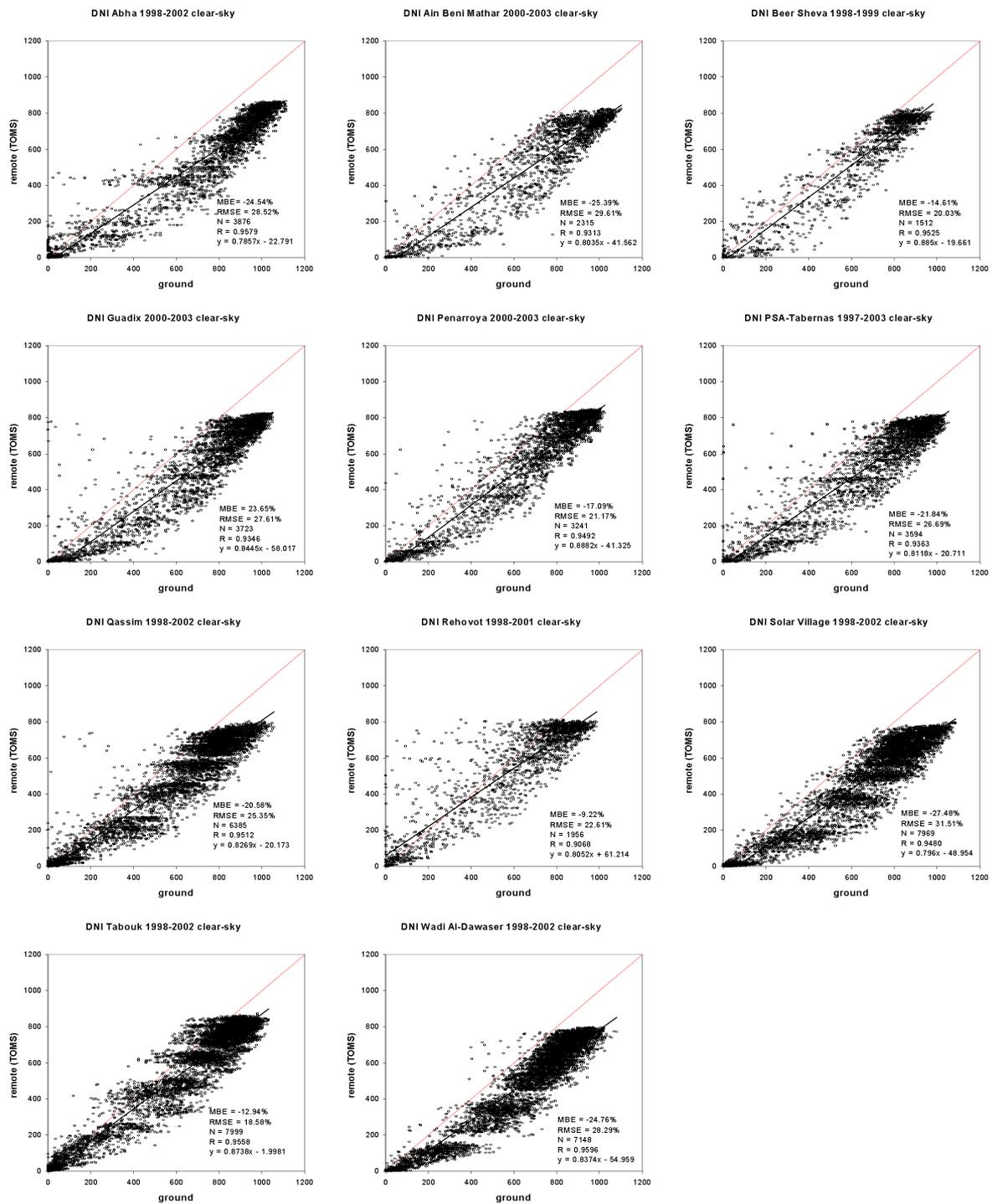


Abbildung A7: Vergleich der berechneten DNI, ermittelt unter Verwendung des Aerosoldatensatz TOMS, mit gemessener DNI von elf Stationen für wolkenfreie Tage.

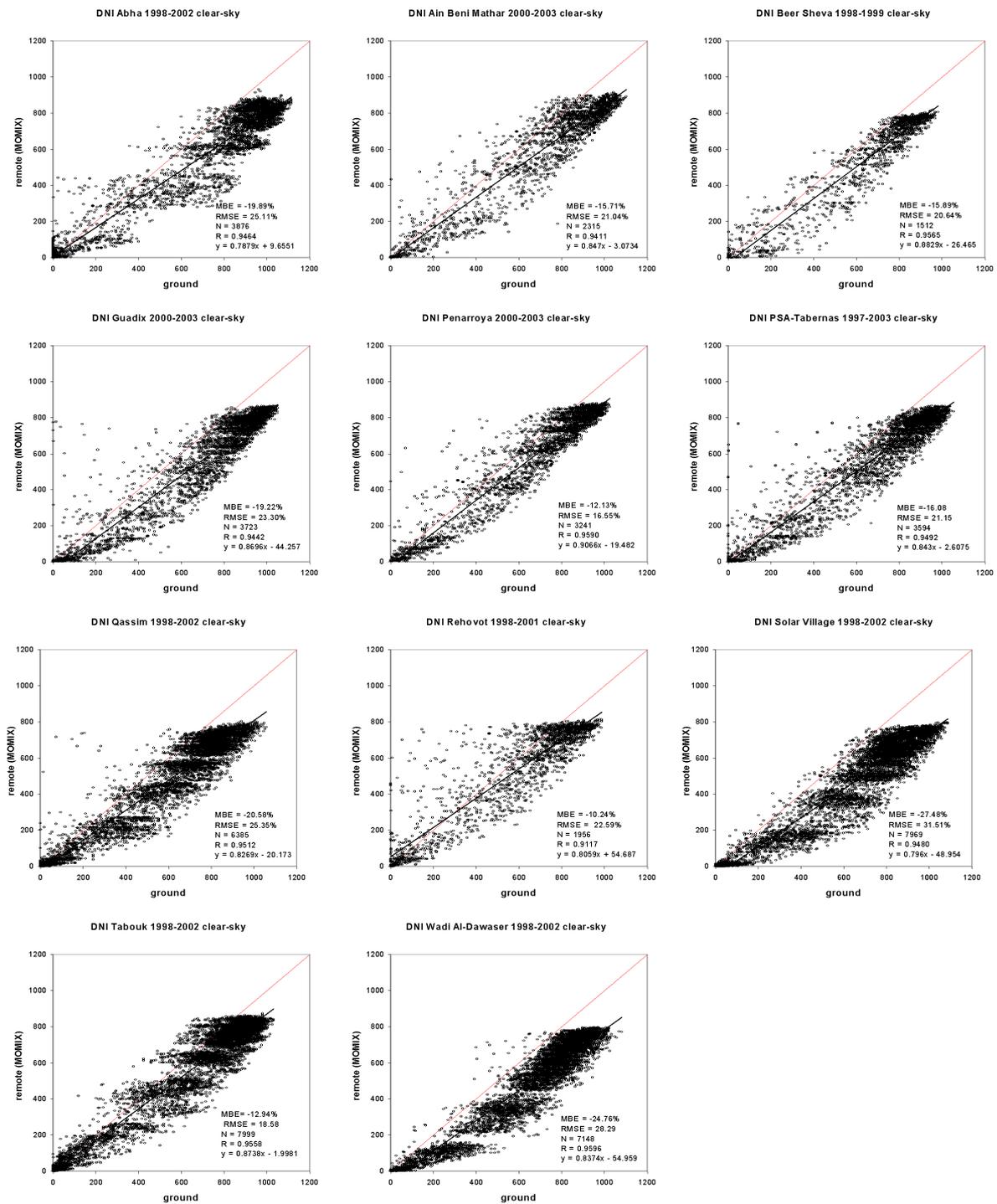
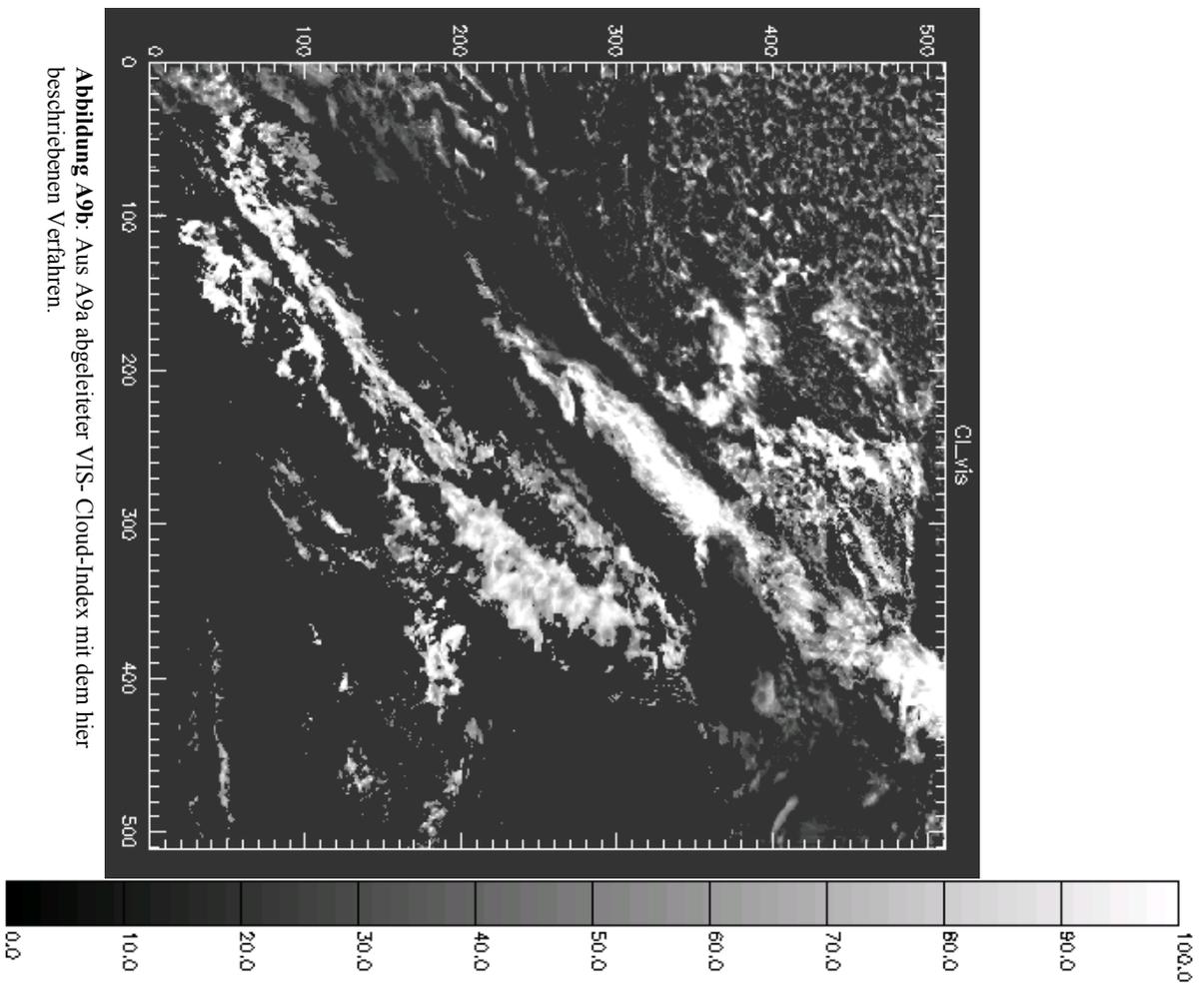
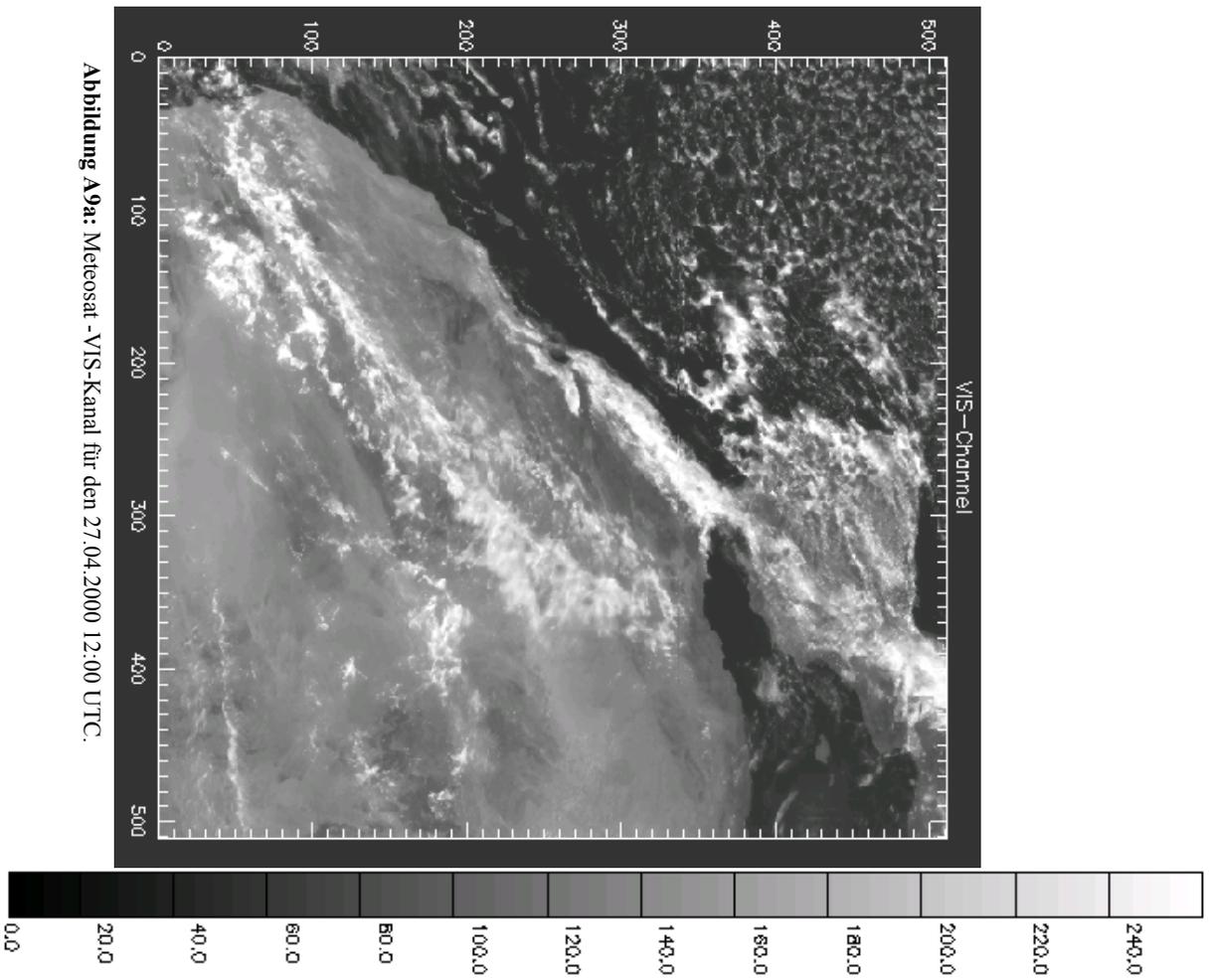
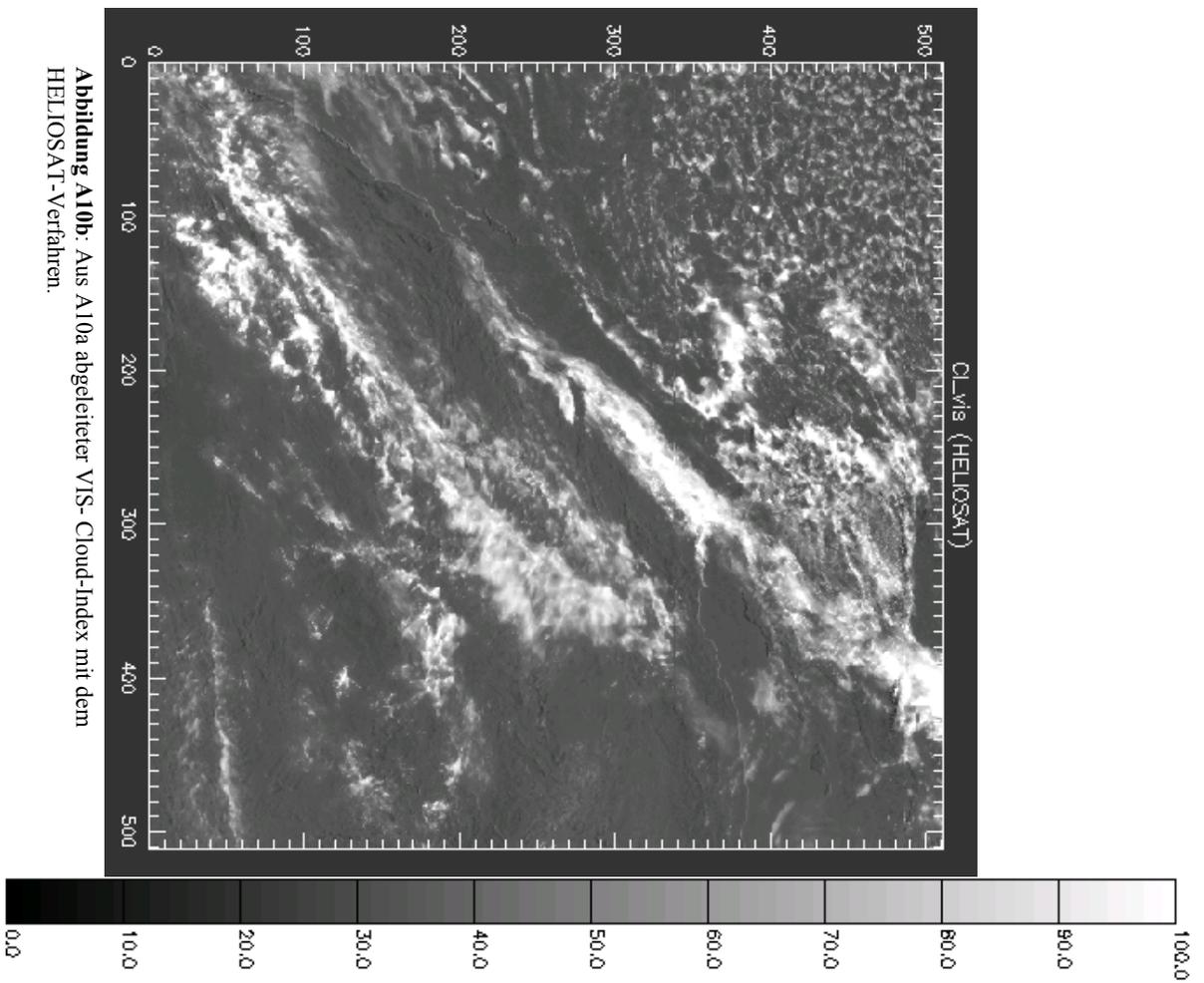
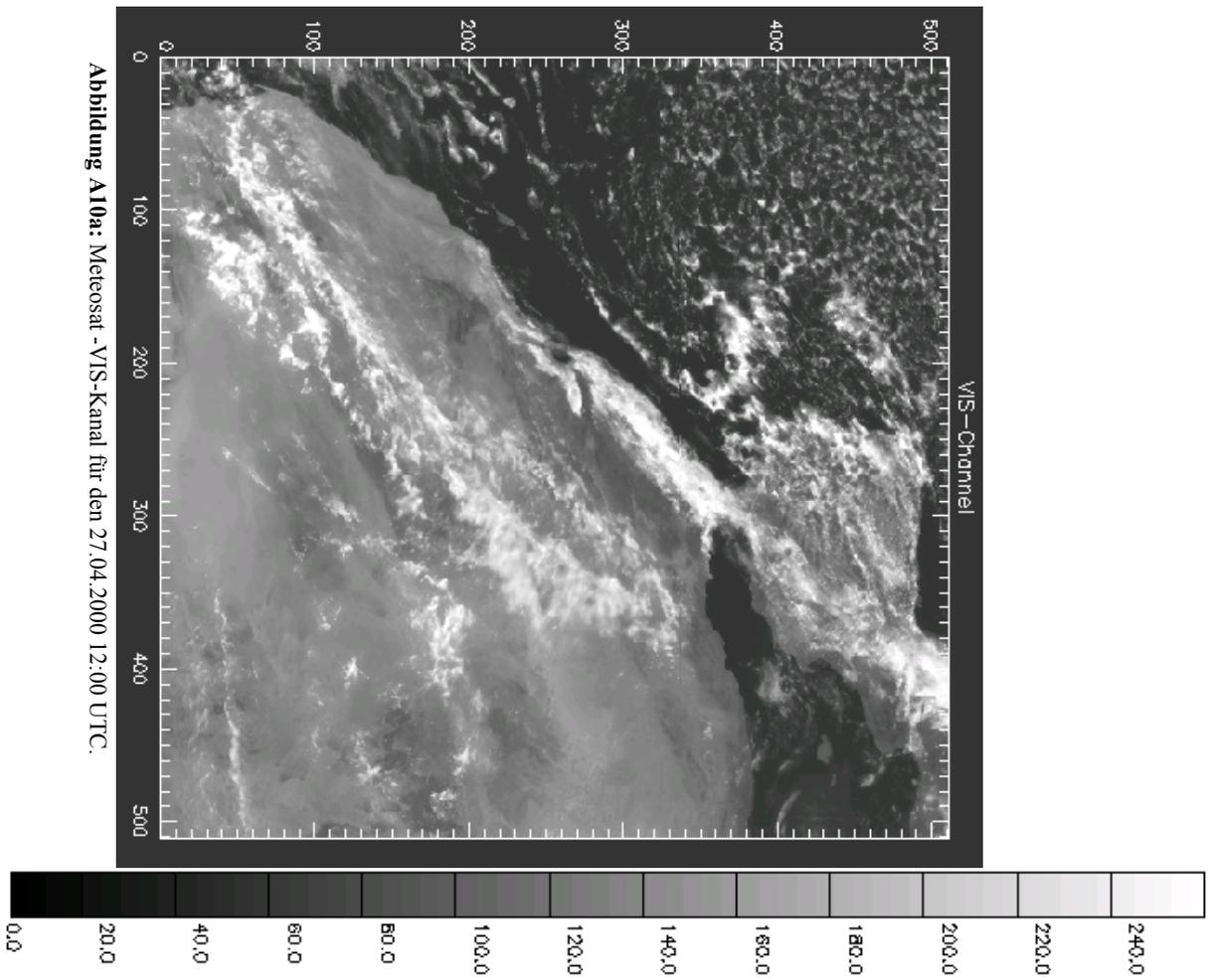


Abbildung A8: Vergleich der berechneten DNI, ermittelt unter Verwendung des Aerosoldatensatz MODIS-TOMS, mit gemessener DNI von elf Stationen für wolkenfreie Tage.





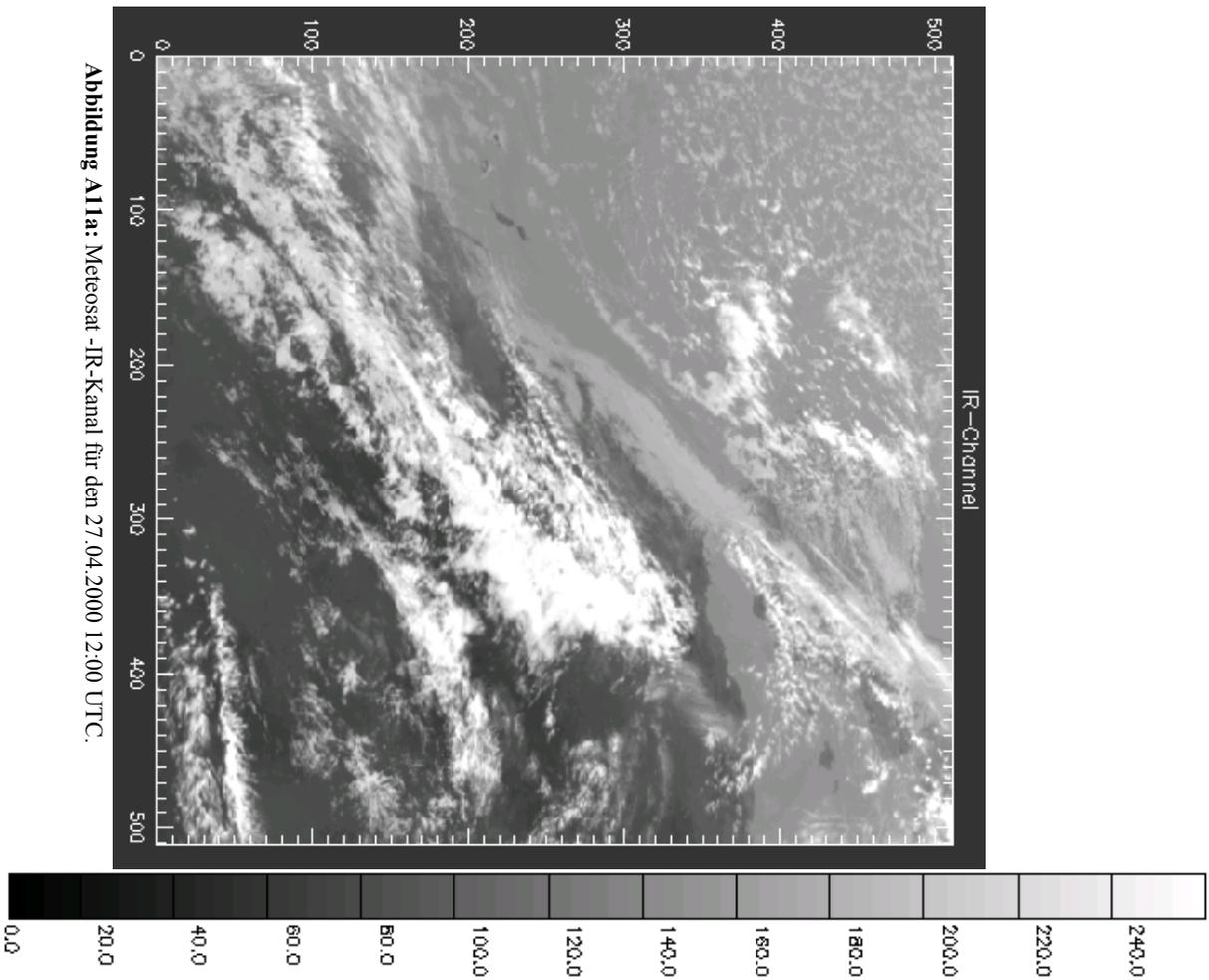


Abbildung A11a: Meteosat -IR-Kanal für den 27.04.2000 12:00 UTC.

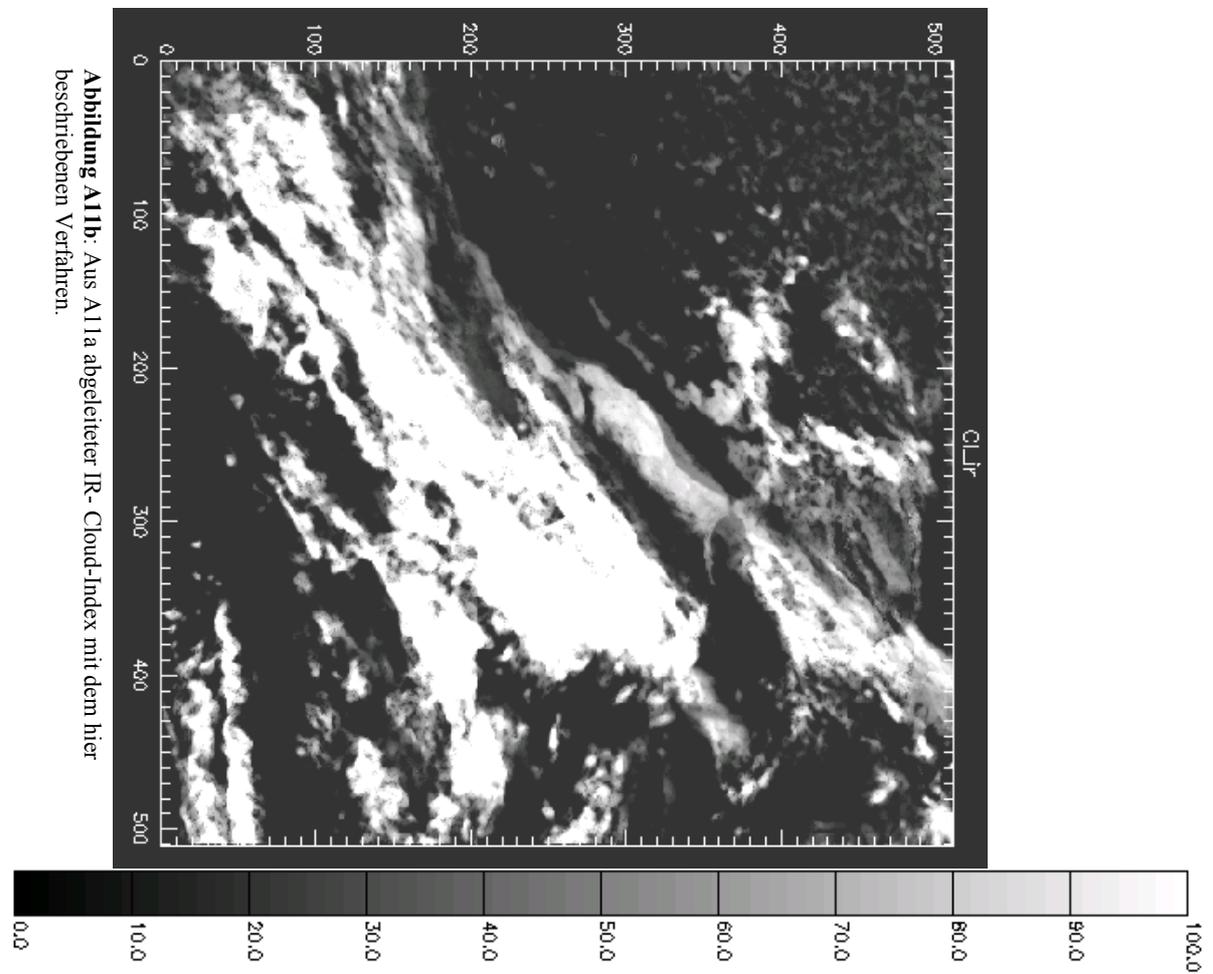


Abbildung A11b: Aus A11a abgeleiteter IR-Cloud-Index mit dem hier beschriebenen Verfahren.

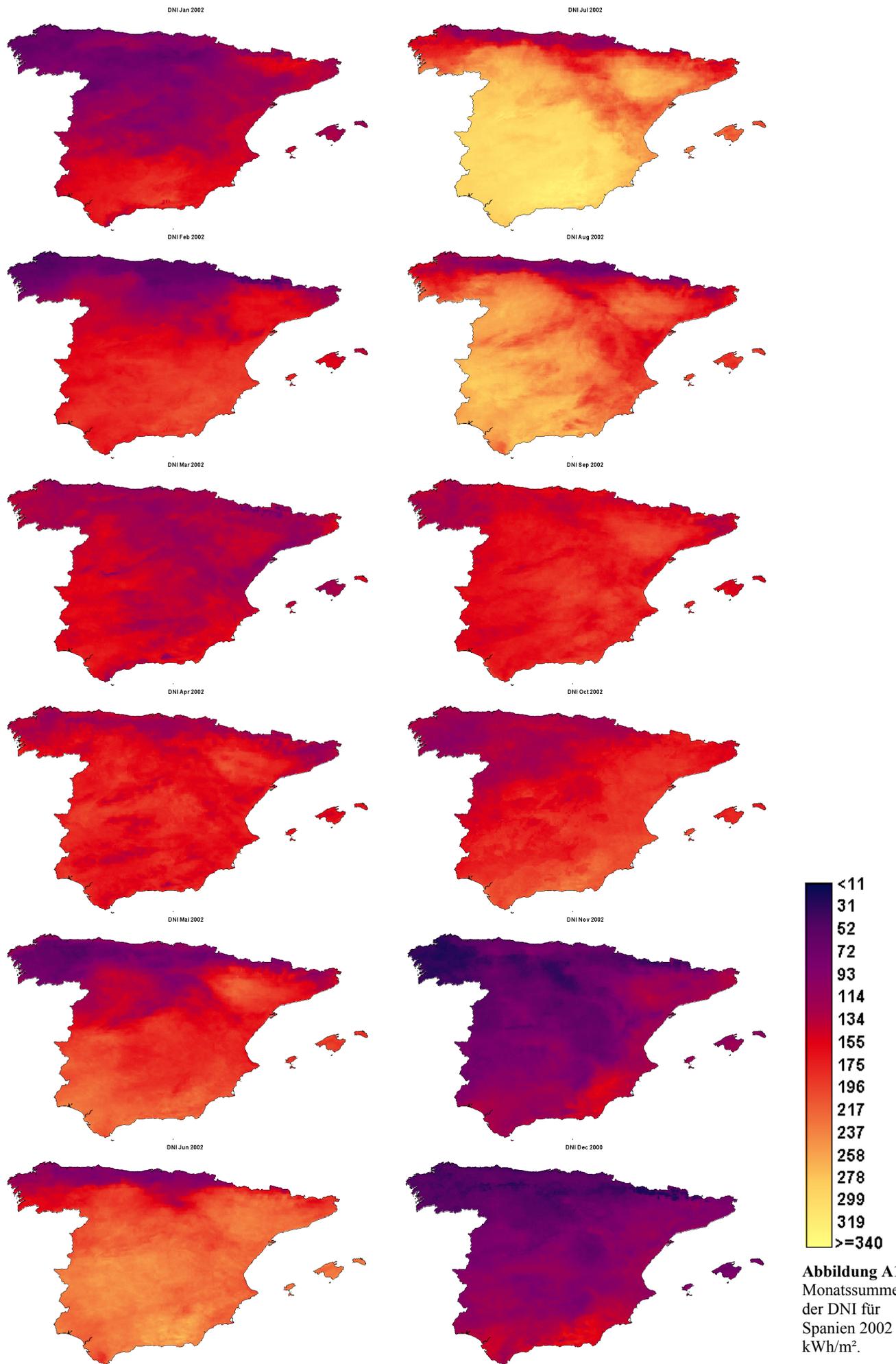


Abbildung A12: Monatssummen der DNI für Spanien 2002 in kWh/m².

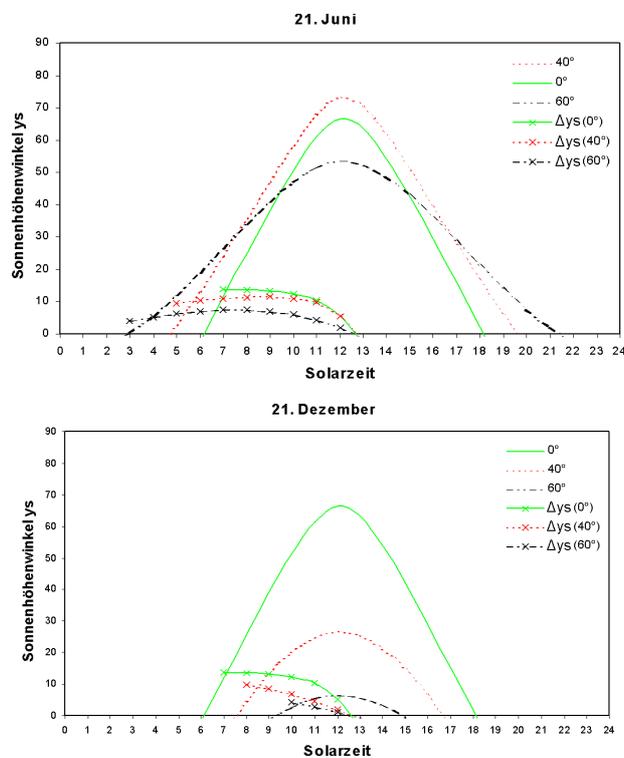


## Anhang B

### Orographische Abschattungseffekte

Der Begriff Abschattung oder Verschattung bedeutet in diesem Kontext eine Verminderung der astronomisch möglichen Bestrahlung aufgrund der natürlichen Horizontüberhöhung (Orographie). Vor allem Tallagen und nordexponierte Hänge in Regionen mit hoher Reliefenergie sind besonders stark von diesem Phänomen betroffen. Es stellte sich hier nun die Frage, in wie weit kann und soll die Abschattung durch Orographie für die flächendeckende und großräumige Bestimmung der Direkt-Normalstrahlung berücksichtigt werden. Der Einfluss auf die Direktstrahlung ist gegenüber der Globalstrahlung sehr hoch (bei Abschattung ist die Direktstrahlung gleich Null).

Folgende grundsätzliche Überlegungen sollten zu Beginn angestellt werden: Die Zielregionen für solarthermische Kraftwerke ist der Sonnengürtel der Erde (etwa  $-40^\circ$  S bis  $+40^\circ$  N). In diesen niedrigen Breiten nimmt der Sonnenhöhenwinkel in den Morgen (Abend-) -stunden im Vergleich zu höheren Breiten schnell zu (ab). Abbildungen B1 zeigen die Sonnenbahnen für 3 Standorte unterschiedlicher geographischer Breite für den 21.6 und den 21.12. Zusätzlich ist die Differenz zwei aufeinander folgender stündlicher Sonnenhöhenwinkel angegeben, also der Höhenwinkel, den die Sonne innerhalb einer Stunde beschreitet. Für den Standort  $0^\circ$  ist z.B. ersichtlich, dass  $\gamma_S$  in den Morgenstunden wesentlich schneller zunimmt ( $13^\circ$  zwischen 6 und 7 Uhr für den 21.6.) als für den Standort  $60^\circ$  ( $7^\circ$  zwischen 6 und 7 Uhr für den 21.6.).



**Abbildung B1:** Sonnenhöhenwinkel  $\gamma_S$  für drei Standorte der geographischen Breite  $60^\circ$ ,  $40^\circ$  und  $0^\circ$  für Juni (oben) und Dezember (unten). Die Linien ohne Kreuze geben die Sonnenhöhe der entsprechenden Solarzeit an, die Linien mit Punkte geben die Differenz der jeweils zwei aufeinander folgenden stündlichen Sonnenhöhenwinkel  $\gamma_S$  an.

Die Abschattung ist in erster Linie eine Funktion von:

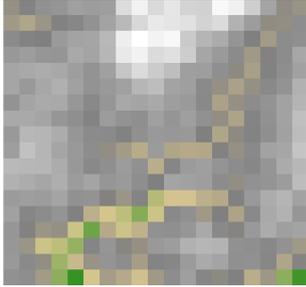
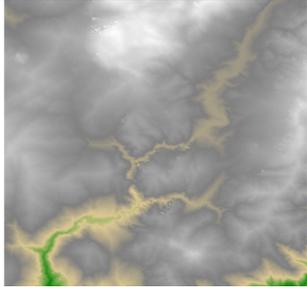
- der Sonnenposition, in Abhängigkeit von Sonnenhöhenwinkel  $\gamma_s$  und Sonnenazimut  $\alpha_s$ ,
- der Höhe und Lage des untersuchten Punktes,
- der Höhe und Lage der in Strahlungsrichtung liegenden Punkte,
- dem Abstand zwischen diesen Punkten.

Wie genau können diese Parameter bestimmt werden und welchen Einfluss haben Sie auf das Direktstrahlungsangebot? Die Sonnenposition kann mit hinreichender Genauigkeit berechnet werden. Entsprechende Formeln zur astronomischen Geometrie sind z.B. in IQBAL (1983) zu finden. Die drei übrigen Parameter und deren Genauigkeit hängen im Wesentlichen vom verwendeten digitalen Geländemodell, die zu berechnende Abschattung von der Genauigkeit des verwendeten Abschattungsalgorithmus ab.

Dieses Kapitel basiert auf einer Arbeit von EBERL (2003), in der ein Algorithmus zur Berücksichtigung der Abschattung für die Direktstrahlungsbestimmung innerhalb STEPS entwickelt wurde. Für eine Beispielregion mit ausgeprägter Orographie in der Umgebung der Stadt *Ronda* in Andalusien (siehe Abbildung B2) wurde eine Schattenanalyse mit dem von EBERL (2003) entwickelten Abschattungsalgorithmus durchgeführt. Dabei wurden zwei unterschiedliche digitalen Geländemodelle verwendet, um die Abhängigkeit der Abschattung vom verwendeten Geländemodell aufzuzeigen. Zum einen wurde das in Kapitel 3.1 vorgestellte digitale Geländemodell GLOBE verwendet, zum anderen das neue Geländemodell aus der „Shuttle Radar Topography Mission“ (SRTM) (DLR, 2002). Tabelle B1 gibt eine Übersicht über die beiden Datensätze.



Abbildung B2: Testregion in Andalusien.

	<b>GLOBE Global Land One- kilometer Base Elevation</b>	<b>SRTM X-SAR DEM ITHD Level-2 Interferometric Terrain Height Data</b>
<b>Ausschnitt aus der Beispielregion in Andalusien</b>		
<b>Auflösung:</b>	30 Bogensekunden (ca. 1000*1000m Äquator)	1 Bogensekunde (ca. 30*30m Äquator)
<b>Horizontale Genauigkeit:</b>	< 30 Bogensekunden	Absolut: < 20 m Relativ: < 15 m
<b>Vertikale Genauigkeit:</b>	Absolut: <160 m	Absolut: <16 m Relativ: <10 m
<b>Datengröße des gesamten Testgebietes im IDRISI-Raster-Format:</b>	ca. 10.5 KB	ca. 9.3 MB

**Tabelle B1:** Übersicht über die Datensätze von GLOBE und SRTM X-SAR DEM, Datenbasis GLOBE (HASTINGS, 1998) und SRTM (DLR, 2002).

Die beiden Datensätze werden auf die Verwendung bzw. die prinzipielle Berücksichtigung zur Abschattungsbestimmung hin untersucht. Dabei werden die Aspekte Lage und Höhe, Hangneigung, Exposition und Profil analysiert.

### Lage und Höhe

Der Wertebereich der Höhenwerte wird mit zunehmender Rastergröße schmaler, d.h. die realen Extremwerte werden zunehmend gedämpft (BARSCH *ET AL.*, 2000). Einem einzigen Höhenwert pro km<sup>2</sup> in GLOBE stehen im SRTM-Höhenmodell ca. 1.000 Höhenwerte pro km<sup>2</sup> gegenüber. Durch diese sehr hohe Auflösung des aus der SRTM-Mission abgeleiteten Höhenmodells Interferometric Terrain Height Data (ITHD Level-2) kann das natürliche Relief wesentlich exakter abgebildet werden. Tabelle B2 quantifiziert die Höhenverteilung beider Höhenmodelle im Untersuchungsraum.

<b>Höhenmodell</b>	<b>GLOBE</b>	<b>SRTM X-SAR DEM</b>
Anzahl Höhenwerte	929	813.554
Niedrigster Punkt (m)	119	118
Höchster Punkt (m)	1.472	1.606
Reliefunterschied (m)	<b>1.353</b>	<b>1.488</b>

**Tabelle B2:** Gegenüberstellung der Höhenwerte beider Höhenmodell.

Betrachtet man die maximale Höhe (den Monte Simacón mit 1565 m Höhe) in beiden Modellen, so stehen den 1.472 m im GLOBE-Höhenmodell 1.606 m im SRTM X-SAR Modell gegenüber. Da bei

der Berechnung der Abschattung nicht die maximale Höhe sondern der Reliefunterschied entscheidend ist, muss dieser möglichst genau sein und somit das verwendete digitale Geländemodell möglichst in hoher Auflösung vorliegen.

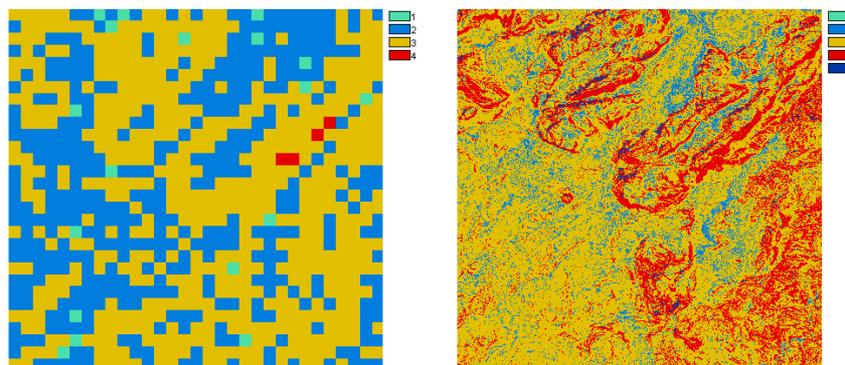
### Hangneigung

„Die Hangneigungsstärke (Böschung) beschreibt die maximale Neigung einer Ebene, bzw. einer Tangente in einem Punkt der Erdoberfläche gegenüber einer gedachten horizontalen Ebene.“ (BARSCH ET AL., 2000)

Die Hangneigung ist hinsichtlich der Bestimmung der Direktnormalstrahlung nicht relevant. Die Sonnenkollektoren werden unabhängig von der Hangneigung immer so der Sonne nachgeführt, dass die Direkt-Normalstrahlung genutzt werden kann. Die Hangneigung ist eher für den Bau des Kraftwerkes relevant, der nur bis zu einer gewissen Hangneigung ökonomisch Sinn macht. Hierbei bringt ebenfalls ein räumlich höher aufgelöster und genauerer Datensatz Vorteile. Tabelle B3 und Abbildung B3 zeigen die unterschiedliche Verteilung der Hangneigungsklassen.

Neigungsklasse	Farbe	Neigungswinkel	Neigungswinkel	GLOBE Anteile	SRTM Anteile
		in °	in %	in %	in %
Ebene (1)		0-1	0 - 1.74	<b>1.94</b>	<b>0.33</b>
Flachhang (2)		1-7	1.74 - 12.27	<b>41.40</b>	<b>10.84</b>
Mittelhang (3)		7-25	12.27 - 46.63	<b>56.24</b>	<b>67.84</b>
Steilhang (4)		25-60	46.63 - 173.2	<b>0.43</b>	<b>20.16</b>
Wand (5)		60-90	173.2 - ∞	-	<b>1.19</b>

**Tabelle B3:** Häufigkeitsverteilung der Hangneigungsklassen in Prozent.



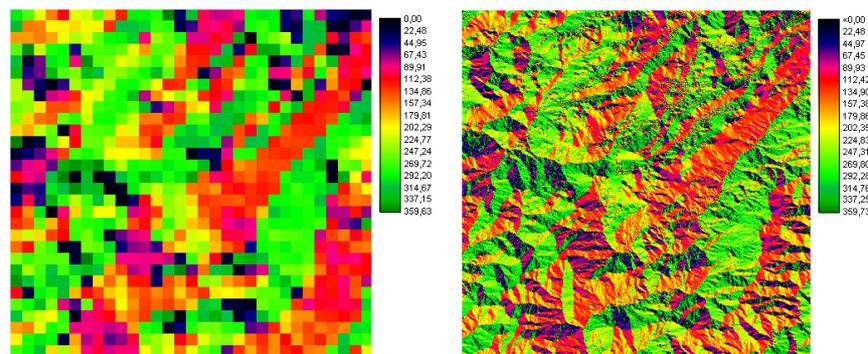
**Abbildung B3:** Hangneigungsklassen, ermittelt aus GLOBE (links) und SRTM X-SAR DEM (rechts) (1=Ebene, 2=Flachhang, 3=Mittelhang, 4=Steilhang, 5=Wand).

Die Neigungsklasse 5 (Wand 60-90°) ist im GLOBE-Modell nicht vertreten. Auffällig ist, dass die prozentuale Häufigkeit der Neigungsklasse Steilhang (25°-60°) im SRTM-Modell mit 20.16 % um ein Vielfaches höher liegt als im GLOBE-Modell mit nur 0.43 %. Weitere Informationen zu den maxima-

len Geländesteigungen für den Bau von solarthermischen Kraftwerken können in KLAIB UND STAIB (1992) oder (KRONSHAGE, 2001) gefunden werden.

### Exposition

„Die Exposition oder Hangneigungsrichtung beschreibt die Böschungshimmelsrichtung. Sie ergibt sich aus der Winkeldifferenz zwischen der (abwärtsweisenden) Richtung der Falllinie eines Hanges und der geographischen Nordrichtung in einer gedachten horizontalen Ebene.“ (BARSCH ET AL, 2000) Sie ist ein wesentlicher Parameter für die lokalen, strahlungsklimatischen Bedingungen eines Standortes. Der Expositionswinkel ( $\beta$ ) wird in Altgrad ( $0^\circ$  und  $360^\circ = \text{N}$ ,  $90^\circ = \text{E}$ ,  $180^\circ = \text{S}$  und  $270^\circ = \text{W}$ ) angegeben.

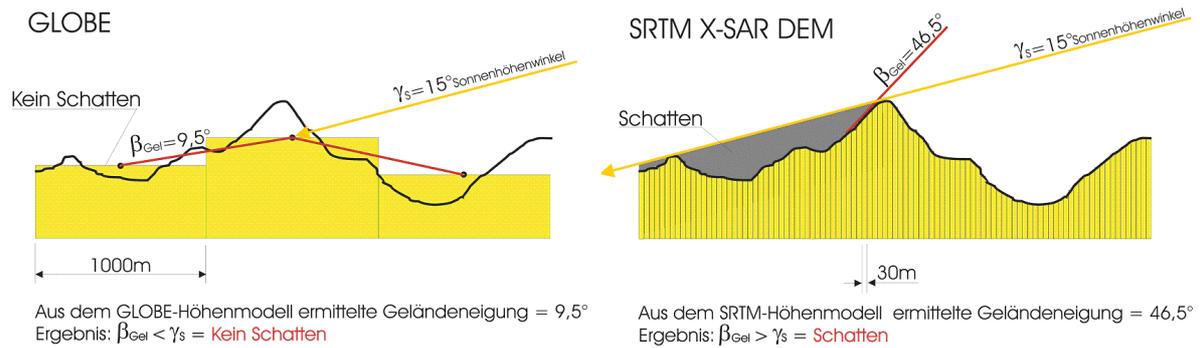


**Abbildung B4:** Expositionskarten, ermittelt aus GLOBE (links) und SRTM X-SAR DEM (rechts).

Im Falle der Exposition sind Einteilungen in  $45^\circ$  oder  $90^\circ$ -Klassen gleichermaßen üblich. Das heißt bei  $45^\circ$  Klassen wird Nord für Winkel  $337,5^\circ$  bis  $22,5^\circ$  definiert, bei  $90^\circ$ -Klassen  $315^\circ$  bis  $45^\circ$ . Beim Vergleich der beiden Datensätze konnten keine nennenswerten Unterschiede in der Verteilung der Expositionsf lächen festgestellt werden und somit kommen beide Datensätze für die Bestimmung der Exposition in Frage (siehe Abbildung B4).

### Profile

Längs- und Querprofile werden durch die Interpolation einer vorgegebenen Linie aus den Rastermaßen gewonnen (BARTHELME, 2000). Durch sie lässt sich ein guter Einblick in die Morphologie des Untersuchungsgebietes gewinnen. Durch die auflösungsbedingte Dämpfung der Höhenwert-Extrema im GLOBE-Modell, kann im Bezug auf eine Schattenberechnung von einem wesentlich geringeren Anteil an Schattenflächen ausgegangen werden, als es im SRTM X-SAR-Modell der Fall sein wird. Abbildung B5 zeigt die Auswirkungen der horizontalen Auflösung auf die Profilberechnung und somit auf den resultierenden Schattenwurf. Bei gleicher Sonnengeometrie würde bei einer Schattenanalyse für das GLOBE-Modell kein Schatten, für das SRTM-Modell jedoch Schatten berechnet.

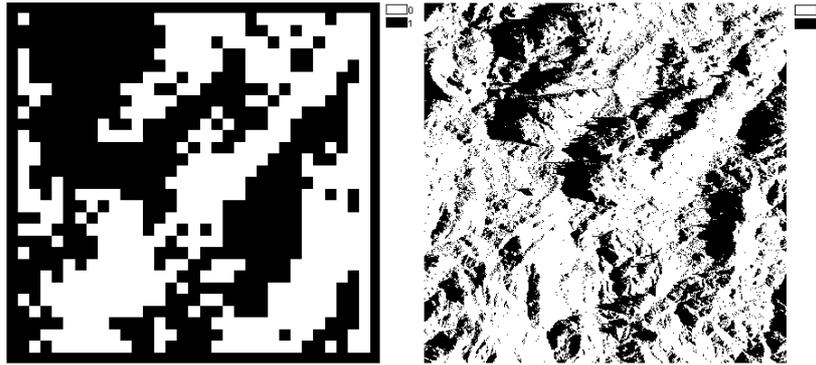


**Abbildung B5:** Gegenüberstellung GLOBE (links) und SRTM X-SAR (rechts) im Profil. Die gelben Balken entsprechen der horizontalen Auflösung der Modelle (1000m Globe, 30m SRMT).

Alle durchgeführten reliefbezogenen Analysen zeigen, wie stark sich vor allem das Qualitätskriterium Auflösung auf die Ergebnisse auswirkt. Die Unterschiede der Resultate einzelner Untersuchungen, z.B. Hangneigungsanalyse, sind teilweise so stark, dass es scheint, es handele sich um zwei komplett verschiedene Landschaftstypen. Diese Erkenntnisse lassen bereits erste Prognosen für die Ergebnisse einer Schattenanalyse in den verschiedenen Höhenmodellen erahnen und zeigen, dass das SRTM X-SAR DEM wesentlich besser für die Reliefanalyse und eine Schattenberechnung geeignet ist.

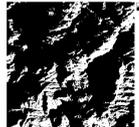
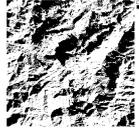
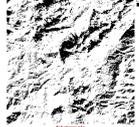
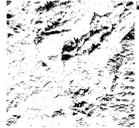
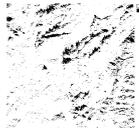
### Anwendung der Schattenanalyse

Die durchgeführte Analyse zeigt, wie ungenau GLOBE das reale Landschaftsbild wiedergibt. Zu Vergleichszwecken werden mit einem Abschattungsmodell Testrechnungen mit GLOBE und SRTM in der oben vorgestellten Testregion durchgeführt werden. Um eine möglichst effiziente und schnelle Berechnung der Abschattung zu ermöglichen, wird ein Suchradius in Abhängigkeit der maximalen Höhendifferenz und des somit längsten möglichen Schattens innerhalb des Untersuchungsgebietes definiert, innerhalb dessen die Schattenberechnung erfolgt. Bei sehr flachen Gebieten können sich somit Suchradien von 0 ergeben, eine Schattenberechnung ist dann nicht erforderlich. In der folgenden binären Schattenkarte (Abbildung B6) wurden die Einstellungen Sonnenazimutwinkel  $90^\circ$  (E) und Sonnenhöhenwinkel  $15^\circ$  verwendet. Diese Einstellungen entstammen keiner Sonnenstandsrechnung, sondern wurden frei als Beispielwerte gewählt. Der Wert 1 steht in der binären Karte für Schatten und ist in schwarz dargestellt, der Wert 0 steht für Sonne und wird in weiß wiedergegeben.



**Abbildung B6:** Generierte binäre Schattenkarte mit Daten von GLOBE (links) und von SRTM (rechts) (Sonnenazimut 90°E, Sonnenhöhe 15°).

Die Schattenanalyse wurde mit den SRTM-Daten für mehrere Sonnenstände für einen Tag im Januar und einen Tag im Juni durchgeführt (siehe Tabelle B4 und B5).

Uhrzeit MEZ+1h	Sonnenazimut	Sonnenhöhe	Abgeschattete Pixel absolut	Abgeschattete Pixel relativ	Resultierende Schattenkarte
9:00	122.3°	3.68°	627 738	77.07 %	
10:00	132.37°	13.25°	337 786	41.47 %	
11:00	144.14°	21.28°	197 069	24,19 %	
12:00	157.86°	27.13	113 723	13.96 %	
13:00	181.22	30.45° (ma- ximale Son- nenhöhe)	76 641	9.41 %	

**Tabelle B4:** Schattenflächen im Tagesgang für den 2. Januar 2003, Sonnenaufgang 8:38, Sonnenuntergang 18:12.

Uhrzeit MEZ+1h	Sonnenazimut	Sonnenhöhe	Abgeschattete Pixel absolut	Abgeschattete Pixel relativ	Resultierende Schattenkarte
6:30	63.47°	3.87°	657 571	80.73%	
7:00	67.66°	9.35°	449 029	55.12%	
8:00	75.62°	20.77°	153 926	18.89%	
9:00	83.5°	32.59°	51 570	6.33%	
10:00	92.11°	44.61°	23 501	2.88%	
13:00	157.44°	75.89° (ma- ximale Sonnenhöhe)	6 816	0.83%	

**Tabelle B5:** Schattenflächen im Tagesgang für den 22. Juni 2003, Sonnenaufgang 6:09, Sonnenuntergang 20:39.

### Ergebnisse

Grundsätzlich muss die Abschattung berücksichtigt werden, da sie die Direktstrahlung sehr stark beeinflusst. Die Stärke des Einflusses ist abhängig von a.) der geographischen Breite (niedrige Breite = schnell abnehmender Sonnenzenitwinkel) und b.) der Reliefenergie der näheren Umgebung. Ist diese niedrig (Suchradius = 0), kann die Abschattung vernachlässigt werden. Ist diese hoch (Suchradius > 0) sollte die Abschattung berücksichtigt werden. Allerdings sollte dann ein hochaufgelöstes digitales Geländemodell (z.B. SRTM) Grundlage der Schattenberechnung sein, um aussagekräftige Ergebnisse zu berechnen.

## Anhang C

### Gewichtung des stündlichen Cloud-Index in Abhängigkeit der Aufnahmezeit

Eine Anwendung/Verwendung der hier ermittelten Strahlungsdaten liegt in der Simulation solarthermischer Kraftwerke. Diese Simulation erfolgt in Stundenschritten. Daher muss die DNI in einer stündlichen Auflösung vorliegen. Die Bewölkungserkennung beruht auf der Auswertung halbstündiger Meteosat-Daten. Damit der Cloud-Index möglichst gut die Bewölkung der jeweilige Stunde repräsentiert, werden gewichtete halbstündigen Werte zu einem Stundenwert gemittelt. Das in Kapitel 3 vorgestellte Basisverfahren verwendet dazu eine einfache 1:2:1 Gewichtung (siehe Kapitel 3.13, Gleichung 3.18). Diese Gewichtung hat Nachteile, da je nach Lage des Pixels innerhalb des Satellitenbildes nicht immer die repräsentativen Aufnahmen herangezogen werden. Dieser Nachteil soll durch ein neues Gewichtungsverfahren, das ebenfalls in der HELIOSAT-Methode Anwendung findet, behoben werden. Bevor das neue Gewichtungsverfahren vorgestellt wird, soll zu Erklärung kurz auf die Aufnahmeverfahren des Meteosat-Sensors eingegangen werden.

Für die Aufnahme (engl. „scan“) des kompletten Meteosatbildes benötigt der Sensor 25 Minuten. 5 weitere Minuten werden für evtl. Kalibrierungen des Sensors und für die Rückstellung des Sensors in die Ausgangsposition benötigt. Somit wird alle 30 Minuten ein neues Bild erstellt. Der nominelle Aufnahmezeitpunkt des Bildes ist am Ende der Aufnahme, d.h. ein 11:30 Bild enthält die Informationen, die zwischen 11:00 und 11:25 aufgenommen wurden. Der Scan-Vorgang verläuft von rechts unten zeilenweise nach links oben. Der Sensor benötigt eine Minute, um 100 Zeilen zu scannen. Nach 25 Minuten sind somit 2500 Zeilen á 2500 Pixeln aufgenommen und das Bild wird zur Erde gesendet.

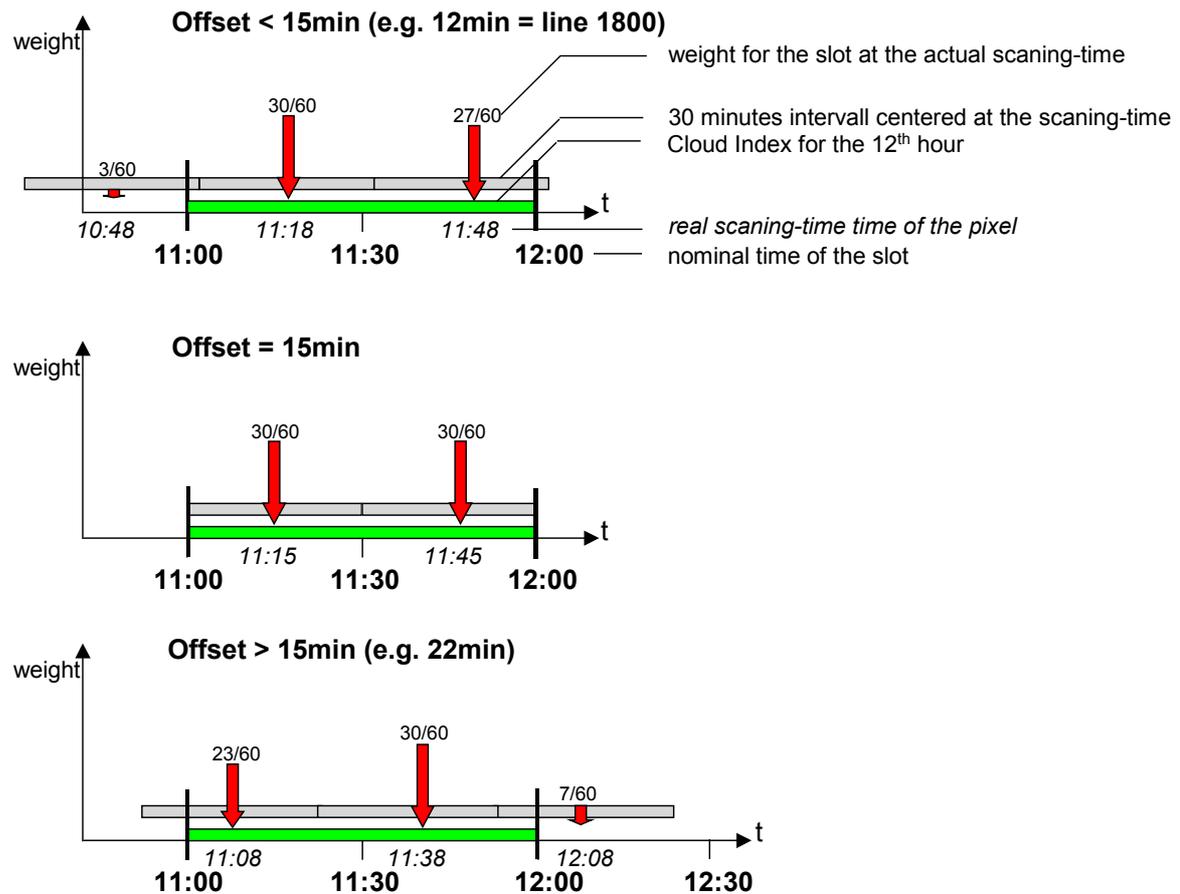
Theorie:

Die neue Gewichtung erfolgt unter Berücksichtigung der Lage der aufgenommenen Zeile innerhalb des Bildes und ist somit abhängig von der Zeitdifferenz (Offset) des *realen* Aufnahmezeitpunktes des Pixels zum *nominellen* Aufnahmezeitpunkt des Bildes. Dieser Offset kann zwischen 5 und 30 Minuten liegen. Somit kommen theoretisch 4 Meteosat-Aufnahmen in Frage, die zur Stundenmittelung herangezogen werden können, je nach Lage des Pixels innerhalb des Bildes. Zur eigentlichen Gewichtung werden dann die passenden 3 Meteosat-Aufnahmen verwendet.

Vorgehen:

Der reale Aufnahmezeitpunkt des Pixels wird ermittelt (in Abbildung C1 die kursiven Zeitangaben, rote Pfeile). Dieser Aufnahmezeitpunkt ist repräsentativ für die vergangenen und die nachfolgenden 15 Minuten (schraffiertes schmales Rechteck). Der Anteil dieser 30 Minuten, der in den Zeitraum des zu bestimmenden stündlichen Cloud-Index fällt (grünes, ausgefülltes Rechteck von 11:00 bis 12:00

Uhr), wird als Gewichtung dieser Aufnahme verwendet (Zahlenangabe und Länge der roten Pfeile). Je nach Lage des Pixels, bzw. Wert des Offsets, werden die Aufnahmen der nominellen Zeiten 11:00, 11:30 und 12:00 bei einem Offset kleiner 15 Minuten (Abbildung C1 oben), der nominellen Zeiten 11:00, 11:30 bei einem Offset gleich 15 Minuten (Abbildung C1 Mitte) oder der nominellen Zeiten 11:30, 12:00 und 12:30 bei einem Offset größer 15 Minuten (Abbildung C1 unten) verwendet.

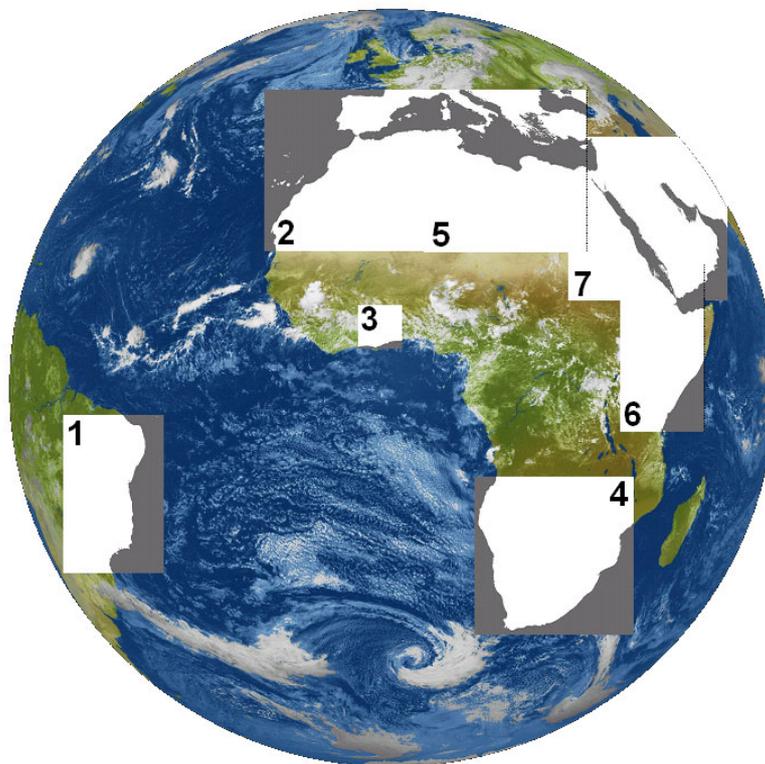


**Abbildung C1:** Modifizierte Gewichtung zur Bildung der stündlichen Cloud-Indizes unter Berücksichtigung der Aufnahmezeit der jeweiligen Bildzeilen.

## Anhang D

### Definition der Meteosat-Ausschnitte und Projektion der Satellitendaten

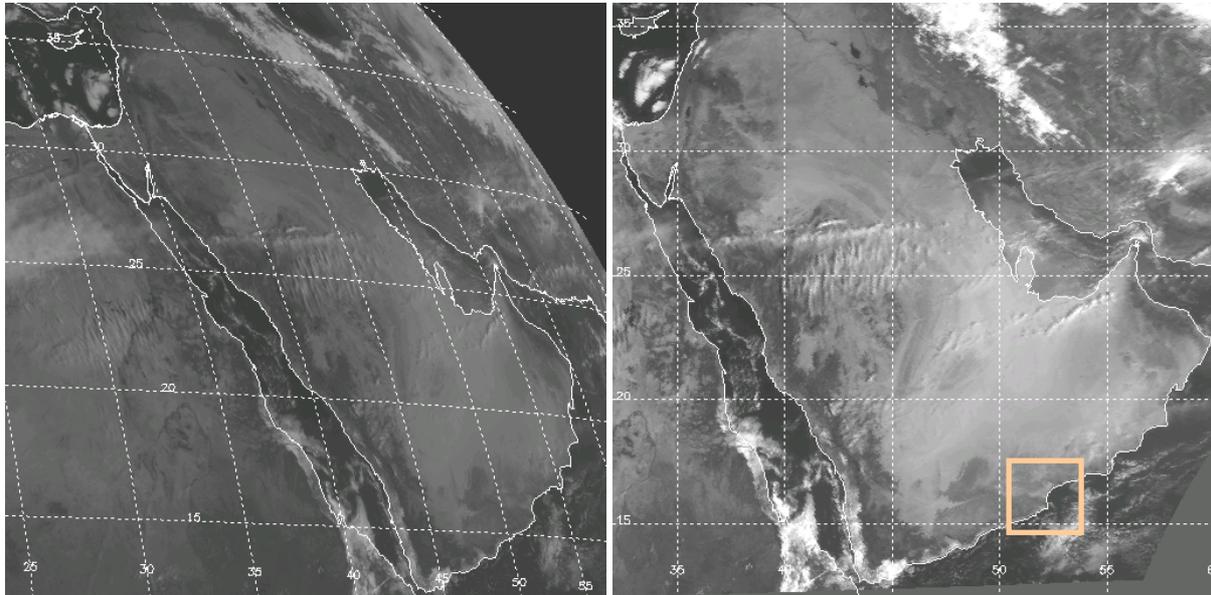
Der gesamte Aufnahmebereich von Meteosat umfasst 2500 x 2500 Pixel. Für die Bewölkungsalgorithmus müssen Ausschnitte aus dem Gesamtbereich definiert werden, die etwa die Größe 512 x 512 Pixel besitzen. In Abbildung D1 sind beispielhaft 7 Ausschnitte dargestellt, die für die Wolkenprozessierung extrahiert werden. Die entsprechenden Koordinaten sind in Tabelle D1 in der Spalte „Satellitenprojektion“ aufgelistet. Für diese Arbeit wurden die Daten der Ausschnitte 2 (Iberische Halbinsel), 3 (Ghana), 6 (Kenia/Äthiopien) und 7 (Saudi-Arabien) verwendet.



**Abbildung D1:** Definierte Ausschnitte für die Wolkenprozessierung innerhalb des Meteosat-Aufnahmebereichs.

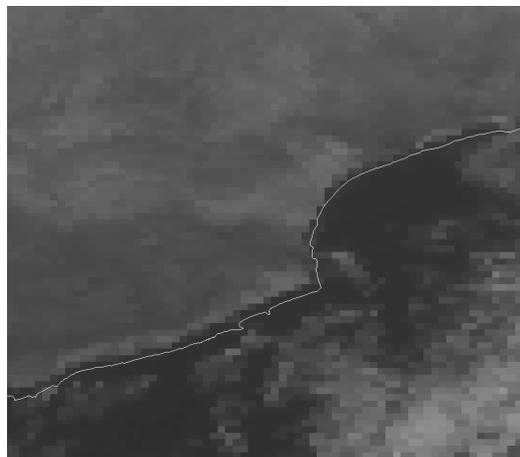


Nach der Bestimmung der Cloud-Indizes werden diese von der zugrundeliegenden Satelliten- in eine Zylinderprojektion transformiert, um die spätere Weiterverarbeitung und Anwendbarkeit zu erleichtern. Die entsprechenden Koordinaten sind in Tabelle D1 in der rechten Spalte „Zylinderprojektion“ angegeben. Abbildung D2 zeigt als Beispiel den Ausschnitt 7, Saudi-Arabien, in der Original-Satellitenprojektion (links) und in der Zylinderprojektion (rechts).



**Abbildung D2:** Der Ausschnitt Saudi-Arabien (Nummer 7 in Abbildung D1) in der Satellitenprojektion (links) und in der Zylinderprojektion für den Meteosat-7 VIS-Kanal vom 9.2.2000, 8:00UTC.

Die Lagegenauigkeit der umprojizierten Daten wird mit einem zusätzlichen Vektordatensatz der Küsten- und Ländergrenzen, der sich vom Vektordatensatz bei der Satellitenverarbeitung unterscheidet, und mit einem Geo-Informationssystem (Idrisi-GIS) überprüft. Abbildung D3 zeigt einen vergrößerten Ausschnitt des markierten Bereichs im rechten Bild von Abbildung D2. Man erkennt deutlich den Küstenverlauf aufgrund der hellen Land- und dunklen Meerespixel, der sehr gut mit dem Vektordatensatz übereinstimmt.



**Abbildung D3:** Vergrößerter Ausschnitt des markierten Bereichs aus Abbildung D2, rechts



### **Vielen Personen gilt mein Dank !**

Diese Arbeit verfasste ich im Zeitraum von November 1999 bis Februar 2004 während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Institut für Technische Thermodynamik, Abteilung „Systemanalyse und Technikbewertung“ in Stuttgart. Allen Arbeitskollegen danke ich für die Unterstützung und die freundschaftliche Atmosphäre während dieser Zeit.

Besonders danke ich Herrn Professor Jörg Bendix, der sich engagiert und ohne Bedenken bereit erklärt hat, diese „externe“ Dissertation trotz der Distanz „Marburg – Stuttgart – München“ zu betreuen. Den Herren Professoren Hans Ackermann und Georg Miehe danke ich für das Interesse an meiner Arbeit und für ihre Bereitschaft das Korreferat zu übernehmen.

Ich danke Franz Trieb, ohne dessen Engagement und unerschöpfliche Motivation diese Arbeit nie zustande gekommen wäre.

Ein besonderer Dank geht an Carsten Hoyer, der aufgrund seiner Ideen und dem wertvollen Gedankenaustausch für neue Motivationsschübe sorgte. Ihm wünsche ich viel Erfolg beim Fertigstellen seiner Dissertation.

Den Kollegen Richard Meyer, Hermann Mannstein und Rüdiger Buell vom Institut für Physik der Atmosphäre am DLR-Oberpfaffenhofen danke ich für die sehr gute Zusammenarbeit und die Unterstützung bei der Beschaffung, Aufbereitung und Verarbeitung der Meteosat-Daten. Ebenfalls gilt mein Dank der gesamten Abteilung „Fernerkundung der Atmosphäre“ des Instituts für Physik der Atmosphäre für die sehr freundschaftliche Zusammenarbeit während meines insgesamt 1 ½ Jahre währenden Aufenthalts.

Ich habe bestimmt jemanden vergessen. Auch denen: Vielen Dank!

## **Bildungsgang**

von Christoph Schillings

geboren am 22.02.1972

in Mannheim (Baden-Württemberg)

<b>08/1978 – 07/1982</b>	Grundschule in Mannheim
<b>08/1982 – 06/1991</b>	Karl-Friedrich Gymnasium in Mannheim, Abitur am 18.06. 1991
<b>11/1991 – 01/1993</b>	Zivildienst in Mannheim
<b>05/1993 – 09/1993</b>	Beginn des Studiums der Geographie an der Universität Mannheim
<b>10/1993 – 06/1999</b>	Studium der Geographie (Diplom) an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität in Bonn, mit den Nebenfächern Meteorologie und Kartographie. Abschluss als Diplom-Geograph im Juni 1999
<b>seit 10/1999</b>	Promotionsstudent am Geographischen Institut der Universität Marburg
<b>09/1999 – 08/2001</b>	Angestellter bei der Neue Energie Verbund AG (NEVAG), freigestellt als Mitarbeiter am DLR-Stuttgart
<b>seit 09/2001</b>	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Technische Thermodynamik des Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt, DLR-Stuttgart, Abteilung „Systemanalyse und Technikbewertung“
<b>03/2002 – 03/2003</b>	13-monatiger Forschungsaufenthalt in der Abteilung „Fernerkundung der Atmosphäre“ des DLR-Instituts Physik der Atmosphäre in Oberpfaffenhofen



## **Erklärung**

Ich versichere, dass ich meine Dissertation

*„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“*

selbständig, ohne unerlaubte Hilfe angefertigt und mich dabei keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfen bedient habe.

Die Dissertation wurde in der jetzigen oder einer ähnlichen Form noch bei keiner anderen Hochschule eingereicht und hat noch keinen sonstigen Prüfungszwecken gedient.

---

(Ort, Datum)

---

(Unterschrift)