

Anwendungsspezifische Solarstrahlungsinformationen aus Meteosat-Daten

Vom Fachbereich Physik der
Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
zur Erlangung des Grades einer
Doktorin der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat.)
genehmigte Dissertation

von

Annette Hammer

geboren am
25. April 1967 in Delmenhorst

Erstgutachter: Prof. Dr. Jürgen Parisi

Zweitgutachter: Prof. Dr. Hans Georg Beyer, FH Magdeburg

Drittgutachter: Dr. Wilfried Tuszyński

Tag der Disputation: 10. 11. 2000

Danke!

An dieser Stelle bedanke ich mich herzlich bei allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Detlev Heinemann und Hans Georg Beyer haben mich sehr sympathisch und kompetent betreut. Sie haben mich durch ihre Ideen und Tipps und durch ihre kritischen Anmerkungen am stärksten beeinflusst.

Auf das endgültige Aussehen dieser Dissertation, insbesondere auf die Gewichtung ihrer Bausteine, hatte Jürgen Parisi als Gutachter einen großen Einfluss.

Bei der Einarbeitung in die Satellitenempfangsanlage und die Heliosat-Methode bekam ich Unterstützung durch Christian Reise und Claudio Costanzo.

Diese Arbeit war nur unter massivem Computereinsatz zu bewerkstelligen. Meine hilfsbereiten Leidensgenossen waren Jürgen Weiss, Jibbo Müller, Thomas Degner und Carsten Hoyer.

Die Zusammenarbeit mit meinen Kollegen aus den Europäischen Projekten gehört zu den schönsten Erinnerungen an meine Promotionszeit. Die wichtigsten Anregungen erhielt ich von Dominique Dumortier, Pierre Ineichen, Annette Westerhellweg, Arvid Skartveit, Jan Asle Olseth, Christian Reise, Edo Wiemken, Lucien Wald und John Page.

Als es einmal nicht voranging, hat Wolfgang Harms mich mit viel Geduld motiviert und sogar den telefonischen Weckdienst übernommen. Simone Hammer und Carsten Hoyer haben Rechtschreibfehler und Unsinn gesucht und hoffentlich auch gefunden.

Nur mit einem Ehemann wie Klaus Obermann ist es mir möglich gewesen, Familie und Beruf unter einen Doktorhut zu bringen. Er und unsere Tochter Tina verdienen ein dickes Lob für zwei wunderbare Jahre. Meine Mutter Renate Hammer hat durch ihre regelmäßigen Besuche den Freitag zu einem fruchtbaren Arbeitstag gemacht.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	6
2 Grundlagen	8
2.1 Strahlungstransport in der Atmosphäre	8
2.2 Einfluss der Trübung auf den Strahlungstransport	16
2.3 Einstrahlung bei wolkenlosem Himmel	21
2.4 Clearness-Index und Clearskey-Index	27
2.5 Diffusstrahlungsanteil	28
2.6 Beleuchtungsgrößen	39
3 Datenbasis für die Untersuchung	44
3.1 Meteosat	44
3.1.1 Aufnahmekonzept	44
3.1.2 Kalibrierung	45
3.2 Bodenmessungen	46
4 Heliosat-Methode	50
4.1 Grundzüge der Methode	50
4.1.1 Normierung des Satellitencounts	50
4.1.2 Cloud-Index	52
4.1.3 Referenzwerte für Boden- und Wolkenreflektivität	53
4.1.4 Transmission durch die Atmosphäre	53
4.2 Modifikationen	54
4.2.1 Normierung: Atmosphärenoffset	54
4.2.2 Zusammenhang zwischen planetarischer Albedo und Clearness-Index	59

4.2.3	Clearsky-Index	63
4.2.4	Heliosat-Methode des Projekts Satellight	64
5	Genaugkeitsanalyse	67
5.1	Einfluss von Gebietsgröße und Mittelungsdauer	67
5.2	Strahlungs- und Beleuchtungsdaten für Tageslichtanwendungen	74
5.3	Ertragskontrolle photovoltaischer Systeme	83
5.4	Normierung	91
6	Zusammenfassung und Ausblick	95
A	Anmerkungen und Formelsammlung	97
A.1	Relative optische Luftmasse (Airmass)	97
A.2	Ångströms Trübungsformel	98
A.3	Modultemperatur aus Monatsmitteln der Umgebungstemperatur	98
A.4	Bildausschnitte	99
A.5	Der Aufnahmezeitpunkt einer Bildzeile	100
A.6	Geometrisches System aus Sonne, Satellit und Beobachtungspunkt	101
A.7	Bestimmung des Zenitwinkels	102
A.8	Koordinatentransformationen	102

Verwendete Symbole und Abkürzungen

$a_0, a_1 \dots, a_8$	Fitparameter
B, b	freie Parameter
C	Meteosat Count im sichtbaren Spektralbereich $C \in [0, 255]$
C_0	bei der Normierung des Satellitensignals benötigter Offset
C_{atm}	Rückstreuwert des Meeres, Atmosphärencount
C_{off}	konstanter Radiometeroffset
C_t	Kontrast
d	Diffusstrahlungsanteil
h	Sonnenhöhe [$^{\circ}$]
h_i	i-tes Stundenintervall
H, H_0	vom Auge empfundene Helligkeit, Helligkeit des Hintergrunds
i, j, k	Zählindizes
I	Bestrahlungsstärke, Einstrahlung [W/m^2]
I_0	Solarkonstante [$1367 \text{ W}/\text{m}^2$]
I_{clear}	Einstrahlung bei klarem Himmel, global horizontal [W/m^2]
I_{diff}	Diffusstrahlung [W/m^2]
I_{dir}	Direktstrahlung [W/m^2]
I_{ext}	extraterrestrische Einstrahlung [W/m^2]
I_g	Globalstrahlung auf horizontale Fläche [W/m^2]
I_{gbod}	am Boden gemessene Globalstrahlung [W/m^2]
I_{gsat}	aus Satellitendaten abgeleitete Globalstrahlung [W/m^2]
I_{tilt}	Einstrahlung auf eine geneigte Fläche [W/m^2]
J	Tag des Jahres, Julianischer Kalendertag
k	Clearness-Index
k_0	Clearness-Index bei vollständig bedecktem Himmel
k_c	Clearness-Index für klaren Himmel
k^*	Clearsky-Index
L_{sat}	vom Satelliten gemessene Strahldichte [$\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}$]
L_{toa}	Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre [$\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}$]
m	Airmass, relative optische Luftmasse
n	Cloud-Index
Q	Quellstrahldichte [$\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}$]
s_i	i-tes 30-Sekunden-Intervall
S_{λ}	spektrale Empfindlichkeit des Meteosat-Radiometers

T_{amb}	Umgebungstemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
$\langle T_{amb} \rangle$	Monatsmittel der Umgebungstemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
T_L	Linke-Trübungsfaktor, Gesamttrübungsfaktor
$T_L(2)$	Linke-Trübungsfaktor für die Airmass 2
T_{modul}	Modultemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
u, v	Fitparameter für Jahresgang der Trübung nach Bourges
w_k	Gewichte zur Mittelung von Stundenwerten
z	Standorthöhe über NN [km]
α	Kalibrierfaktor für Meteosat-Sensor
δ	optische Dicke
δ_A, δ_W	integrale optische Dicke für Aerosole bzw. Wasserdampf
δ_R	integrale optische Dicke für Rayleigh-Atmosphäre
ϵ	Exzentrizitätsfaktor der elliptischen Erdbahn
η	Lichtausbeute, luminous efficacy [lm/W]
θ	Zenitwinkel der Sonne
κ	Volumen-Extinktionskoeffizient [km^{-1}]
λ	Wellenlänge [m]
ρ	Reflexionsvermögen
ρ	relative Reflektivität
ρ_c	relative Reflektivität einer Wolkenschicht
ρ_g	relative Reflektivität des Bodens
σ_i	Variabilitätsmaß für aufeinanderfolgende Werte des Clearsky-Index
τ	Transmissionskoeffizient
ϕ	Zenitwinkel des Satelliten
ψ	Winkel zwischen Sonnen- und Satellitenrichtung
ψ'	Azimutdifferenz zwischen Sonne und Satellit in Horizontebene
DWD	Deutscher Wetterdienst
ESRA	European Solar Radiation Atlas
<i>mbe</i>	mean bias error, mittlere Abweichung
<i>rmse</i>	root mean square error, Wurzel aus mittlerer quadratischer Abweichung
VIS	Sichtweite [km]

Kapitel 1

Einleitung

In vielen Bereichen der Solarenergienutzung werden detaillierte Informationen des lokalen Angebots an Solarstrahlung benötigt, um eine effiziente Nutzung dieser Energiequelle zu ermöglichen.

In den letzten zwei Jahrzehnten wurden zahlreiche Methoden etabliert, die aus Satellitenbeobachtungen des von der Erde reflektierten Sonnenlichts auf die Einstrahlung am Erdboden schliessen. Die derzeitige räumliche Auflösung der Bilder von geostationären Satelliten mit einer Grenze von $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ übertrifft diejenige von Bodenmessnetzen bei weitem. Deshalb bieten sich aus diesen Bildern abgeleitete Einstrahlungswerte als Informationsquelle an. Die Genauigkeit der Methoden ist für viele Anwendungen zwar ausreichend, doch wurden Datenbasen bisher im Allgemeinen nur als Monatswerte der Global- und Diffusstrahlung zur Verfügung gestellt, zum Beispiel in den Kartenwerken des [Solar Radiation Atlas of Africa], des [European Solar Radiation Atlas] und im [European Daylighting Atlas]. Für die im Folgenden aufgeführten Anwendungsgebiete ist das jedoch nicht ausreichend.

Im Bereich des solaren Bauens werden zur Optimierung des energetischen Verhaltens von Fenster- und Tageslichtsystemen statistische Verteilungen der richtungsabhängigen Einstrahlung und Beleuchtungsstärke benötigt. Während der Solar Radiation Atlas of Africa keine Information über die Richtungsabhängigkeit des solaren Strahlungsangebotes bietet, enthält der European Solar Radiation Atlas immerhin Monatswerte der Einstrahlung aus den vier Himmelsrichtungen sowie mittlere Tagesgänge auf geneigte Flächen. Die Informationen des European Daylighting Atlas sind direkt auf Tageslichtanwendungen zugeschnitten. Sie liegen aber in einer ungenügenden räumlichen Auflösung vor, da Tageslichtmessungen in Europa bislang nur an fünf Stationen durchgeführt werden.

Das europäische Forschungsvorhaben Satellight hatte daher zum Ziel, Methoden zur Gewinnung von Einstrahlungs- und Tageslichtinformationen aus Satellitendaten für die besonderen Bedürfnisse der Bereiche Gebäudetechnik und Architektur anzupassen und zu validieren. Satellight bietet allen Nutzern die Möglichkeit, über das Internet richtungsspezifische Zeitreihen und statistische Charakteristika der Einstrahlung

an einem gewünschten Standort zu erhalten. Darüber hinaus werden ortsspezifische Fallstudien zu Tageslichtverhältnissen innerhalb von Gebäuden angeboten.

Ein Beispiel für die Optimierung der Nutzung der Solarstrahlung mit Hilfe von Satellitendaten liefert das Projekt PVSAT, ebenfalls ein von der Europäischen Gemeinschaft gefördertes Forschungsvorhaben. In diesem Projekt werden aus Satellitendaten abgeleitete Solarstrahlungsinformationen als Eingangsgrößen für die Ertragskontrolle von photovoltaischen Systemen verwendet. Dazu werden für bestehende Anlagen die monatlichen Energieerträge durch eine Simulation des Anlagenverhaltens bestimmt, wie sie sich aus der gegebenen meteorologischen Situation und den Anlagenkenngrößen ergeben. Diese Ertragsberechnungen werden der Betreiberin der Anlage zur Verfügung gestellt. Durch Vergleich mit dem Stand des Erzeugungszählers der Anlage können Mindererträge erkannt und Anlagenfehler behoben werden.

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen der Projekte Satellight und PVSAT und zielt daher darauf ab, detaillierte Informationen über die Solarstrahlung aus Satellitendaten abzuleiten. Dazu wird ein bestehendes Verfahren zur Bestimmung der Globalstrahlung verbessert und um Modelle zur Angabe der Diffusstrahlung bzw. Tageslichtinformationen erweitert. Die Analyse der Genauigkeit dieser Methode bildet den Schwerpunkt dieser Arbeit.

Inhalt

Zunächst werden im zweiten Kapitel grundlegende Modellansätze zum Strahlungstransport in der Atmosphäre vorgestellt. Das Ziel liegt dabei in der Ableitung der Diffusstrahlung aus Globalstrahlungswerten. Die Kenntnis der Diffusstrahlung ist zur Bestimmung der Beleuchtungsstärke auf beliebig orientierte Flächen erforderlich. Die eingehenden Globalstrahlungswerte müssen entweder am Boden gemessen oder aus Satellitendaten abgeleitet werden. Die hierfür zur Verfügung stehenden Messdaten und der Satellit Meteosat werden im dritten Kapitel vorgestellt.

Das vierte Kapitel beschreibt mit der Heliosat-Methode ein Verfahren, mit dem aus Satellitendaten die Globalstrahlung am Boden bestimmt werden kann. Diese Methode wurde für die oben genannten Projekte Satellight und PVSAT verwendet und modifiziert. Die Genauigkeit der mit dieser Methode abgeleiteten Strahlungs- und Beleuchtungsgrößen wird im fünften Kapitel untersucht. Das besondere Interesse der Analyse liegt in der Fragestellung, inwieweit die Satellitendaten den Anforderungen genügen, die sich aus den Anwendungen ergeben.

Den Abschluss bildet eine Zusammenfassung der gewonnenen Ergebnisse.

Kapitel 2

Grundlagen

Die Solarstrahlung wird auf ihrem Weg durch die Atmosphäre von den darin befindlichen Gasen, Aerosolen und Wolken beeinflusst. Die Zusammensetzung der Atmosphäre und die sich abspielenden Wechselwirkungsprozesse bestimmen sowohl die Einstrahlung am Boden als auch den zum Satelliten zurückgestreuten Anteil. Da die vorliegende Arbeit darauf abzielt, aus Satellitenbeobachtungen Informationen über die Einstrahlung am Boden zu erhalten, wird in diesem Kapitel zunächst ein kurzer Überblick über Grundlagen des Strahlungstransports in der Atmosphäre gegeben. Dabei werden die Strahlungs- und Beleuchtungsgrößen definiert, die in Solarenergieanwendungen und für Tageslichtanwendungen in der Architektur von Bedeutung sind.

In diesem Rahmen werden die Transmissionseigenschaften der klaren Atmosphäre über die Größen Trübung oder Sichtweite erfasst. Nach der Definition dieser Größen wird dargestellt, wie sich die Einstrahlung bei unbewölktem Himmel modellieren lässt. Die angegebenen Modelle sind für eine Abschätzung der an einem Ort maximal zu erwartenden Bestrahlungsstärke hilfreich.

Für Solarenergieanwendungen werden zur Charakterisierung der atmosphärischen Bedingungen der Clearness-Index und der Clearsky-Index benutzt. Diese Maße lassen sich mit den Satellitenmesswerten in Beziehung setzen. Weiterhin ist der Clearness-Index eine wesentliche Größe zur Bestimmung des diffusen Anteils der Globalstrahlung. Ist der Diffusanteil bekannt, lassen sich Aussagen über die Beleuchtungsverhältnisse machen.

2.1 Strahlungstransport in der Atmosphäre

Dieser Abschnitt gibt einen Überblick über die für die Einstrahlung am Boden relevanten Prozesse in der Atmosphäre. Insbesondere werden die für diese Arbeit wichtigen Strahlungs- und Beleuchtungsgrößen definiert.

Strahlungsübertragungsgleichung

Beim Durchtritt von elektromagnetischer Strahlung durch ein atmosphärisches Volumenelement treten Veränderungen der Strahldichte L auf. Unter Strahldichte versteht man die Strahlungsenergie pro Zeiteinheit, die senkrecht durch eine Einheitsfläche in den Einheitsraumwinkel geht. Eine Änderung der Strahldichte kann durch eine Extinktion geschehen. Damit wird die Schwächung der Strahlung durch Absorption und Streuung zusammengefasst. Es kann aber auch eine Erhöhung der Strahldichte infolge von Eigenemission des Volumenelements oder Einstreuung aus anderen Richtungen bewirkt werden. Die Veränderungen der Strahldichte werden durch die Strahlungsübertragungsgleichung erfasst:

$$\frac{dL}{ds} = -\kappa (L - Q). \quad (2.1)$$

Sie besagt, dass die Reduktion der Strahldichte dL zur Weglänge ds im Volumenelement und zum Volumenextinktionskoeffizienten κ proportional ist. Durch das Symbol Q werden die Strahldichten aller Strahlungsquellen im Volumenelement zusammengefasst.

Für horizontal homogene Atmosphären kann die optische Dicke δ in Zenitrichtung eingeführt werden:

$$d\delta = \kappa dz. \quad (2.2)$$

Die Quellstrahldichte Q lässt sich in drei Anteile aufteilen:

1. Die Vermehrung der Strahlung durch lokale thermische Emission ist abhängig vom Absorptionskoeffizienten κ_a und von der Planck-Funktion $B(T)$ der gegebenen Temperatur T :

$$dQ_1 = \kappa_a ds B(T).$$

2. Die Strahlung, die aus der Richtung der Sonne (θ_0, ϕ_0) kommend in die Richtung (θ, ϕ) einfach gestreut wird, wird angegeben durch:

$$dQ_2 = \frac{\kappa_s}{4\pi\kappa} ds P(\theta_0, \phi_0; \theta, \phi) \pi F_0 e^{-\delta/\cos\theta_0}.$$

Die Streufunktion $\frac{P}{4\pi}$ stellt den Anteil der Strahlung dar, der in die betrachtete Richtung umgelenkt wird. κ_s ist der Streukoeffizient. Die extraterrestrische solare Strahlungsflussdichte πF_0 wird auf ihrem Weg zum betrachteten Volumenelement um den Faktor $e^{-\delta/\cos\theta_0}$ vermindert, wobei der Weg durch den Zenitwinkel θ_0 festgelegt wird.

3. Die aus dem gesamten Halbraum eintreffende, mehrfach gestreute, diffuse Strahlung wird beschrieben durch:

$$dQ_3 = \frac{\kappa_s}{4\pi\kappa} ds \int_0^{2\pi} \int_0^\pi P(\theta', \phi'; \theta, \phi) L(\theta', \phi') \sin\theta' d\theta' d\phi'.$$

Um die Strahlungsflussdichte durch eine Fläche zu erhalten, muss über die Strahlungsdichte aus dem Halbraum oberhalb dieser Fläche integriert werden. Das ergibt als Bestrahlungsstärke die Einstrahlung I [W/m²].

Es existieren zahlreiche Methoden zur numerischen Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung. Das Doppelintegral des Quellterms Q_3 wird dabei als Summe ausgedrückt, siehe z. B. [Zdunkowski/Korb 85].

Direktstrahlung

Die aus der Richtung der Sonne kommende Einstrahlung wird als Direktstrahlung bezeichnet. Es handelt sich hierbei um die extraterrestrische Einstrahlung, die innerhalb der Atmosphäre durch die folgenden Prozesse reduziert wird:

- Streuung an Luftmolekülen
- Streuung und Absorption durch Aerosole
- Absorption durch Gase und Wasserdampf
- Absorption und Streuung in Wolken

Diese Extinktionsprozesse können als unabhängig voneinander betrachtet werden, denn es gibt keine Wechselwirkungen zwischen ihnen. Außerdem wird durch Streuprozesse die Wellenlänge des gestreuten Lichts nicht verändert. Es reicht deshalb aus, die Extinktion monochromatisch zu betrachten.

Die Direktstrahlung $I_{dir,\lambda}$ lässt sich als Produkt aus extraterrestrischer Bestrahlungsdichte $I_{ext,\lambda}$ und den wellenlängenabhängigen Transmissionskoeffizienten $\tau_{i\lambda}$ für die einzelnen Extinktionsprozesse auffassen:

$$I_{dir,\lambda} = I_{ext,\lambda} \cdot \prod_{i=1}^n \tau_{i\lambda}. \quad (2.3)$$

Die einzelnen Transmissionskoeffizienten lassen sich aus der optischen Dicke und der optischen Weglänge m_i bestimmen:

$$\tau_{i\lambda} = \exp(-\delta_{i\lambda} \cdot m_i). \quad (2.4)$$

Mit $m_i = 1/\cos\theta$ ist dies eine spezielle Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung (2.1), wenn als Quellterm $Q = 0$ angenommen wird.

Im Folgenden wird kurz auf die einzelnen Extinktionsprozesse eingegangen.

Streuung an Molekülen

Die Streuung kann klassisch als Lösung der Maxwellgleichungen mit entsprechenden Randbedingungen erklärt werden. Für statistisch verteilte dielektrische Kugeln, die sehr viel kleiner sind als die Wellenlänge der eintreffenden Strahlung, fand Rayleigh eine analytische Lösung. Bei Luftpunktmolekülen sind die Bedingungen für Rayleigh-Streuung erfüllt, da deren Radien mit Größenordnungen um 10^{-10}m klein sind im Vergleich zu Wellenlängen der Solarstrahlung $\lambda > 10^{-7}\text{m}$.

Die Streufunktion ist gegeben durch

$$P(\psi) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \psi). \quad (2.5)$$

Sie gibt die Wahrscheinlichkeit an, gestreute Strahlung in einem Winkel ψ zur Einfallrichtung anzutreffen. Das Maximum der abgestrahlten Leistung liegt senkrecht zur Schwingungsrichtung des angeregten Dipols, während in seiner Schwingungsrichtung keine Strahlung abgegeben wird.

Der Streuquerschnitt ist mit λ^{-4} stark abhängig von der Wellenlänge.

Streuung und Absorption durch Aerosole

Unter Aerosolen versteht man feste Schwebeteilchen wie Staub, Luftverschmutzung und Meersalz mit einer räumlichen Ausdehnung in der Größenordnung $10^{-3}\mu\text{m}$ bis $10^2\mu\text{m}$.

Die Streuung an Teilchen, deren Radien die Wellenlänge der eingehenden Strahlung übertrifft, wird durch die Mie-Streuung beschrieben. Die Mie-Streuung unterscheidet sich von der Rayleigh-Streuung zum einen in der Phasenfunktion, da die Streuung hauptsächlich in Vorwärtsrichtung auftritt. Zum anderen ist die Aerosolstreuung bei mittleren Teilchengrößenverteilungen mit $\lambda^{-1.3}$ weniger stark abhängig von der Wellenlänge.

Aerosole absorbieren auch Strahlung, jedoch ist der Großteil der Extinktion durch Streuung bedingt. Das Verhältnis aus Streukoeffizient κ_s und Extinktionskoeffizient κ , die sogenannte Einfachstreualbedo, liegt im Bereich $0.7 \leq \kappa_s/\kappa < 1$.

Absorption durch Gase und Wasserdampf

Moleküle können ihren Energiezustand verändern, indem sie selektiv Photonen einer bestimmten Frequenz absorbieren. Die Energieabgabe entspricht einem elektronischen Übergang, einer Änderung im Rotations- oder Schwingungszustand oder einer Kombination daraus. Außerdem kann eine Absorption auch zu einer Ionisation oder Dissoziation des Moleküls führen.

Absorption und Streuung in Wolken

Eine Wolke ist eine Ansammlung kleiner beweglicher Körper in einem gasförmigen Medium, deren Anzahl groß genug ist, um eine für das Auge leicht erkennbare Verringerung der Sichtweite zu erzielen [Grassl 78]. Aerosolfreie Wasserwolken besitzen eine Einfachstreualbedo $\kappa_s/\kappa \approx 1$. Dabei kann die Schwächung der Strahlung wegen der hohen Anzahl von Wechselwirkungsprozessen zu 20 % auf Absorption beruhen.

Befinden sich in der Wolke Aerosole, beeinflussen diese den Strahlungshaushalt auf zwei Arten. Einerseits dienen sie als Kondensationskeime, so dass bei konstantem Flüssigwassergehalt eine höhere Anzahl von Tröpfchen mit kleineren Radien vorhanden ist. Durch die höhere Anzahl der Teilchen erhöht sich die optische Dicke und durch deren geringere Größe die Rückwärtsstreuwahrscheinlichkeit. Andererseits nimmt das Absorptionsvermögen aufgrund der niedrigeren Einfachstreualbedo der Aerosole stark zu.

Abhängig von der optischen Dicke der Wolke haben Aerosole unterschiedliche Einflüsse auf die Transmission und Albedo der Wolke: Für optisch sehr dicke Wolken dominiert der Absorptionseffekt der Aerosole gegenüber dem albedoerhöhenden Effekt der höheren Rückwärtsstreuwahrscheinlichkeit. Die aerosolhaltige Wolke benötigt eine höhere optische Dicke, um die gleiche Albedo wie eine reine Wasserwolke zu erreichen. Bei optisch dünnen Wolken besitzt die Absorption eine geringere Bedeutung. Aufgrund der höheren Rückwärtsstreuwahrscheinlichkeit besitzt die aerosolhaltige Wolke bei gleicher Albedo eine geringere optische Dicke als die reine Wasserwolke.

In dieser Arbeit wird die Transmission durch die Wolke über die Messung ihrer Rückstreuung bestimmt. Aerosole führen somit zu einer Ungenauigkeit bei der Bestimmung der Transmission von bis zu einigen Prozent, die ohne Zusatzinformationen über den Aerosolgehalt nicht zu vermeiden ist.

Globalstrahlung und Diffusstrahlung

Die aus allen Himmelsrichtungen eintreffende Einstrahlung wird als Globalstrahlung bezeichnet. Sie beinhaltet die aus dem Raumwinkel der Sonne stammende Direktradiation und die diffuse Strahlung aus allen anderen Richtungen. Die Diffusstrahlung entsteht hauptsächlich durch Einfachstreuung, und zu geringeren Anteilen durch Mehrfachstreuung, sowie Mehrfachreflexion zwischen Atmosphäre und Erdboden.

Beleuchtungsstärke und Lichtausbeute

Das menschliche Auge kann das von der Sonne ausgehende Licht nur zu einem eingeschränkten Teil wahrnehmen. Die Beleuchtungsstärke ergibt sich aus der Bestrahlungsstärke durch die Wichtung mit der Empfindlichkeitskurve des Auges. Der Quotient aus Beleuchtungsstärke und Einstrahlung wird als Lichtausbeute oder Lichtwirk-

samkeit η bezeichnet. Die von den Veränderungen im Atmosphärenzustand hervorgerufenen Unterschiede im solaren Spektrum spiegeln sich in der Größe der Lichtausbeute wider. Verglichen mit den als Standardwert genannten 112 lm/W für Globalstrahlung treten bei gemessenen Daten Abweichungen von 10-20% auf. Die Lichtausbeute für Diffusstrahlung ist mit $\eta = 120\text{--}125 \text{ lm/W}$ wirksamer als für Direktstrahlung mit $\eta = 85\text{--}90 \text{ lm/W}$.

Für die Untersuchung von Beleuchtungssystemen ist die Verfügbarkeit der globalen Beleuchtungsstärke auf die horizontale Fläche nicht ausreichend. Es werden zumindest die diffusen und direkten Anteile benötigt, um genauere flächen- und richtungsbezogene Aussagen machen zu können, siehe Abschnitt 2.6.

Strahlungsdaten aus Satellitenbildern

Seit Ende der siebziger Jahre existiert eine Reihe von Verfahren zur Bestimmung von Einstrahlungsdaten aus Satellitenbildern. Die Methoden basieren darauf, dass die Bodeneinstrahlung durch die atmosphärische Transmission und damit in erster Näherung durch die Bewölkung bestimmt wird. Aus den Satellitenbildern muss deshalb eine Größe abgeleitet werden, die möglichst genau den Bewölkungszustand repräsentiert.

Bei den sogenannten statistischen Verfahren wird dieser Bewölkungsparameter direkt mit der Bodeneinstrahlung in Beziehung gesetzt, wobei der funktionale Zusammenhang zuvor über eine Regression mit Bodenmesswerten bestimmt werden muss.

Bei den physikalischen Verfahren wird der Bewölkungsparameter als Eingabewert einer Strahlungstransferrechnung benutzt. Da Strahlungstransfermodelle Bilanzgleichungen für ein Volumenelement darstellen, würden diese die Atmosphäre exakt beschreiben, wenn für jedes infinitesimale Spektralintervall getrennt, und für jedes infinitesimale Volumenelement, alle physikalisch möglichen Wechselwirkungsprozesse berücksichtigt würden. Dazu ist eine genaue Kenntnis der atmosphärischen Zusammensetzung notwendig.

[Noia et al. 93] geben einen vergleichenden Überblick der bis dahin etablierten Methoden. [Hollmann/Dammann 99] präsentieren eine neuere Literaturstudie über Verfahren zur Bestimmung der Strahlungsbilanz am Erdboden aus Satellitendaten.

Strahlungstransferrechnungen / Modtran

Strahlungstransferrechnungen wurden im Rahmen dieser Arbeit mit dem Programm Modtran von [Kneizys et al. 96] durchgeführt. Mit diesem Programm ist es möglich, bei Vorgabe des Atmosphärenzustands und der Geometrie sowohl die Einstrahlung am Boden als auch die am Satelliten messbare Strahldichte zu bestimmen.

Berechnungen des Strahlungstransports wurden daher benutzt, um die Diffusstrahlung bei unbewölktem Himmel zu ermitteln. Daraus ergab sich ein Diffusstrahlungs-

modell, das die atmosphärische Trübung und den Sonnenstand als Parameter enthält, siehe (2.21).

Daneben wurde ein empirisch abgeleitetes Modell der Atmosphären-Rückstreuung qualitativ überprüft. Diese wird über der dunklen Fläche des Ozeans bestimmt. Sie dient in Kapitel 4 als Offset bei der Normierung des Satellitensignals.

Ausblick

Nachdem nun die grundlegenden Strahlungs- und Beleuchtungsgrößen definiert worden sind, sollen sie in den folgenden Abschnitten so miteinander in Beziehung gesetzt werden, dass sie aus den Satellitenbildern abgeleitet werden können. Mit den im Folgenden vorgestellten Modellierungen ist es dann z.B. möglich, die Direkt- und Diffusstrahlung aus dem Transmissionsvermögen der Atmosphäre zu bestimmen, wie in Abbildung 2.1 dargestellt wird.

Das Transmissionsvermögen der Atmosphäre kann als zentrale Größe dieses Kapitels angesehen werden. Denn einerseits lässt sich diese atmosphärische Eigenschaft näherungsweise aus der im Satellitenbild erkennbaren Bewölkung gewinnen. Sind andererseits das Transmissionsvermögen und die Einstrahlung bei wolkenlosem Himmel bekannt, so ergibt deren Produkt die Globalstrahlung am Erdboden. Die Einstrahlung bei unbewölktem Himmel wird maßgeblich von der atmosphärischen Trübung beeinflusst.

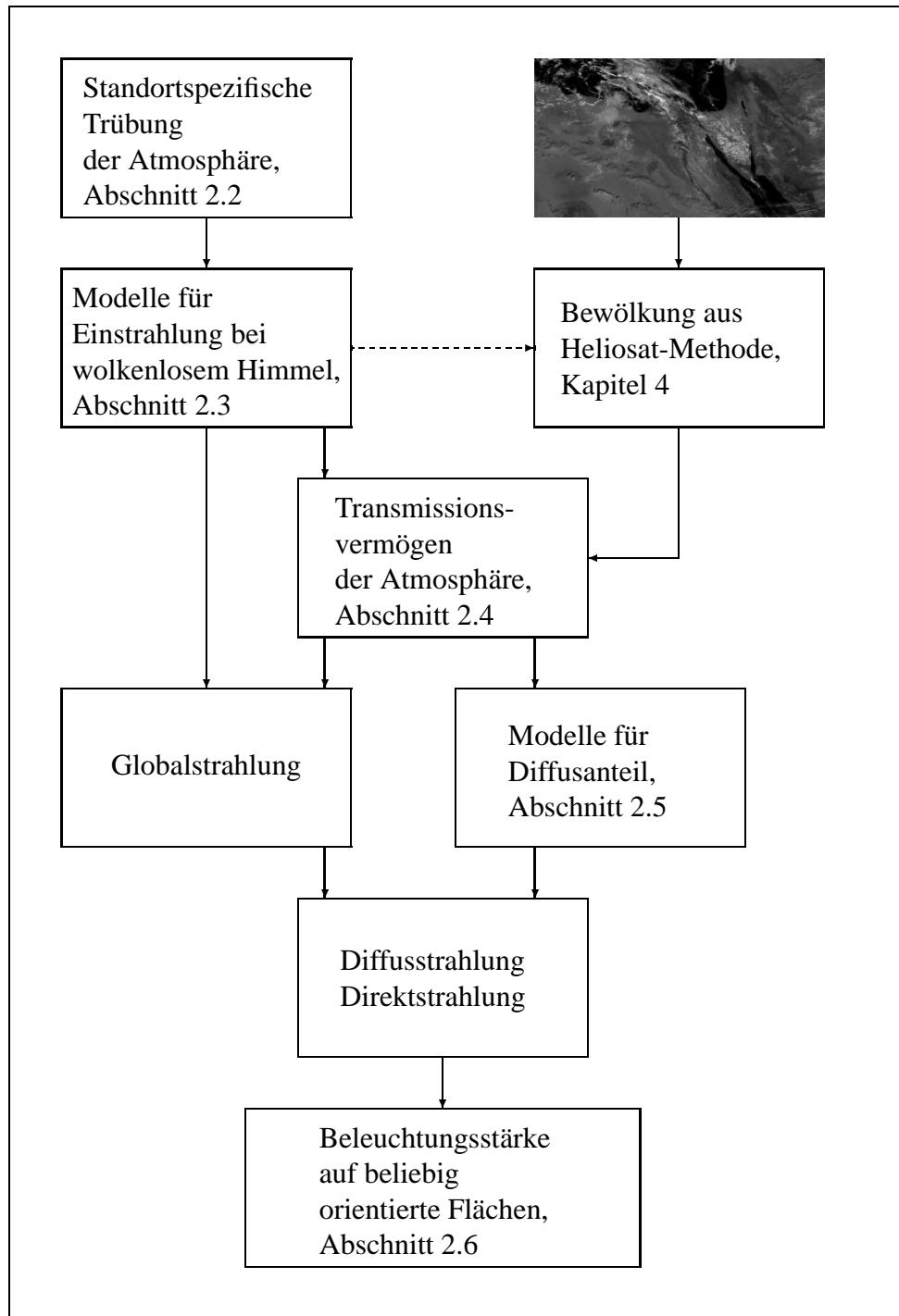


Abbildung 2.1: Modellierungen zur Bestimmung der Global- und Diffusstrahlung aus Satellitenbildern und der daraus abgeleiteten Beleuchtungsstärke.

2.2 Einfluss der Trübung auf den Strahlungstransport

Im wolkenlosen Fall wird die Direktstrahlung durch Streuung an Molekülen, Extinktion durch Aerosole und Absorption durch Wasserdampf vermindert. Bei Anwesenheit von Aerosolen und Wasserdampf spricht man von der Trübung der Atmosphäre. Die Konzentration dieser Stoffe ist räumlich und zeitlich stark veränderlich. Daher werden hier zwei Maße für die Trübung der Atmosphäre vorgestellt, der Gesamttrübungsfaktor nach [Linke 22] und die Normsichtweite. Zur Abschätzung der Einstrahlung im wolkenlosen Fall ist die Kenntnis von Trübung oder Sichtweite hilfreich. Dieser Abschnitt bringt beide Größen in Zusammenhang und beschreibt deren standortabhängige Modellierungen, die im Satellight-Projekt und im Afrikanischen Strahlungsatlas benutzt werden.

Gesamttrübungsfaktor nach Linke

Die über das ganze Spektrum integrierte optische Dicke δ fasst die Extinktion der Direktstrahlung durch Gase, Aerosole und Wasserdampf zusammen:

$$\delta(m) = \delta_R(m) + \delta_A(m) + \delta_W(m). \quad (2.6)$$

Die optische Dicke ist von der relativen optischen Weglänge, der Airmass m , abhängig. Diese wird auf den kürzest möglichen Weg in Zenitrichtung bezogen und kann nach (A.2) bestimmt werden.

Bezieht man nun diese integrale optische Dicke auf die integrale optische Dicke δ_R für klare trockene Luft (Rayleigh-Atmosphäre ohne Wasserdampf und Aerosole), so erhält man als Maß für die Trübung der Atmosphäre den Linke-Trübungsfaktor

$$T_L(m) = \delta(m) / \delta_R(m). \quad (2.7)$$

Das Ziel dieser Definition ist es, ein sonnenstandsunabhängiges Trübungsmaß zu erhalten. Der Trübungsfaktor nimmt in der Regel Werte $T_L > 2$ an. Er gibt die gedachte Anzahl von Rayleigh-Atmosphären an, die die gleiche Trübung hervorrufen wie die wirkliche Atmosphäre. Dadurch wird der Einfluss von Aerosolen und Wasserdampf zusammengefasst.

Für die Direktstrahlung ergibt sich dann nach Durchlauf durch die Atmosphäre

$$I_{dir} = I_0 \cdot \exp \left(-T_L(m) \cdot \delta_R(m) \cdot m \right). \quad (2.8)$$

Somit lässt sich der Trübungsfaktor durch Umstellen der Gleichung (2.8) aus gemessenen Direktstrahlungswerten bestimmen, wenn m und $\delta_R(m)$ bekannt sind. Die Abhängigkeit der integralen optischen Rayleigh-Dicke $\delta_R(m)$ von der Airmass wurde ursprünglich von [Kasten 80] beschrieben:

$$\delta_{R_K}(m)^{-1} = 9.4 + 0.9m. \quad (2.9)$$

Der durch (2.8) und (2.9) bestimmte Linke-Trübungsfaktor besitzt einen Tagesgang, den er bei unveränderter Konzentration der atmosphärischen Bestandteile nicht haben dürfte¹. Daher wurde von [Kasten 88] als sonnenstandsabhängiges Trübungsmaß der Linke-Trübungsfaktor für die Airmass 2 definiert:

$$T_L(2) = T_L(m) \cdot \delta_{R_K}(m) / \delta_{R_K}(2). \quad (2.10)$$

Eine genauere Kenntnis des extraterrestrischen solaren Spektrums und der Rolle der verschiedenen absorbierenden und streuenden Gase innerhalb der Atmosphäre veranlasste [Louche et al. 86], von höheren Werten für $\delta_R(m)$ auszugehen. Basierend auf deren Untersuchung übernahm [Kasten 96] deren Formulierung. Für eine Airmass $m > 20$ ist jedoch eine von [Page 96-1] eingeführte Modifikation notwendig:

$$\begin{aligned} m \leq 20 : \quad \delta_{R_L}(m)^{-1} &= 6.6296 + 1.7513m - 0.1202m^2 \\ &\quad + 0.0065m^3 - 0.00013m^4 \\ m > 20 : \quad \delta_{R_L}(m)^{-1} &= 10.4 + 0.718m. \end{aligned} \quad (2.11)$$

Die Verwendung dieses Ausdrucks zur Berechnung der optischen Rayleigh-Dicke verändert den Wert für T_L bei vorgegebener Airmass und Direktstrahlung. Da umfangreiche Datensätze des Linke-Trübungsfaktors für δ_{R_K} bestehen, führt [Page 96-1] einen Umrechnungsfaktor als Verhältnis der optischen Rayleigh-Dicken für die Airmass 2 ein:

$$T_{L_L}(2) = T_{L_K}(2) \cdot \delta_{R_K}(2) / \delta_{R_L}(2) = 0.8662. \quad (2.12)$$

Mit diesem Umrechnungsfaktor ergibt sich aus (2.8) ein Zusammenhang zwischen Direktstrahlung und Trübungsfaktor, der laut [Page 96-1] keinen Tagesgang aufweist:

$$I_{dir} = I_0 \cdot \exp \left(-0.8662 \cdot T_{L_K}(2) \cdot \delta_{R_L}(m) \cdot m \right). \quad (2.13)$$

Jahresgang der Trübung nach Bourges

Die mittlere monatliche Trübung unterliegt im allgemeinen jahreszeitlich bedingten Schwankungen, das heißt die Zusammensetzung der Atmosphäre ist zeitlich variabel. So ist die Atmosphäre in der Regel im Sommer trüber als im Winter. [Bourges 92] stellt ein empirisches Modell vor, das diesen Sachverhalt beschreibt:

$$T_L = T_0 + u \cdot \cos((2\pi/365) \cdot J) + v \cdot \sin((2\pi/365) \cdot J), \quad (2.14)$$

wobei J den Julianischen Kalendertag bezeichnet.

¹Dieser Tagesgang wird von [Kasten 88] dadurch begründet, dass δ_R , δ_A und δ_W in keiner linearen Beziehung zueinander stehen. Eine Veränderung der spektralen Verteilung, wie sie durch Änderung der durchstrahlten Luftmasse entsteht, bewirkt eine Änderung des Trübungsfaktors.

Referenz	Trübungs-Zone	T_0	u	v
2	Nord- und Ostsee	3.60	-0.60	0.007
6	Deutsche und polnische Tiefebene	3.95	-0.92	0.033
8	Kontinental	3.9	-0.76	-0.0032

Tabelle 2.1: Parameter für den Jahresgang der Trübung nach Bourges für Deutschland. Die angegebenen Werte für die mittlere jährliche Trübung T_0 , sowie die Amplitudenparameter u und v entstammen [Dumortier 98].

[Dumortier 98] teilte Europa in 13 Trübungszenen ein, für die er Werte für die mittlere jährliche Trübung T_0 , sowie die Amplitudenparameter u und v anführt. Diese Werte wurden aus einer Datenbasis von 507 europäischen Standorten abgeleitet und finden Verwendung im Satellight-Projekt. Die für Deutschland angegebenen Werte können der Tabelle 2.1 entnommen werden. Für Industriegebiete muss der resultierende Wert wegen des erhöhten Aerosolgehalts um $\Delta T_L = +0.5$ erhöht werden. Der sich ergebende Jahresgang der Trübung für Deutschland ist in Abbildung 2.2 dargestellt.

Sichtweite

Ein anderes Maß für die Trübung der Atmosphäre ist die Normsichtweite. Darunter versteht man die weiteste Entfernung, in der man einen Gegenstand noch vom Horizont unterscheiden kann. Bezeichnet man mit H die vom menschlichen Auge empfundene Helligkeit des Gegenstandes und mit H_0 die Helligkeit des Hintergrunds, so wird der Kontrast C_t als

$$C_t = \frac{H - H_0}{H_0}$$

definiert. Erfahrungsgemäß wird ein Gegenstand noch vom Hintergrund unterscheiden, wenn der Kontrast $C_t > 2\%$ ist. Daraus kann nach [Roedel 94] die Bestimmung der Sichtweite abgeleitet werden: Der vom Auge empfundene Kontrast eines schwarzen Gegenstands gegenüber einem hellen Hintergrund wird durch die Anzahl der sich auf dem Weg zwischen Gegenstand und Auge befindlichen Streuzentren mit Extinktionskoeffizient κ und die Weglänge l bestimmt:

$$C_t = \exp(-\kappa l).$$

Der Gesamt-Extinktionskoeffizient κ bei 550nm fasst die Extinktionskoeffizienten für Rayleigh-Streuung, Absorption durch Gase und Extinktion durch Aerosole als Summe zusammen.

Setzt man für C_t den Schwellwert 0.02 ein und stellt die Gleichung nach der Weglänge l um, so ergibt sich die Normsichtweite nach [Koschmieder 24]:

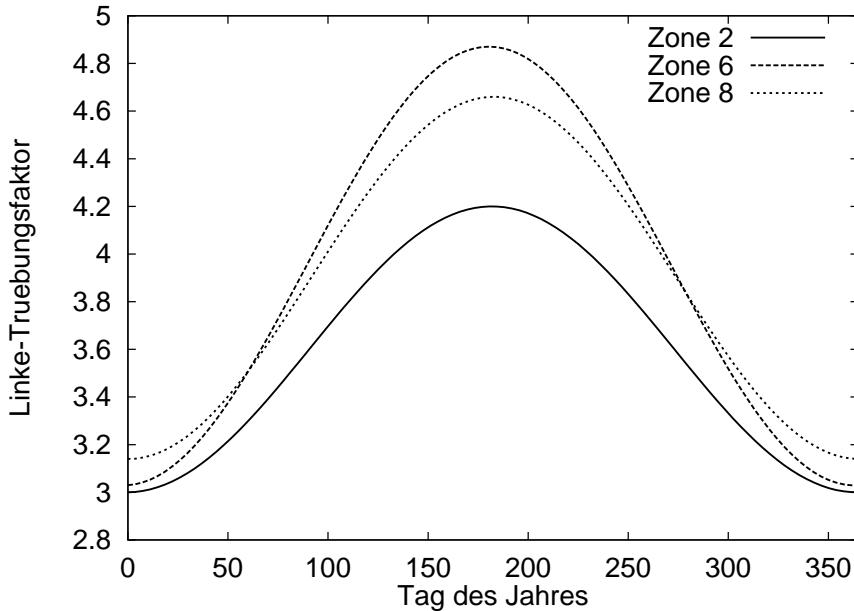


Abbildung 2.2: Jahresgang der atmosphärischen Trübung für Deutschland. Der Linke-Trübungsfaktor ist nach (2.14) bestimmt worden, die angegebenen Zonen beziehen sich auf Tabelle 2.1.

$$VIS = -\ln 0.02/\kappa.$$

Im Solar Radiation Atlas of Africa wurde zur Spezifikation des Aerosolgehalts von [Stuhlmann et al. 90] auf eine Modellierung des Jahresgangs der Sichtweite zurückgegriffen. Für drei geografische Breiten wurde je ein Sommer- und ein Winterwert der Sichtweite festgelegt und zwischen diesen Werten für alle Breiten und Monate interpoliert.

Zusammenhang zwischen Trübung und Sichtweite

[Westerhellweg 97] ermittelte einen Zusammenhang zwischen Sichtweite und Trübung aus Strahlungstransferrechnungen. Zu diesem Zweck wurde die Direktstrahlung für verschiedene Sonnenstände und Sichtweiten mit Modtran bestimmt. Aus der Direktstrahlung ergibt sich über Gleichung (2.13) der dieser Sichtweite entsprechende Linke-Trübungsfaktor

$$T_L(2) = \frac{53\text{km}}{VIS} + 2.5. \quad (2.15)$$

Dieser Zusammenhang zwischen Sichtweite und Trübungsfaktor zeigte sich nahezu unabhängig vom Zenitwinkel, was darauf hinweist, dass beide Größen als sonnen-

standsunabhängige Trübungsmße geeignet sind. Der Trübungsfaktor ergibt sich aus Messungen der Direktstrahlung und die Sichtweite wird regelmäßig auf Flughäfen bestimmt.

Hinweise auf weitere Zusammenhänge und Untersuchungen zu Sichtweite und Trübungsfaktor sind im Anhang A.2 aufgeführt.

2.3 Einstrahlung bei wolkenlosem Himmel

In diesem Abschnitt werden empirische Modelle für die Globalstrahlung bei klarem, unbewölktem Himmel verglichen, die in der Literatur als Clearsky-Modelle bekannt sind. Diese spielen neben der Berechnung der am Boden maximal zu erwartenden Bestrahlungsstärke eine Rolle bei der Normierung des Satellitensignals in Kapitel 4.

Die vorgestellten Modellierungen unterscheiden sich in der Art und Weise, wie die atmosphärische Trübung berücksichtigt wird. Während die einfachen Modelle die Globalstrahlung bei klarem Himmel direkt aus dem Sonnenstand bestimmen, werden bei den aufwendigeren Modellen Direkt- und Diffusanteil getrennt behandelt und aus Sonnenstand und Trübung bestimmt. Als Ausgangsgröße dient allen Modellen die extraterrestrische Einstrahlung auf eine horizontale Fläche.

Die Einstrahlung am oberen Rand der Atmosphäre

Als Solarkonstante $I_0 = 1367 \text{ W/m}^2$ wird die mittlere Solarstrahlung am Oberrand der Atmosphäre bei senkrechtem Einfall bezeichnet. Die extraterrestrische Einstrahlung I_{ext} auf eine horizontale Fläche variiert mit dem Zenitwinkel des Sonnenstands θ und dem Abstand der Erde von der Sonne:

$$I_{ext} = I_0 \cdot \varepsilon \cdot \cos \theta, \quad (2.16)$$

wobei der Exzentrizitätsfaktor ε die Änderung des Abstands von Sonne und Erde auf der ellipsenförmigen Erdbahn beschreibt, siehe [Iqbal 83, S.3].

Einfluss des Sonnenstands auf die Einstrahlung bei unbewölktem Himmel

Bei der Entwicklung der Heliosatmethode spielten zwei Clearsky-Modelle eine Rolle, die es ermöglichen, die Globalstrahlung bei klarem Himmel, I_{clear} , allein aus dem Sonnenstand zu bestimmen.

[Bourges 79] nutzte die folgende Gleichung zur Beschreibung der Globalstrahlung bei klarem Himmel:

$$I_{clear} = 0.7 \cdot (\cos \theta)^{0.15} \cdot I_{ext}. \quad (2.17)$$

Der Faktor 0.7 beschreibt die - als konstant angenommenen - Transmissionseigenschaften der Atmosphäre, während der Term $\cos^{0.15} \theta$ die zunehmende Schwächung der Einstrahlung mit zunehmender Weglänge durch die Atmosphäre ausdrückt.

Dieses Modell eignet sich zur Beschreibung der Globalstrahlung von Atmosphären mit starker Trübung. Daher erhöhten [Perrin de Brichambaut/Vauge 82] den Vorfaktor für weniger trübe Atmosphären von 0.7 auf 0.81.

Einfluss der Trübung

Ein Modell, das neben dem Sonnenstand auch den Einfluss der Trübung auf die Globalstrahlung bei unbewölktem Himmel berücksichtigt, ist das Modell von [Kasten 83]. Es basiert auf Daten, die zwischen 1979 und 1982 an 14 Stationen im Strahlungsmesnetz des Deutschen Wetterdienstes aufgenommen wurden. Dabei fanden Daten mit Sonnenhöhen $h > 9^\circ$ Berücksichtigung. Die globale Bestrahlungsstärke bei klarem Himmel wird folgendermaßen berechnet:

$$I_{clear} = 0.84 \cdot e^{-0.027 \cdot T_L / \cos \theta} \cdot I_{ext}. \quad (2.18)$$

Der Trübungsfaktor wurde aus der Direktstrahlung über (2.8) und (2.9) ermittelt.

Trennung von Diffus- und Direktanteil

In den folgenden Modellen wird die Globalstrahlung als Summe aus Direkt- und Diffusstrahlung aufgefasst. Beide Anteile werden getrennt nach Linke-Trübungsfaktor und Sonnenstand parametrisiert:

$$I_{clear}(T_L) = I_{dir}(T_L) \cos \theta + I_{diff}(T_L). \quad (2.19)$$

Für die Direktstrahlung wird in den folgenden Modellen die in (2.13) gegebene Formulierung von [Page 96-1] übernommen, die Modelle unterscheiden sich also nur in der Beschreibung der Diffusstrahlung.

Diffusstrahlung nach Dumortier

Die Diffusstrahlung bei klarem Himmel wurde von [Dumortier 95] nach Trübungsfaktor und Sonnenstand parametrisiert. Das Resultat ist eine empirische Anpassung an 5-min-Mittel der Global- und Diffusstrahlungswerte, die in Vaulx-en-Velin, Frankreich, zwischen 1992 und 1994 gemessen worden sind:

$$\begin{aligned} I_{diff} = & I_0 \cdot \varepsilon \cdot \left(0.0065 + \left(-0.045 + 0.0646 \cdot T_L \right) \cdot \cos \theta \right. \\ & \left. + \left(0.014 - 0.0327 \cdot T_L \right) \cdot \cos^2 \theta \right). \end{aligned} \quad (2.20)$$

Dieses Modell wird in den Projekten Satellight und PVSAT verwendet.

Diffusstrahlung nach Westerhellweg

Ein weiteres Diffusstrahlungsmodell, das neben dem Sonnenstand die Trübung berücksichtigt, wurde von [Westerhellweg 97] eingeführt. Das Besondere an diesem Modell

ist, dass es nicht auf Bodendaten beruht, sondern über die Parametrisierung der Ergebnisse von Strahlungstransferrechnungen ermittelt wurde:

$$\begin{aligned} I_{diff} = & I_0 \cdot \varepsilon \cdot \left(a_0 + a_1 T_L + a_2 T_L^2 + (a_3 + a_4 T_L + a_5 T_L^2) \cdot \cos \theta \right. \\ & \left. + (a_6 + a_7 T_L + a_8 T_L^2) \cdot \cos^2 \theta \right), \end{aligned} \quad (2.21)$$

$$\begin{array}{lll} a_0 = 0.017991 & a_3 = -0.112593 & a_6 = -0.019104 \\ a_1 = -0.003967 & a_4 = 0.101826 & a_7 = -0.022103 \\ a_2 = 0.000203 & a_5 = -0.006220 & a_8 = 0.003107. \end{array}$$

Die Diffusstrahlung wurde dabei als Integral über die aus allen Himmelsrichtungen einfallenden Streustrahlungen aufgefasst. Die Himmelsrichtungen sind durch 15° -Schritte in Zenitwinkel und Azimut festgelegt worden. Dabei wurde darauf geachtet, die Sonne genau zwischen zwei Himmelsegmente zu legen, denn aus deren Richtung kommt die Direktstrahlung. Die Berechnungen des Strahlungstransports wurden mit Modtran durchgeführt.

Zur Variation des Sonnenstandes und der Trübung wurden der Sonnenzenitwinkel von 0° bis 90° in 10° -Schritten und die Sichtweite von 5km bis 100km durchlaufen. Der Linke-Trübungsfaktor ergab sich aus der Sichtweite durch den Zusammenhang (2.15).

Für alle Berechnungen wurden eine Stationshöhe von 0 m üNN und der 93. Tag des Jahres eingesetzt. Der Wellenlängenbereich entsprach dem Intervall $0.28\mu\text{m} - 4\mu\text{m}$. Die Atmosphäre wurde als US-Standard-Atmosphäre mit einem Gehalt von 336 ppm CO_2 und einem Sommer-Aerosolprofil für mittlere Breiten angenommen.

Diffusstrahlungsmodell des European Solar Radiation Atlas

Für den European Solar Radiation Atlas (ESRA) wurde ein Diffusstrahlungsmodell entwickelt, das Trübung und Sonnenstand durch den folgenden Ausdruck berücksichtigt:

$$I_{diff} = I_0 \cdot \varepsilon \cdot \tau_d(T_L) \cdot f_d(\cos \theta, T_L). \quad (2.22)$$

Dabei bezeichnet $\tau_d(T_L)$ eine Transmissionsfunktion für die Diffusstrahlung in Zenitrichtung. Sie wird von [Rigollier et al. 00] als Polynom 2. Ordnung in T_L angegeben:

$$\tau_d(T_L) = -1.543 \cdot 10^{-2} + 3.0543 \cdot 10^{-2} \cdot T_L + 3.797 \cdot 10^{-4} \cdot T_L^2.$$

Die winkelabhängige Diffusfunktion $f_d(\cos \theta, T_L)$ erfasst die zusätzliche Streuung durch Verlängerung des Weges durch die Atmosphäre. Die Abhängigkeit vom Zenitwinkel wird als

$$f_d(\cos \theta, T_L) = a_0(T_L) + a_1(T_L) \cdot \cos \theta + a_2(T_L) \cdot \cos^2 \theta$$

angenommen. Die Koeffizienten $a_i(T_L)$ sind lediglich von der Trübung abhängig und werden von [Rigollier et al. 00] wiederum als Polynome 2. Ordnung in T_L angegeben:

$$\begin{aligned} a_0 &= 0.26463 - 6.1581 \cdot 10^{-2} \cdot T_L + 3.1408 \cdot 10^{-3} \cdot T_L^2, & a_0 \geq 0.002/\tau_d \\ a_1 &= 2.0402 + 1.8945 \cdot 10^{-2} \cdot T_L - 1.1161 \cdot 10^{-2} \cdot T_L^2, \\ a_2 &= -1.3025 + 3.9231 \cdot 10^{-2} \cdot T_L + 8.5079 \cdot 10^{-3} \cdot T_L^2. \end{aligned}$$

Vergleich und Bewertung der Modelle

Einen Vergleich der in diesem Abschnitt vorgestellten Clearsky-Modelle mit unterschiedlicher Komplexität gibt Abbildung 2.3. Dort sind die sich ergebenden Globalstrahlungswerte über der Sonnenhöhe aufgetragen. Als Referenz dient hierbei das Modell von Dumortier als eines der komplexeren Modelle, das sowohl die Trübung berücksichtigt als auch Diffus- und Direktanteil getrennt behandelt.

Für die beiden nur den Sonnenstand berücksichtigenden Modelle zeigt sich folgendes: Das Bourges-Modell entspricht für Sonnenhöhen $h > 45^\circ$ dem Modell von Dumortier mit einer Trübung von $T_L = 6.0$. Für niedrigere Sonnenstände nähert es sich dem Dumortier-Modell mit $T_L = 2.0$ an. Das Modell von Perrin de Brichambaut/Vauge entspricht bei Sonnenhöhen $h > 45^\circ$ dem von Dumortier mit $T_L = 3.0$ und nähert sich bei geringeren Sonnenhöhen ebenfalls einer Globalstrahlung für $T_L = 2.0$ an. Der Nachteil beider Modelle ist, dass sie die Trübung nicht explizit als Parameter enthalten und daher nur eingeschränkte Gültigkeit besitzen.

Das Modell von Kasten für eine Trübung von $T_L = 3.0$ entspricht bei niedrigem Sonnenstand dem von Dumortier mit $T_L = 3.0$, bei hohem Sonnenstand entspricht es jedoch einer Trübung von $T_L = 3.5$. Für sehr geringe Sonnenhöhen mit $h < 10^\circ$ gibt dieses Modell die von allen Modellen geringsten Globalstrahlungswerte an. Der Bereich dieser geringen Sonnenhöhen ist zur Entwicklung des Modells nicht herangezogen worden.

Vergleicht man die Modelle von Dumortier und Kasten im Bereich $50^\circ < h < 70^\circ$ (ohne Abbildung), so ergibt sich eine Übereinstimmung der Modelle für Trübungs faktoren $4.0 \leq T_L \leq 4.5$. Für geringere Trübungen gibt Dumortier höhere Globalstrahlungswerte und für stärkere Trübungen niedrigere Werte an, so dass sein Modell insgesamt sensitiver auf Änderungen der Trübung reagiert.

Um die komplexeren Modelle von Dumortier, Westerhellweg und dem ESRA zu vergleichen, reicht es aus, die Diffusstrahlung zu betrachten, da die Direktstrahlung bei

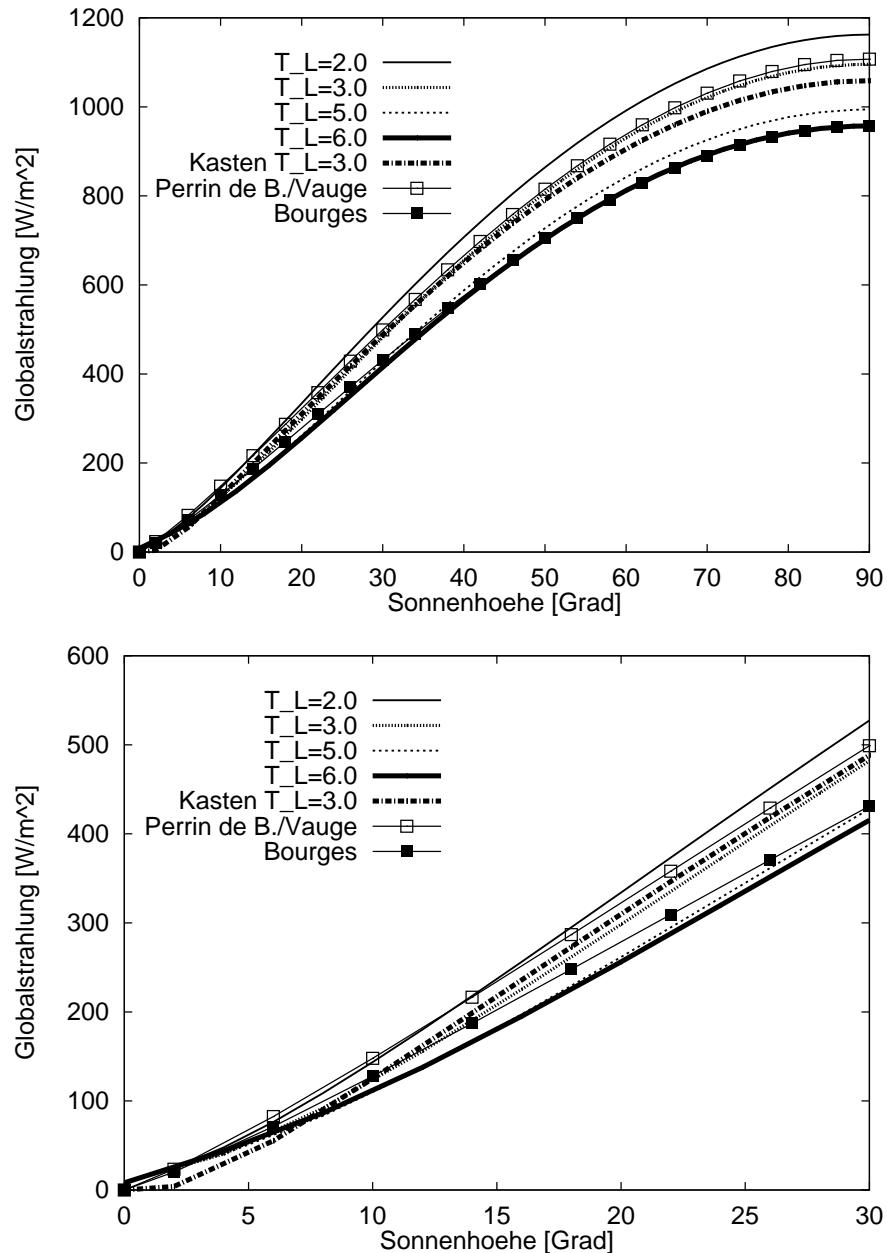


Abbildung 2.3: Die Globalstrahlung bei klarem Himmel in Abhängigkeit der Sonnenhöhe: Verglichen werden das Clearsky-Modell von Dumortier für vier Trübungswerte, das Modell von Kasten für $T_L = 3.0$, sowie die Modelle von Bourges und Perrin de Brichambaut/Vauge. Das untere Bild hebt die tiefen Sonnenstände hervor.

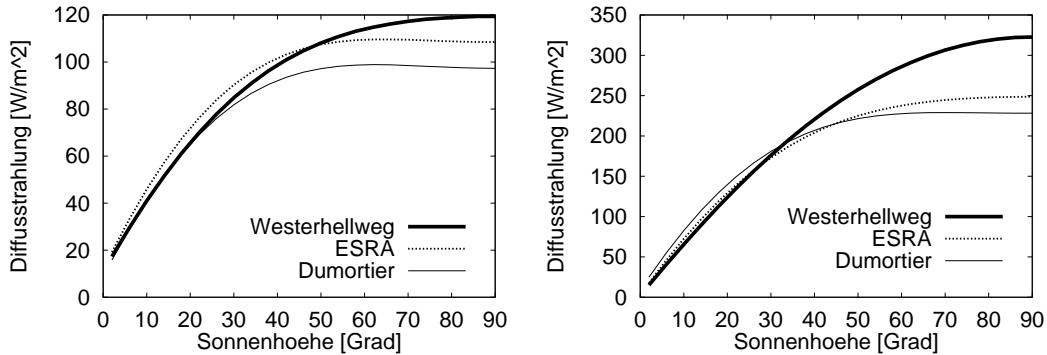


Abbildung 2.4: Die Diffusstrahlung bei klarem Himmel als Funktion der Sonnenhöhe: Verglichen werden drei Diffusstrahlungs-Modelle für die beiden atmosphärische Trübungen $T_L = 3.0$ (links) und $T_L = 6.0$ (rechts).

diesen dreien identisch ist. Ein solcher Vergleich wird in Abbildung 2.4 für zwei Trübungswerte durchgeführt. Große Unterschiede in der Diffusstrahlung treten ab Sonnenhöhen $h > 40^\circ$ auf. Die mit dem Westerhellweg-Modell berechneten Werte liegen bis zu 20% höher als die des ESRA-Modells und bis zu 30% höher als die des Dumortier-Modells.

Vergleichende Tests wurden von [Westerhellweg 97] für ihr Modell und dasjenige von Dumortier durchgeführt und ergänzend von [Rigollier et al. 00] für alle drei Modelle. Die Autoren führen einen Vergleich der Modelle mit an sieben Standorten gemessenen Halbstundenmittelwerten der Diffusstrahlung durch. Die Fehler liegen für die einzelnen Standorte im Bereich von $rmse = 24 - 32\%$ (ESRA), $rmse = 24 - 30\%$ (Dumortier) und $rmse = 21 - 39\%$ (Westerhellweg). Es zeigte sich, dass keines der Modelle immer die beste Genauigkeit lieferte. Das ESRA-Modell lieferte bei dieser Untersuchung nie die geringste Genauigkeit, so dass es als das robusteste angesehen werden kann.

2.4 Clearness-Index und Clearskey-Index

In diesem Abschnitt werden zwei Transmissionsmaße vorgestellt, die aus Messwerten der Globalstrahlung erhalten werden. In Kapitel 4 wird dargestellt, dass diese Transmissionsmaße auch aus den Satellitenbeobachtungen abgeleitet werden können. Dadurch wird es möglich, die Globalstrahlung ebenfalls aus den Satellitenbeobachtungen zu erhalten.

Um ein Maß für die Abschwächung der Solarstrahlung durch Moleküle, atmosphärische Trübung und Bewölkung zu erhalten, wird üblicherweise die am Boden gemessene Globalstrahlung I_g auf die extraterrestrische Strahlung I_{ext} , jeweils auf die horizontale Fläche auftreffend, bezogen. Der so definierte Wert

$$k = \frac{I_g}{I_{ext}} \quad (2.23)$$

wird Clearness-Index genannt.

Durch die Einführung dieser Größe wird die durch die atmosphärischen Bedingungen verursachte Variabilität der Globalstrahlung von der deterministischen Änderung getrennt, die durch den Sonnenstand verursacht wird. Bei der Analyse gemessener Zeitreihen der Global- und Diffusstrahlung hat der Clearness-Index daher eine große Bedeutung bei der Trendbereinigung der Zeitreihen. In den folgenden Abschnitten wird dieser Index benutzt, um Aussagen über den Diffusstrahlungsanteil und die Beleuchtungsverhältnisse bei vorgegebener Globalstrahlung zu machen.

Durch Umrechnung von Zeitreihen der Globalstrahlung in Werte des Clearness-Index gelingt es jedoch nicht, diese vollständig trendfrei zu machen. Das liegt daran, dass bei gleichem Atmosphärenzustand, aber längerem Weg durch die Atmosphäre die Strahlung stärker geschwächt wird. Dadurch nimmt der Clearness-Index morgens geringere Werte als mittags an. Dieser Trend reduziert sich deutlich, wenn die gemessene Einstrahlung auf den bei klarem Himmel erwarteten Wert bezogen wird. Durch

$$k^* = \frac{I_g}{I_{clear}} \quad (2.24)$$

wird der Clearskey-Index definiert. Zur Bestimmung von I_{clear} bedarf es eines Modells, das die atmosphärischen Bedingungen beschreibt, siehe Abschnitt 2.3.

2.5 Diffusstrahlungsanteil

Diffusstrahlungsmodelle für den unbewölkten Fall wurden bereits im Abschnitt 2.3 vorgestellt. Für den allgemeinen, die Bewölkung einschließenden Fall sind andere Annahmen notwendig. In diesem Abschnitt werden daher Modelle zur Bestimmung der Diffusstrahlung im allgemeinen Fall vorgestellt und anhand von Messdaten verifiziert. Der Anteil der Diffusstrahlung an der Globalstrahlung hängt bei diesen Modellen sowohl von der Trübung bzw. der Bewölkungssituation als auch vom Sonnenstand ab. Die Bewölkung wird üblicherweise durch den Clearness-Index erfassst.

Abhängigkeit vom Clearness-Index

Die hier angegebenen Korrelationen zwischen Diffusanteil $d = I_{diff}/I_g$ und Clearness-Index k gelten für stündlich gemittelte Global- und Diffusstrahlungsdaten. Die Abhängigkeit des Diffusstrahlungsanteils vom Sonnenstand bleibt dabei unberücksichtigt. [Orgill/Hollands 77, Reindl et al. 90, Erbs et al. 82] gehen davon aus, dass für kleine Werte des Clearness-Index ($k < k_0$) keine Direktstrahlungsanteile vorhanden sind, also $I_g = I_{diff}$. Mit zunehmendem Clearness-Index sinkt der Diffusanteil, bis dieser bei klarem Himmel ($k = k_c$) einen minimalen, konstanten Wert erreicht². Die drei in Tabelle 2.2 und Abbildung 2.5 vorgestellten Modelle unterscheiden sich in den angegebenen Schwellwerten k_0 und k_c , in der Größe des minimalen Diffusanteils, sowie dem funktionalen Zusammenhang zwischen Diffusanteil und Clearness-Index.

Clearness-Index und Sonnenstand

Hier werden drei Modelle des Diffusanteils vorgestellt, die neben dem Clearness-Index auch den Sonnenstand als Parameter enthalten. Es wird berücksichtigt, dass bei gleichen atmosphärischen Bedingungen unterschiedliche Sonnenstände einen unterschiedlichen Diffusanteil bewirken. Bei instantan gemessenen Daten tritt eine größere Variabilität der Messwerte auf als bei Stundenmittelwerten. Daher sind für den instantanen Diffusanteil bzw. dessen Stundenmittel unterschiedliche Fits zu erwarten.

Modell von Reindl/Beckman/Duffie

[Reindl et al. 90] führen eine Parametrisierung für Stundenwerte des Diffusanteils in Abhängigkeit von Clearness-Index und Zenitwinkel ein. Es handelt sich um eine Erweiterung des in Tabelle 2.2 angenommenen funktionalen Zusammenhangs. Die angegebene Funktion ist allerdings nicht stetig in k_0 und k_c , so dass ein geringfügiger

²Dass der Ansatz eines bei klarem Himmels konstanten Diffusanteils nur als grobe Näherung verstanden werden kann, ist in Kapitel 2.3 bei den Diffusstrahlungsmodellen von Dumortier, Westerhellweg und dem European Solar Radiation Atlas ersichtlich.

	[Orgill/Hollands 77]	[Reindl et al. 90]	[Erbs et al. 82]
k_0	0.35	0.30	0.22
k_c	0.75	0.78	0.80
$0 < k \leq k_0$	$d = 1 - 0.249k$ wobei $d \leq 1$	$d = 1.020 - 0.248k$	$d = 1 - 0.09k$
$k_0 < k \leq k_c$	$d = 1.557 - 1.84k$	$d = 1.45 - 1.67k$	$d = 0.9511 - 0.1604k + 4.388k^2 - 16.638k^3 + 12.336k^4$
$k > k_c$	$d = 0.177$	$d = 0.147$	$d = 0.165$

Tabelle 2.2: Drei Modelle für die ausschließliche Abhängigkeit des Diffusanteils d vom Clearness-Index k , mit k_0 als Grenzwert des Clearness-Index für vollständig diffuse Strahlung und k_c als Clearness-Index für unbewölkten Himmel. Der Verlauf der stückweise definierten Funktionen ist in Abbildung 2.5 dargestellt.

Anstieg des Clearness-Index bei $k \approx k_c$ einen sprunghaften Anstieg des Diffusanteils zur Folge hat. Daher werden Zeitreihen der Diffusstrahlung, die nach diesem Modell aus Zeitreihen der Globalstrahlung gewonnen werden, ebenfalls starke Sprünge aufweisen. Wegen dieser Eigenschaft ist das Modell also nur eingeschränkt einsetzbar.

Die von [Reindl et al. 90] angegebenen Gleichungen lauten:

$$\begin{aligned}
 k \leq k_0 : \quad d &= 1.020 - 0.254k + 0.0123 \cos \theta, & d \leq 1 \\
 k_0 < k \leq k_c : \quad d &= 1.400 - 1.749k + 0.177 \cos \theta, & 0.1 \leq d \leq 0.97 \\
 k > k_c : \quad d &= 0.486k - 0.182 \cos \theta, & d \geq 0.1
 \end{aligned} \tag{2.25}$$

$k_0 = 0.30$ $k_c = 0.78$

Abbildung 2.6 stellt den sich aus diesen Gleichungen ergebenden Diffusanteil dar.

Die Autoren überprüfen die Genauigkeit dieses Modells anhand von Bodendaten. Im Vergleich mit den Modellen aus Tabelle 2.2 zeigt sich eine Verminderung des $rmse$ um 9% bis 13%.

Modell von Suehrcke/McCormick

[Suehrcke/McCormick 88] schlagen ein Modell für den instantanen Diffusanteil vor. Als wichtigste Parameter werden Sonnenstand und Clearness-Index angenommen, wobei der Sonnenstand durch die Airmass m ausgedrückt wird. Die zugrundeliegenden Daten stammen von einem australischen Standort. Es wird eine einjährige

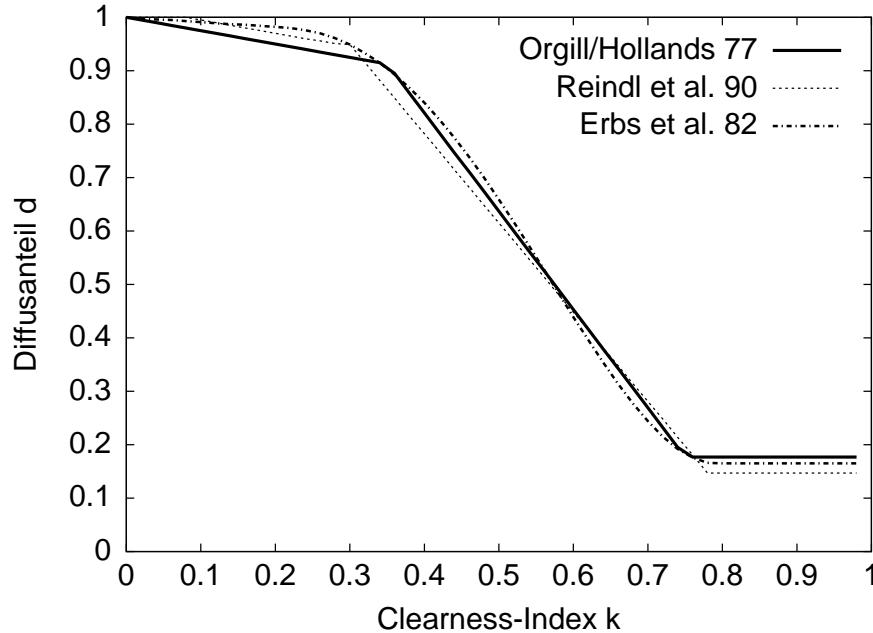


Abbildung 2.5: Modelle des stündlichen Diffusanteils d als Funktion des Clearness-Index k . Die drei zugrundeliegenden funktionalen Zusammenhänge sind in Tabelle 2.2 angegeben. Sie sind sonnenstandsunabhängig.

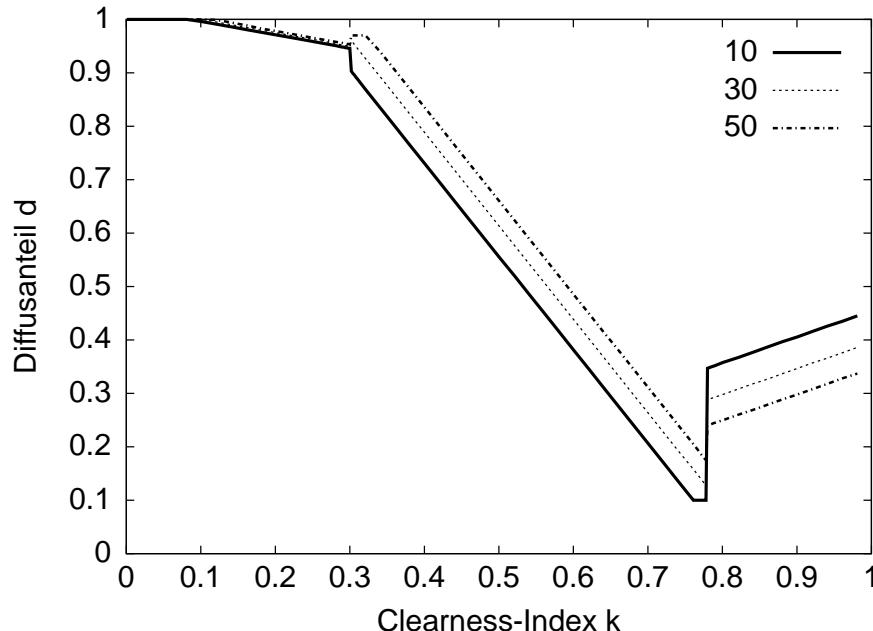


Abbildung 2.6: Beziehung zwischen stündlichem Diffusanteil d und Clearness-Index k nach [Reindl et al. 90] für unterschiedliche Sonnenhöhen $h = 10, 30, 50^\circ$.

Zeitreihe mit Minutenwerten der Diffus- und Globalstrahlung untersucht, wobei die Sonnenhöhe auf $h > 18^\circ$ eingeschränkt wird ($1.0 \leq m \leq 3.3$).

Zunächst werden empirische Ausdrücke für Diffusanteil d_c und Clearness-Index k_c im unbewölkten Fall in Abhängigkeit von der Airmass angegeben:

$$d_c = 0.00336 + 0.0477 \cdot m \quad (2.26)$$

$$k_c = 0.877 \cdot e^{-0.0933 \cdot m}. \quad (2.27)$$

Über $I_{clear} = k_c \cdot I_{ext}$ ist ein Clearsky-Modell definiert, das dem Clearsky-Modell von Kasten (2.18) für eine Trübung von $T_L \approx 3.5$ entspricht. Der Ausdruck $k^* = k/k_c$ ist somit ein Clearsky-Index.

Für den bewölkten Fall mit $k < k_c$ wird ein empirischer Zusammenhang zwischen Diffusanteil und Clearness-Index angegeben:

$$k < k_c \Leftrightarrow k^* < 1 : \quad d = 1 - (1 - d_c) \cdot (k^*)^{4.4}. \quad (2.28)$$

Diesen empirischen Fit bestätigen die Autoren mit einem Modell, das die Einfachstreuung der Solarstrahlung durch vorhandene Bewölkung beschreibt.

Im Falle durchbrochener Bewölkung kann der instantane Clearness-Index Werte annehmen, die größer sind als im unbewölkten Fall, so dass sich $k > k_c$ ergibt. Solche Werte entstehen durch Reflexion des Sonnenlichts an Wolken. Diese zusätzliche Einstrahlung wird als Diffusstrahlung gemessen $I = \Delta I_{diff} + I_{clear}$.

$$\begin{aligned} k \geq k_c : \quad d &= \frac{I_{diff,clear} + \Delta I_{diff}}{I_{clear} + \Delta I_{diff}} = \frac{k_c \cdot d_c + (k - k_c)}{k} \\ \Rightarrow k^* \geq 1 : \quad d &= 1 - (1 - d_c) \cdot (k^*)^{-1}. \end{aligned} \quad (2.29)$$

Die Ergebnisse dieses Modells sind in Abbildung 2.7 beispielhaft für vier Sonnenhöhen dargestellt. Die dort angegebene Sonnenhöhe von $h = 10^\circ$ ist zur Herleitung des Modells nicht benutzt worden.

Modell von Skartveit/Olseth

Ähnlich wie im zuvor beschriebenen Modell gehen [Skartveit/Olseth 87] bei der Parametrisierung des Diffusanteils d vor. Sie versuchen, dessen Abhängigkeit vom Clearness-Index k und von der Sonnenhöhe h durch analytische Funktionen darzustellen.

Auch hier wird der minimale Diffusanteil mit Hilfe von sonnenstandsabhängigen Clearsky-Werten beschrieben:

$$k_c = 0.87 - 0.56 \exp(-0.06h) \quad (2.30)$$

$$d_c = 0.15 + 0.43 \exp(-0.06h). \quad (2.31)$$

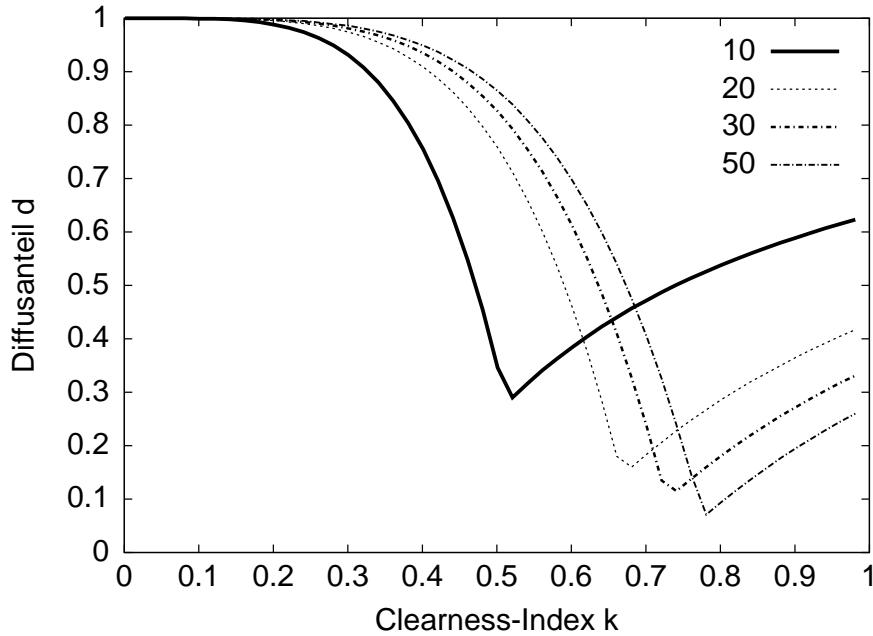


Abbildung 2.7: Beziehung zwischen instantanem Diffusanteil d und Clearness-Index k nach [Suehrcke/McCormick 88] für unterschiedliche Sonnenhöhen $h = 10, 20, 30, 50^\circ$.

Die folgende, stückweise definierte Parametrisierung weist eine formale Ähnlichkeit zu der von [Suehrcke/McCormick 88] auf, sie ist sowohl stetig als auch differenzierbar in k_0 und $a_1 k_c$:

$$\begin{aligned}
 k \leq k_0 : \quad d &= 1 \\
 k_0 < k \leq a_1 k_c : \quad d &= F(k) := 1 - (1 - d_c) \left(a_2 \sqrt{K} + (1 - a_2) K^2 \right) \\
 k > a_1 k_c : \quad d &= 1 - a_1 k_c \left(1 - F(a_1 k_c) \right) / k \\
 K &= 0.5 \cdot \left(1 + \sin \pi \left(\frac{k - k_0}{k_c - k_0} - 0.5 \right) \right) \\
 k_0 &= 0.20 \quad a_1 = 1.09 \quad a_2 = 0.27
 \end{aligned} \tag{2.32}$$

Die sich aus diesen Gleichungen ergebenden Diffusanteile sind in Abbildung 2.8 für drei Sonnenhöhen dargestellt.

[Dumortier 97-1] fand für Daten aus Vaulx-en-Velin, Lyon, Frankreich, dass dieses Modell zu hohe Diffusanteile insbesondere für den unbewölkten Fall ergibt. Daher bestimmte er k_c und d_c neu zu:

$$k_c = 0.82 - 0.51 \exp(-0.06h) \tag{2.33}$$

$$d_c = 0.12 + 0.46 \exp(-0.06h). \tag{2.34}$$

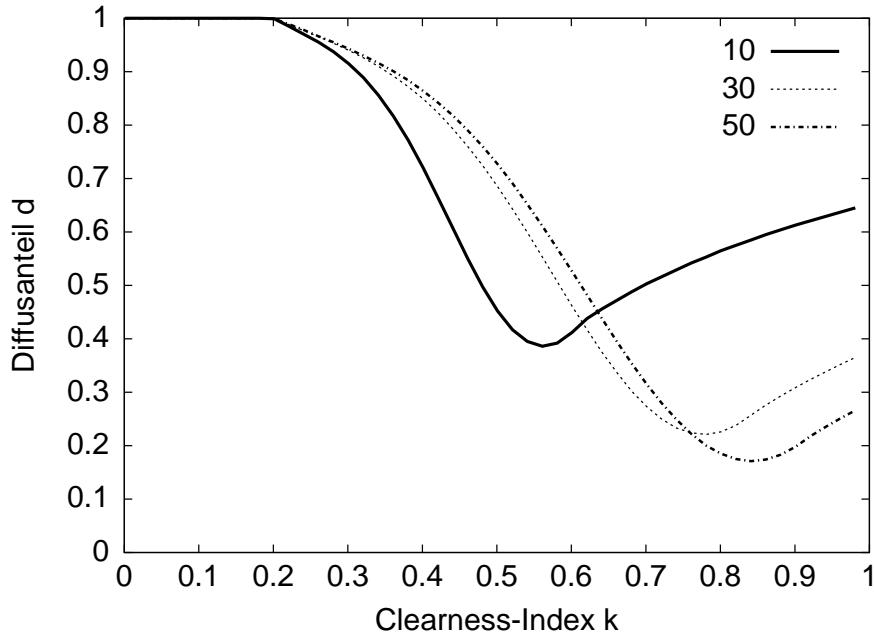


Abbildung 2.8: Beziehung zwischen stündlichem Diffusanteil d und Clearness-Index k nach [Skartveit/Olseth 87] für unterschiedliche Sonnenhöhen $h = 10, 30, 50^\circ$.

Clearness-Index, Variabilität und Sonnenstand

Wegen der großen Bedeutung der inhomogenen Bewölkung für den Diffusanteil führen [Skartveit et al. 98] ein Variabilitätsmaß ein. Es ist definiert als Abweichung des Clearsky-Index k^* der aktuellen Stunde i von der vorhergegangenen und nachfolgenden Stunde:

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{(k_i^* - k_{i-1}^*)^2 + (k_i^* - k_{i+1}^*)^2}{2}}. \quad (2.35)$$

Der Clearsky-Index ist hier gegeben durch $k^* = k/k_c$, wobei zur Berechnung von k_c die Gleichung (2.33) benutzt wird.

Es wird angenommen, dass große Werte des Variabilitätsindex σ_i auf innerhalb der Stunde i auftretende inhomogene Bewölkung hinweisen. Diese hat eine unterschiedliche Bedeutung für den Diffusanteil, je nachdem, zu welchem Zeitanteil dieser Stunde die Sonne von einer Wolke bedeckt ist.

Befindet sich keine Wolke zwischen Sonne und Messinstrument, so ist der instantane Direktanteil hoch, und der Clearness-Index nimmt einen Wert $k \approx k_c$ an. Durch die Reflexion des Sonnenlichts an der vorhandenen Bewölkung erhöht sich die Diffusstrahlung gegenüber dem unbewölkten Fall.

Ist dagegen der Himmel stark mit Wolken verhangen, so ergibt sich für den stündlichen Clearness-Index $k \approx k_0$. Eine starke Variabilität innerhalb dieser Stunde setzt

voraus, dass es Situationen gibt, in denen Direktstrahlung gemessen wird, so dass sich der Diffusanteil gegenüber einer Stunde mit vollständig geschlossener Wolkendecke verringert.

Diese Sachverhalte sind in Abbildung 2.9 ebenso zu erkennen, wie die Tatsache, dass durch das neue Modell für $\sigma_i = 0.0$ wesentlich geringere Diffusanteile bei klarem Himmel vorgeschlagen werden als von [Skartveit/Olseth 87].

Verifikation anhand von Bodendaten

Zur Überprüfung der vorgestellten Ein- und Zweiparameter-Modelle für den Diffusanteil werden hier 30-min-Mittel von sieben Stationen aus unterschiedlichen Messjahren benutzt, siehe Tabelle 3.2. Im Anschluss wird die Genauigkeit des Dreiparameter-Modells angegeben.

In Abbildung 2.10 ist der Diffusanteil d über dem Clearness-Index k aufgetragen. Es wird deutlich, dass die in Abbildung 2.5 dargestellten Ergebnisse der einfachen Modelle die Abhängigkeit des Diffusanteils vom Clearness-Index für $k < k_c$ reproduzieren. Daneben ist in Abbildung 2.10 die starke Streuung der Messwerte ersichtlich. Beim Vergleich der modellierten Werte mit Messdaten werden sich also zwangsläufig große Fehler ergeben. Durch die Einführung der Sonnenhöhe als weiteren Parameter wird versucht, diese Fehler zu verringern. Tatsächlich gruppieren sich die Daten nach der Sonnenhöhe, wie Abbildung 2.11 zeigt. Die Ergebnisse von [Skartveit/Olseth 87] kommen diesem Verhalten qualitativ am nächsten.

Die Fehler der Modelle sind in Tabelle 2.3 angegeben. Die größte Abweichung ergibt das Modell von Suehrcke/McCormick, das den instantanen Diffusanteil beschreibt. Dieses ist zur Beschreibung von 30-min-Werten nicht geeignet³. Deshalb bleibt es im weiteren unberücksichtigt.

Von den Einparameter-Modellen zeigt das Modell von [Reindl et al. 90] die geringsten Abweichungen. Bei den Zweiparameter-Modellen besitzt dasjenige von [Skartveit/Olseth 87] den geringsten $rmse$, während das von [Reindl et al. 90] den geringsten mbe aufweist. Es ergeben sich die von Reindl et al. genannten Verbesserungen des $rmse$ von 9% ($\Delta rmse \approx 1.5\%$), beim Übergang von einem zu zwei Parametern.

In Tabelle 2.4 werden die Abweichungen der modellierten von den gemessenen Werten für unterschiedliche Sonnenhöhen angegeben. Wie zu erwarten war, überschätzen die Einparameter-Modelle den Diffusanteil bei $h \leq 30^\circ$ und unterschätzen diesen bei $h \geq 40^\circ$. Für die Zweiparameter-Modelle fällt die Abweichung für M4 (Reindl) und M6 (Skartveit/Olseth) besser aus. Für das von Dumortier modifizierte Modell M7 ergibt sich für tiefe Sonnenstände eine deutliche Verbesserung gegenüber den Einparameter-Modellen, aber eine Verschlechterung für hohe Sonnenstände.

³Um mit diesem Modell den Diffusanteil für einen Zeitraum von 30min zu bestimmen, benötigt man eine Zeitreihe von instantanen Werten des Clearness-Index (maximal 5-min-Werte). Hieraus bestimmt man eine Zeitreihe von instantanen Werten des Diffusanteils, aus denen sich dann durch Mittelung der 30-min-Wert ergibt.

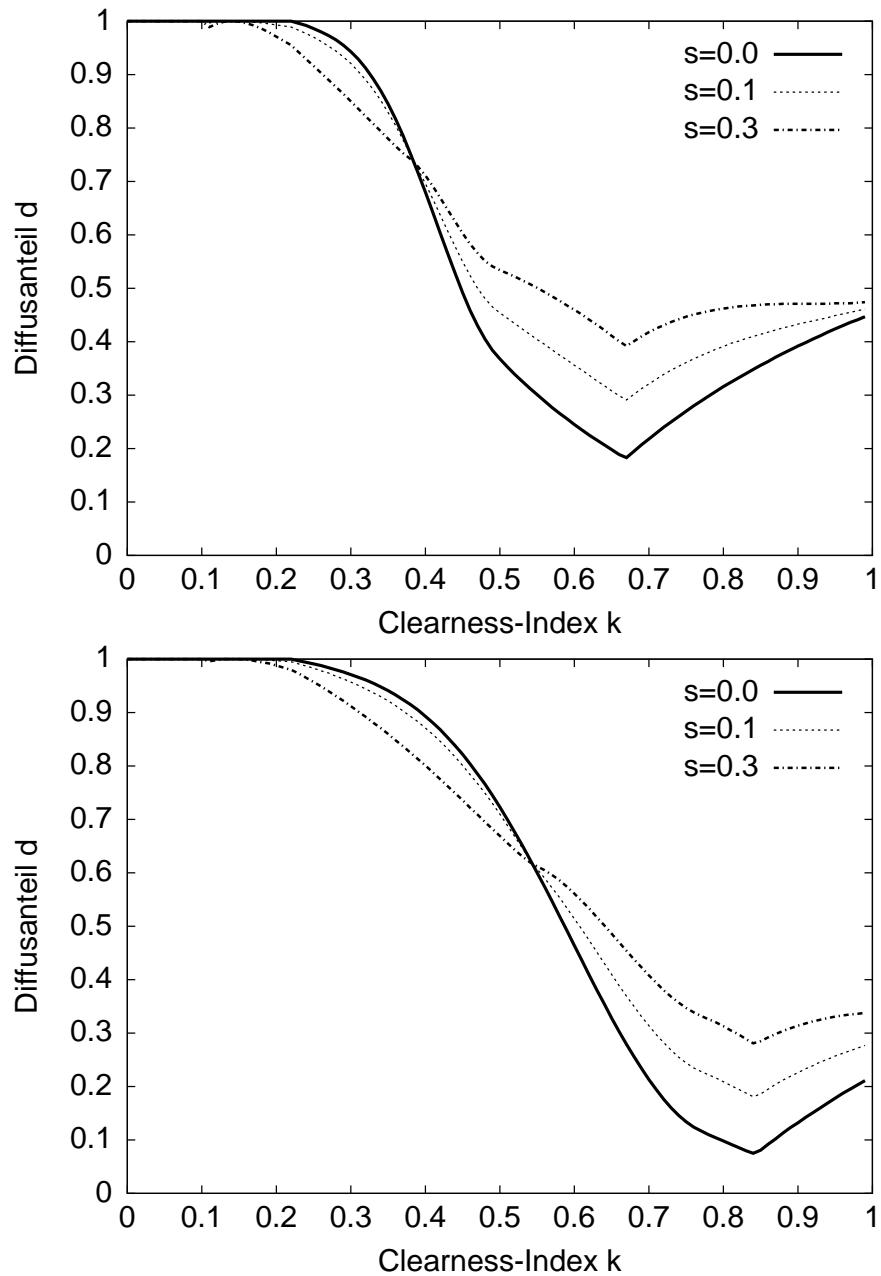


Abbildung 2.9: Beziehung zwischen stündlichem Diffusanteil d und Clearness-Index k nach [Skartveit et al. 98] für die beiden Sonnenhöhen $h = 10^\circ$ (oben) und $h = 50^\circ$ (unten) für verschiedene Werte des Variabilitätsindex $\sigma_i = 0.0, 0.1, 0.3$.

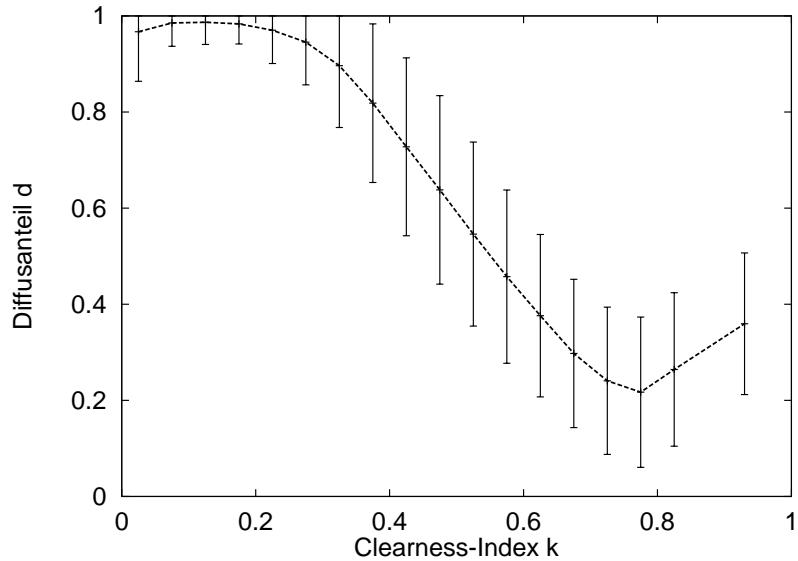


Abbildung 2.10: Beziehung zwischen Diffusanteil d und Clearness-Index k aus Bodenmessungen von sieben Stationen (30-min-Werte), siehe Tabelle 3.2. Aufgetragen ist der Mittelwert des Diffusanteils für vorgegebene Intervalle des Clearness-Index. Die Standardabweichung ist als Fehlerbalken mit eingezeichnet.

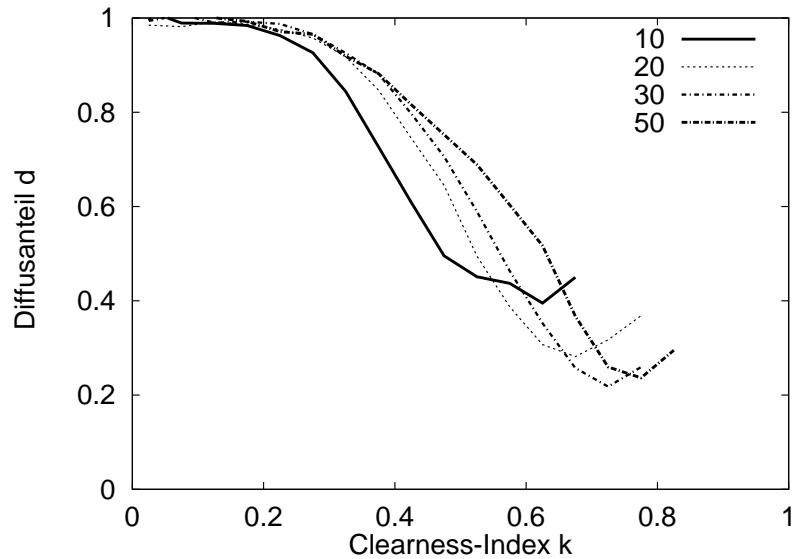


Abbildung 2.11: Beziehung zwischen Diffusanteil d und Clearness-Index k aus Bodenmessungen von sieben Stationen (30-min-Werte), siehe Tabelle 3.2, für unterschiedliche Sonnenhöhen $h = 10 \pm 2^\circ, 20 \pm 2^\circ, 30 \pm 2^\circ, 50 \pm 2^\circ$.

Modell	Parameter	rmse [%]	mbe [%]
M1 [Orgill/Hollands 77]	k	23.1	1.3
M2 [Reindl et al. 90]	k	22.9	1.2
M3 [Erbs et al. 82]	k	23.4	2.2
M4 [Reindl et al. 90]	k, h	21.7	1.4
M5 [Suehrcke/McCormick 88]	k, h	26.0	8.1
M6 [Skartveit/Olseth 87] (2.30) (2.31)	k, h	21.3	3.1
M7 [Skartveit/Olseth 87] (2.33) (2.34)	k, h	21.8	-3.1

Tabelle 2.3: Die Abweichung der nach den Ein- und Zweiparameter-Modellen bestimmten Diffusanteile von den gemessenen für 49715 Wertepaare.

Daher bietet es sich an, das urprüngliche Modell M6 von Skartveit/Olseth für $h > 35^\circ$ und das modifizierte Modell M7 für $h \leq 35^\circ$ zu verwenden. Dann ergeben sich für alle Sonnenhöhen, das sind 49517 Wertepaare, die Abweichungen $rmse = 21.1\%$ und $mbe = 0.1\%$. Das so definierte Modell besitzt somit von den Einparameter- und Zweiparameter-Modellen die größte Genauigkeit.

Von [Skartveit/Olseth 97-1] wurde das Dreiparameter-Modell, das die Variabilität des Clearness-Index berücksichtigt, sowie die Zweiparameter-Modelle M6 und M7 anhand von 12840 Stundenwerten der Stationen Gävle in Schweden, Lissabon in Portugal, Garston in England und Lyon in Frankreich überprüft. Das Dreiparameter-Modell erzielte dabei die größte Genauigkeit mit $rmse = 15.2\%$ und $mbe = -0.7\%$. Modell M6 zeigte eine Abweichung von $rmse = 16.0\%$ und $mbe = +3.9\%$ und Modell M7 von $rmse = 16.6\%$ und $mbe = -2.1\%$.

Schlussfolgerung

Für 30-min-Mittel der Globalstrahlung, wie sie z.B. aus Satellitendaten ableitbar sind, lässt sich der Diffusanteil am genauesten mit Modellen bestimmen, die neben dem Clearness-Index auch den Sonnenstand berücksichtigen. Die Hinzunahme der Variabilität aufeinanderfolgender Werte des Clearness-Index bringt weitere Vorteile. Die qualitativ und quantitativ beste Übereinstimmung mit den hier benutzten Messdaten ergibt sich durch die von Skartveit und Olseth vorgeschlagenen Modelle.

Sonnenhöhe [°]	Werte	M1	M2	M3	M4	M6	M7
10±2	4101	22.7	21.4	23.7	19.5	18.6	18.5
20±2	4922	20.1	19.7	20.0	18.9	18.5	18.1
30±2	3713	20.8	21.2	20.1	20.6	20.6	20.0
40±2	3277	24.9	25.4	24.9	24.6	24.6	25.6
50±2	2525	26.5	27.0	26.9	25.5	25.0	27.5
60±2	1282	29.4	29.8	30.0	28.2	28.2	30.6
10±2	4101	8.4	8.0	10.7	4.4	3.3	1.0
20±2	4922	4.0	4.0	5.3	1.6	3.3	-0.8
30±2	3713	1.4	1.4	1.5	0.9	4.5	-2.8
40±2	3277	-3.9	-3.6	-4.1	-0.8	2.8	-6.5
50±2	2525	-7.9	-7.7	-7.7	-1.7	0.8	-9.1
60±2	1282	-8.1	-8.2	-8.1	1.3	2.4	-9.6

Tabelle 2.4: Die Abweichungen der modellierten Diffusanteile von den gemessenen für unterschiedliche Sonnenhöhen, oben *rmse* [%], unten *mbe* [%].

2.6 Beleuchtungsgrößen

Ziel dieses Abschnitts ist die Ableitung von Beleuchtungsgrößen aus Einstrahlungsdaten.

Zur Ableitung der Beleuchtungsstärke auf beliebig orientierte Flächen ist die Kenntnis der Direkt- und Diffusstrahlung auf die horizontale Fläche ausreichend. Über die Lichtausbeute ergibt sich die direkte und diffuse Beleuchtungsstärke auf die horizontale Fläche und aus diesen Größen wiederum die Beleuchtungsstärke auf anders orientierte Flächen.

Bei den hier vorgestellten Modellierungen wird wie im vorangegangenen Abschnitt der Clearness-Index benutzt, um den deterministischen Einfluss des Sonnenstandes vom variablen Einfluss des speziellen atmosphärischen Zustands zu trennen.

Beleuchtungsstärke auf horizontale Fläche

Wenn die Lichtausbeute η bekannt ist, kann die Beleuchtungsstärke aus Einstrahlungsdaten abgeleitet werden. Für η wurden Modelle entwickelt, die diese Größe in Abhängigkeit vom Clearness-Index und vom Sonnenstand angeben [Olseth/Skartveit 89]. Die Lichtausbeute lässt sich dabei getrennt für die globalen, diffusen und direkten Einstrahlungs- bzw. Beleuchtungsstärken bestimmen. Wenn keine Messwerte der diffusen Einstrahlung vorliegen, muss auf Modelle für den Diffusanteil d zurückgegriffen werden, wie in Abschnitt 2.5 dargestellt.

Beleuchtungsstärke auf nicht horizontale Flächen

Sind Informationen über die globale und diffuse Bestrahlungs- und Beleuchtungsstärke auf die horizontale Fläche vorhanden, lässt sich die Beleuchtungsstärke auf beliebig ausgerichtete Flächen bestimmen. Die Umrechnung der direkten Beleuchtungsgrößen erfolgt geometrisch unter Berücksichtigung des Sonnenstands, weitere Annahmen sind nicht erforderlich. Im Fall der diffusen Beleuchtungsstärke sind zusätzliche Modellannahmen über die Verteilung der Leuchtdichte am Himmelshalbraum notwendig. Die Integration der LeuchtdichteVerteilung über den von der Empfängerfläche wahrgenommenen Himmelsausschnitt liefert die diffuse Beleuchtungsstärke auf diese Fläche. In Abbildung 2.12 werden gemessene StrahldichteVerteilungen für unterschiedliche Bewölkungssituationen dargestellt, sie geben einen Eindruck der zu erwartenden LeuchtdichteVerteilungen.

Zur Behandlung der LeuchtdichteVerteilung wurden verschiedene vereinfachende Annahmen eingeführt. Das isotrope Himmelsmodell geht von einer über den Himmelshalbraum homogenen Verteilung der Leuchtdichte aus. Dieses einfach zu behandelnde Modell zeigt im Vergleich mit Messdaten jedoch deutliche Schwächen, da es we-

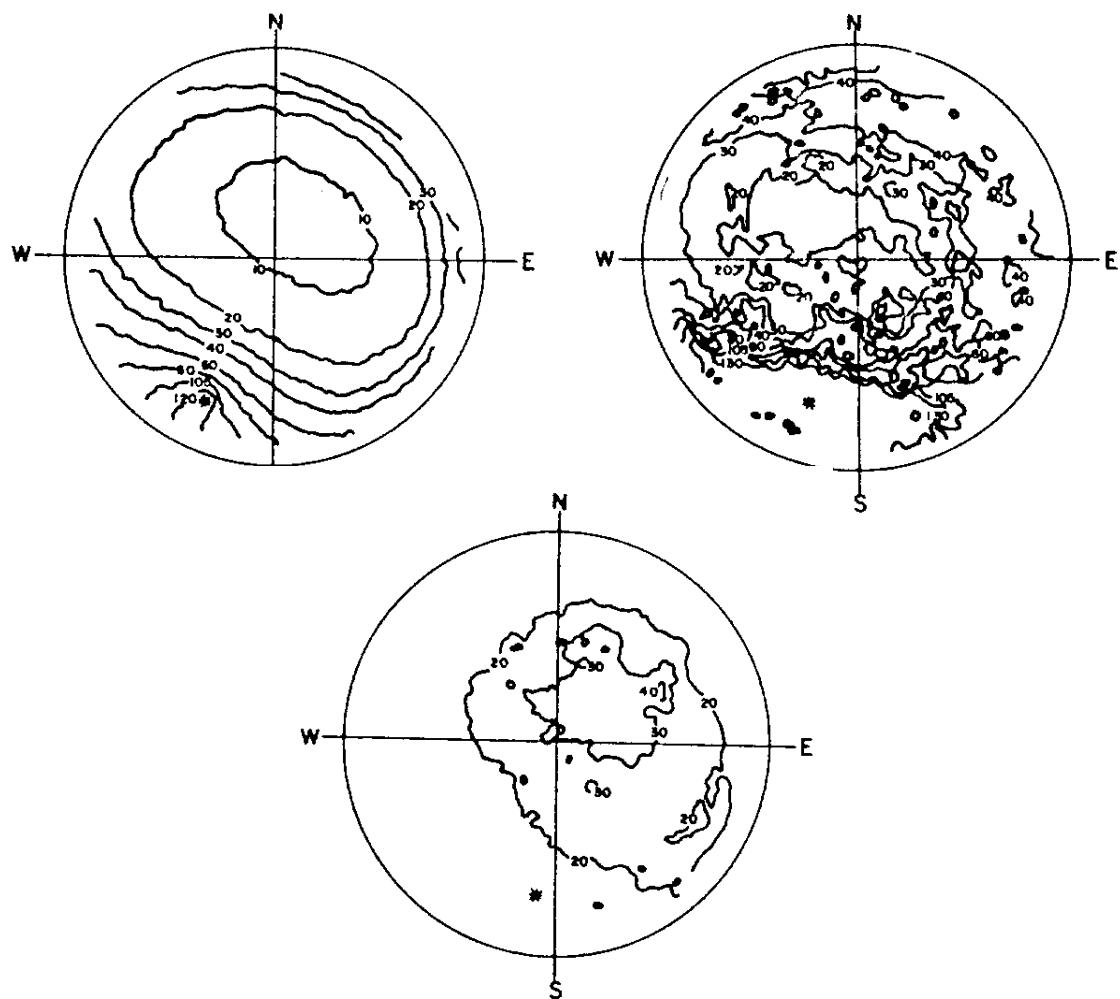


Abbildung 2.12: Verteilung der diffusen Strahldichte am Himmelszelt. Die Zenitposition befindet sich im Kreiszentrum, der Horizont ist außen. Die Abbildungen geben Isolinien für Momentaufnahmen der Strahldichte an. Links oben wurde ein wolkenloser Himmel erfasst, in der Mitte unten eine vollständige und rechts oben eine durchbrochene Wolkendecke [Iqbal 83].

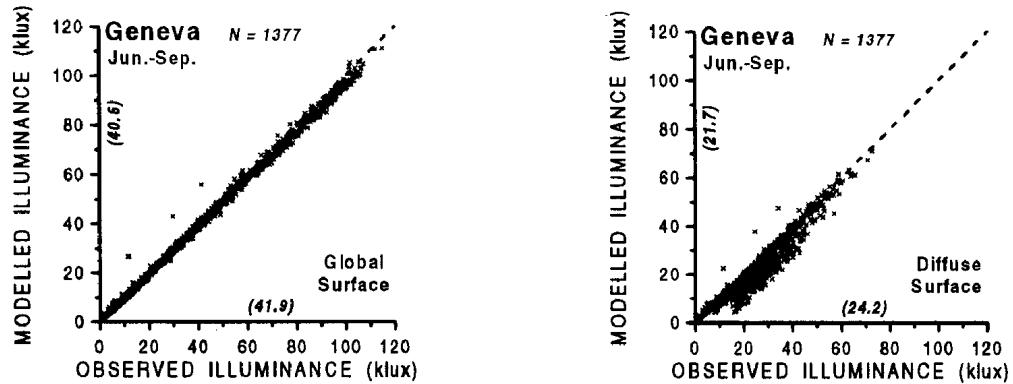


Abbildung 2.13: Die modellierte Beleuchtungsstärke auf die horizontale Fläche ist für Genf 1994 über den gemessenen Werten aufgetragen. Die Beleuchtungsstärke wurde auf der Basis von Globalstrahlungswerten mit Modellen des Diffusanteils und der Lichtausbeute bestimmt [Skartveit/Olseth 97-2]. Angegeben ist die globale Beleuchtungsstärke (links) und die diffuse Beleuchtungsstärke (rechts).

sentliche Effekte wie Horizontaufhellung und die erhöhte zirkumsolare Strahldichte nicht berücksichtigt.

Als besser geeignet hat sich der Ansatz erwiesen, in bestimmten Himmelsbereichen von einer homogenen Verteilung der Strahldichte abzuweichen:

1. Einem Bereich um die Sonnenposition wird eine erhöhte Strahldichte zugewiesen. Dieser zirkumsolare Anteil wird entsprechend dem Verfahren für die direkten Strahlungs- und Beleuchtungsstärken behandelt.
2. Der Zenitposition wird ein Strahldichtewert zugewiesen, und sie wird wie eine direkte Strahlungsquelle an dieser Position behandelt.
3. Dem Horizontband wird ein spezieller Strahldichtewert zugewiesen.

Die den Quellen 1.-3. zugewiesenen Strahldichten werden in den Modellierungen über empirische Zusammenhänge mit Clearness-Index und Sonnenstand festgelegt. Als allgemein verlässlichste Modelle haben sich durch Vergleich mit gemessenen Daten diejenigen von [Skartveit/Olseth 86] und [Perez et al. 87] erwiesen.

In Abbildung 2.13 ist exemplarisch für den Standort Genf und das Modell von [Skartveit/Olseth 86] die erreichbare Modellgüte bei der Ermittlung der globalen, diffusen und direkten Beleuchtungsstärke aus Messwerten der Globalstrahlung dargestellt.

Verfügbarkeit von Tageslicht

[Dresler 62] hat die Verfügbarkeit von Tageslicht an unterschiedlichen Standorten untersucht. Die Verfügbarkeit von Tageslicht wird ausgedrückt als Wahrscheinlichkeit,

dass ein bestimmter Wert der diffusen horizontalen Beleuchtungsstärke überschritten wird. Dresler kam zu dem Schluss, dass diese Wahrscheinlichkeit hauptsächlich von der geografischen Breite des betrachteten Standorts bestimmt wird.

In Abbildung 2.14 ist für zwei geografische Breiten die Verfügbarkeit von Tageslicht angegeben. Dies sind Werte, die zwischen 9:00 und 17:00 Uhr an einem nord- und einem süddeutschen Standort nach Dresler zu erwarten sind.

Von [Dumortier 97-2] wurde die Herangehensweise von Dresler für zwei Standorte mit annähernd gleicher geografischer Breite, aber unterschiedlichem Klima überprüft. Dazu benutzte er Messwerte der diffusen Beleuchtungsstärke aus Freiburg (47.98°N , kontinental) und Nantes (47.15°N , maritim) aus dem Zeitraum Juni 93 – Mai 94, sowie die Angaben von Dresler für die Breite 47.5°N . Diese Werte werden in Abbildung 2.15 verglichen. Tatsächlich stimmen die gemessenen Werte dieser geografischen Breite trotz unterschiedlichem Klima mit den nach Dresler bestimmten insoweit überein, dass die Werte von Dresler immer zwischen den beiden Messungen liegen. Die Abweichung der Messdaten voneinander ist jedoch fast so groß wie die in Abbildung 2.14 abzulesende Abweichung, die nach Dresler für einen nord- und einen süddeutschen Standort auftritt.

Diese Betrachtungen zeigen, dass das Modell von Dresler trotz seiner Einfachheit geeignet ist, grundsätzliche Aussagen über die Verfügbarkeit von Tageslicht zu treffen. Für detailliertere Analysen müssen auch die klimatologischen Unterschiede berücksichtigt werden, die sich innerhalb einer geografischen Breite einstellen. Diese können, soweit es Unterschiede in der Bewölkungssituation betrifft, aus Satellitenbildern abgeleitet werden.

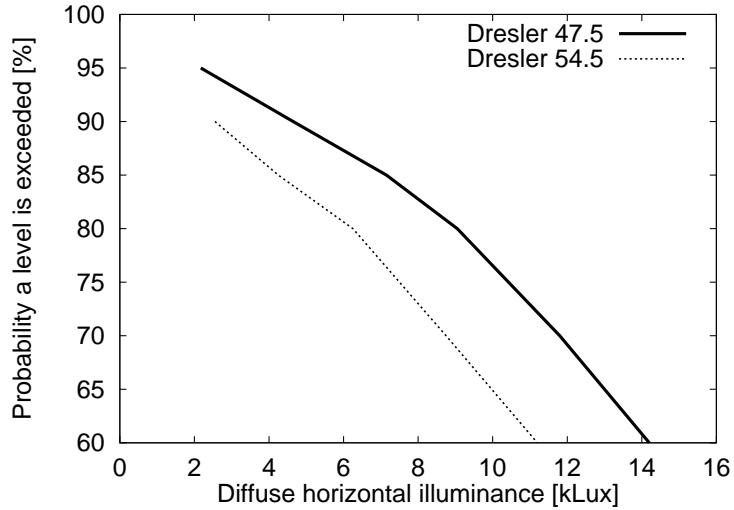


Abbildung 2.14: Wahrscheinlichkeit dafür, dass zwischen 9:00 und 17:00 Uhr vorgegebene Werte der diffusen Beleuchtungsstärke überschritten werden. Vergleich zwischen Norddeutschland 54.5°N und Süddeutschland 47.5°N.

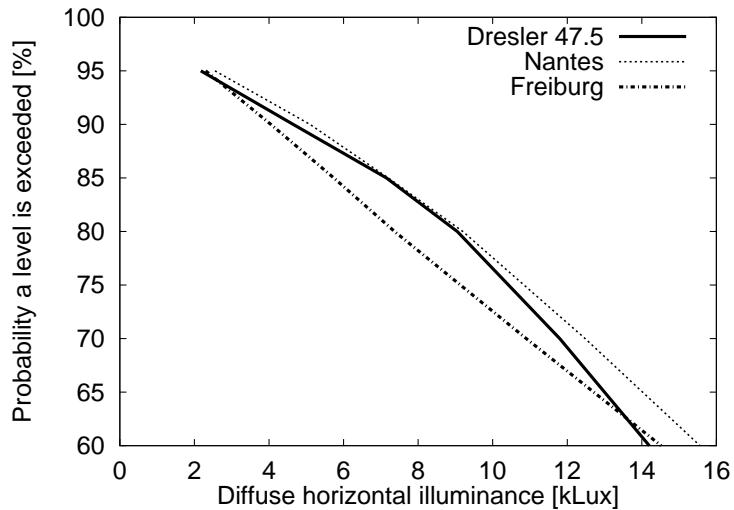


Abbildung 2.15: Wahrscheinlichkeit dafür, dass zwischen 9:00 und 17:00 Uhr vorgegebene Werte der diffusen Beleuchtungsstärke überschritten werden. Vergleich zwischen Bodenmessungen aus Freiburg (47.98°N) und Nantes (47.15°N) und Werten, die nach Dresler für die geografische Breite 47.5°N bestimmt wurden.

Kapitel 3

Datenbasis für die Untersuchung

In diesem Kapitel wird nach einer kurzen Beschreibung des Satelliten Meteosat und der Kalibrierung seiner Messwerte auf die für diese Arbeit zur Verfügung stehenden Bodenmesswerte eingegangen.

3.1 Meteosat

Im Folgenden wird zunächst erklärt, wie die dieser Arbeit zugrundeliegenden Satellitenbilder aufgenommen werden. Der daran anschließende Abschnitt befasst sich mit der Kalibrierung des Messsignals des Sensors im sichtbaren Spektralbereich.

3.1.1 Aufnahmekonzept

Die Satelliten der Meteosat-Reihe werden von der Eumetsat¹ geostationär über dem Golf von Guinea betrieben. Von dort sind Europa, Afrika und Arabien, der Atlantik, sowie ein Teil von Südamerika einsehbar. Meteosat ist mit Radiometern im sichtbaren und infraroten Spektralbereich sowie im Wasserdampf-Absorptionsband ausgerüstet. Innerhalb von 25min wird die Erde vom Süd- zum Nordpol in 2500 Zeilen aufgenommen. Gemessen wird dabei die von der Erde reflektierte bzw. emittierte Strahl-dichte, die als digitales Signal (8bit Counts) gespeichert wird. So entstehen Bilder der Erdhalbkugel, die aus 2500×2500 Pixeln mit Grauwerten zwischen 0 und 255 bestehen. Für den Europa-Ausschnitt liegen im sichtbaren Spektralbereich Bilder mit einer räumlichen Auflösung von ca. $3 \times 5 \text{ km}^2$ vor. Die wichtigsten technischen Informationen sind in Tabelle 3.1 zusammengefasst.

Die beiden Meteosat-Kanäle bei $0.5 - 0.9 \mu\text{m}$ und $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$ befinden sich in atmosphärischen Fenstern, in denen die selektive Absorption nur relativ schwach ausgebildet ist.

¹European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites

Position: geostationär, 35 800 km Höhe, 0° NB, 0° ÖL			
Radiometer	zeitliche Auflösung	räumliche Auflösung	Detektoren
		am Sub Satellite Point	
0.5 – 0.9 μm VIS	30 min	2.5 × 2.5 km ²	Si-Photodioden
5.7 – 7.1 μm WV	30 min	5 × 5 km ²	HgCdTe
10.5 – 12.5 μm IR	30 min	5 × 5 km ²	HgCdTe

Tabelle 3.1: Technische Informationen zu Meteosat.

3.1.2 Kalibrierung

Die von der Atmosphäre ausgehende und vom Satelliten gemessene Strahldichte L_{sat} ist gegeben durch

$$L_{sat}(\theta, \phi, \psi') = \int_0^{\infty} L_{toa}(\lambda, \theta, \phi, \psi') S_{\lambda} d\lambda. \quad (3.1)$$

Mit L_{toa} wird die spektral aufgelöste Strahldichte am Oberrand der Atmosphäre bezeichnet. λ ist die Wellenlänge, ψ' ist die Differenz aus Sonnen- und Satellitenazimut, siehe Abbildung A.2, und S die spektrale Empfindlichkeit des Sensors.

Wird eine lineare Antwort des Sensors vorausgesetzt, so kann L aus dem Satelliten-count C bestimmt werden:

$$L_{sat}(\theta, \phi, \psi') = \alpha \cdot (C - C_{off}), \quad (3.2)$$

wobei α der Kalibrierfaktor und C_{off} der sich aus der Kalibrierung ergebende Offset ist. Zur Festlegung dieser beiden Konstanten bieten sich zwei Möglichkeiten an: entweder ein Vergleich mit Berechnungen des Satellitensignals aus dem Strahlungstransport durch die Atmosphäre oder mit Vergleichsmessungen von einem Flugzeug aus.

Über Strahlungstransferrechnungen erhielt [Koepke 83] für Meteosat2 einen Kalibrierfaktor $\alpha = 0.575 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \pm 10\%$ sowie $C_{off} = 2$. Als Kalibrierungsoffset C_{off} wird oft der Spacecount benutzt. Er gibt das Sensorsignal an, für den Fall, dass der Satellit einen Punkt außerhalb der Erde beobachtet. [Moulin et al. 96] weisen jedoch darauf hin, dass das Antwortverhalten des Sensors bei niedriger Energie nicht linear ist, so dass sich bei der Kalibrierung in der Regel ein anderer Offset als der Spacecount ergibt. [Moulin et al. 96] nutzen bei ihrer Kalibrierung ebenfalls Berechnungen des Strahlungstransfers. Zunächst nehmen sie als Startwert für C_{off} den Spacecount an, um einen Schätzwert für α aus hellen, über der Wüste gemessenen Counts zu erhalten. Danach wird unter Benutzung dieses Schätzwerts aus dunklen, über dem Meer gemessenen Counts der Offset C_{off} angepasst. Mit diesem angepassten Offset wird der Kalibrierfaktor α schließlich erneut festgelegt.

[Kriebel et al. 96] bestimmten experimentell Kalibrierfaktoren für Meteosat-Sensoren. Sie benutzten ein Vergleichsradiometer auf einem Flugzeug, das zeitgleich dasselbe Objekt unter demselben Beobachtungswinkel misst wie Meteosat. Das Vergleichsradiometer hat ein rechteckiges Antwortverhalten im Intervall zwischen 0.4 und 1.1 μm . Wegen der unterschiedlichen Radiometer und der Verschiedenheit der spektralen Reflektivitäten von Wolken, Meer und der diversen Landoberflächen sind die sich ergebenden Kalibrierfaktoren jedoch objektabhängig.

3.2 Bodenmessungen

Zur Überprüfung der Genauigkeit der aus den Satellitendaten abgeleiteten Größen sind am Erdboden gemessene Daten notwendig. Dieser Abschnitt gibt einen Überblick über die verschiedenen Messinstrumente und die zeitlichen Auflösungen und Messzeiträume der benutzten Datensätze.

Satellight: Bestrahlungs- und Beleuchtungsstärke

Im Rahmen des Satellight-Projekts wurden zeitlich hochaufgelöste Daten verwendet, die als 1-min- bis 15-min-Mittelwerte vorlagen. Es wurden Tageslicht- und Bestrahlungsstärkemessungen aus dem International Daylight Measurement Program (IDMP) verwendet, siehe [Perez et al. 94]. Daneben stehen für diese Arbeit Diffusstrahlungsdaten von anderen Standorten zur Verfügung, siehe Tabelle 3.2. Teilweise wird die Diffusstrahlung mit einem Pyranometer und einer die Direktstrahlung ausblendenden Scheibe (Gävle) oder mit einem Schattenband gemessen, wodurch eine Schattenbandkorrektur nach [Littlefair 89] erforderlich ist. Andernfalls wird die Diffusstrahlung aus der Differenz aus Global- und Direktstrahlung $I_{diff} = I_g - I_{dir}$ bestimmt, wobei die Direktstrahlung mit einem der Sonne nachgeführten Pyrheliometer gemessen wird.

Globalstrahlungsdaten des Deutschen Wetterdienstes

Das Strahlungsmessnetz des Deutschen Wetterdienstes bietet qualitativ hochwertige Global- und Diffusstrahlungsdaten, die mit Pyranometern gemessen werden.

Die in Abschnitt 5.3 verwendeten Jahresmittelwerte für 1996 wurden aus den in [Sonnenenergie 96/97] veröffentlichten Monatsmittelwerten gebildet. Es wurden die folgenden 23 Standorte (mit Angabe der jeweiligen Standorthöhe) ausgewählt:

Trübungszone 2: Schleswig (43m), Heiligendamm (21m), Hamburg (14m) und Bremen (4m).

Station	Position	Höhe üNN	Daten	Zeitraum
Ås, N	59.67°N, 10.77°O	85 m	I_g, I_{diff}	04.95–12.95
Freiburg, D	47.98°N, 7.83°O	280 m	I_g, I_{dir}	06.93–05.94 1996/1997
Gävle, S	60.67°N, 17.16°O	16 m	I_g, I_{diff}	04.95–12.95
Genf, CH	46.20°N, 6.09°O	400 m	I_g, I_{dir}	1994 ohne April
Vaulx-en-Velin, F	45.78°N, 4.93°O	170 m	I_g, I_{diff}	1994
Oldenburg, D	53.13°N, 8.22°O	20 m	I_g, I_{dir}	10.95–10.96
Sede Boquer, IL	30.85°N, 34.783°O	475 m	I_g, I_{dir}	1994

Tabelle 3.2: Übersicht der verfügbaren Bodendaten für das Projekt Satellight (obere Gruppe) und weitere zeitlich hochauflöste Einstrahlungsdaten zur Bestimmung des Diffusstrahlungsanteils (unten).

Trübungszone 6: Hannover (53m), Berlin (51m), Potsdam (33m), Osnabrück (95m) und Braunschweig (81m).

Trübungszone 8: Lippspringe (157m), Braunlage (601m), Kassel (231m), Dresden (271m), Coburg (337m), Würzburg (259m), Trier (265m), Mannheim (96m), Nürnberg (310m), Saarbrücken (191m), Stuttgart (286m), Weihenstephan (467m), Freiburg (269m) und Hohenpeissenberg (975m).

Die angegebenen Trübungszenen beziehen sich auf Tabelle 2.1. Diese Information, sowie die Standorthöhe gingen in die Berechnung der Einstrahlung aus Satellitendaten ein.

Strahlungsmessnetz in Saarbrücken

In Saarbrücken und Umgebung sind in ein bis 30km Entfernung 16 Stationen verteilt, an denen 30-Sekunden-Werte der Globalstrahlung mit unkorrigierten photovoltaischen Sensoren gemessen werden [Luther 93]. Für diese Arbeit stehen Daten vom Juni und Juli 1994 zur Verfügung. In diesem Zeitraum waren elf Stationen betriebsbereit, deren Lage im Satellitenbild der groben Auflösung in Abbildung 3.1 angedeutet ist. Station 7 lieferte im Vergleich mit den anderen Stationen systematisch zu geringe Werte und wird deshalb zur Analyse der Genauigkeit der Heliosat-Methode nicht herangezogen. Im Stadtgebiet von Saarbrücken liegen die Stationen S2, S3, S4 und S14. Im Umland befinden sich die Stationen S1, S9, S10, S11, S13 und S15. Alle Stationen liegen im Bereich 49°12'N und 49°22'N sowie 6°41'O und 7°11'O.

					S9					
	S11		S1		S2 S3	S14 S7 S4				
	S15						S13	S10		

Abbildung 3.1: Zuordnung der elf im Juni und Juli 1994 betriebsbereiten Stationen S1 bis S15 des Strahlungsmessnetzes Saarbrücken zu Pixeln des Satellitenbildes der groben Auflösung. Die durch Quadrate dargestellten Satellitenpixel entsprechen einem Gebiet von ca. $5 \times 7 \text{ km}^2$ am Erdboden.

Station	Position	Trübungszone
0930, Schleswig-Holstein	54.32°N 10.13°O	2
0790, Schleswig-Holstein	53.60°N 9.63°O	2
0433, Hamburg	53.55°N 10.00°O	2
0283, Bremen	53.08°N 8.80°O	2
1604, Sachsen-Anhalt	52.68°N 11.88°O	6
0237, Berlin	52.52°N 13.38°O	6
1359, Thüringen	51.33°N 10.83°O	8
0311, Hessen	51.32°N 9.50°O	8
1323, Nordrhein-Westfalen	51.08°N 6.32°O	8
1357, Bayern	50.33°N 10.78°O	8
0697, Rheinland-Pfalz	49.73°N 8.00°O	8
0042, Baden-Württemberg	49.00°N 8.40°O	8

Tabelle 3.3: Stationen mit Messdaten, die als Eingangsdaten zur Simulation des Energieertrags von Photovoltaik-Generatoren im Projekt PVSAT Verwendung finden. Die angegebenen Trübungszenen beziehen sich auf Tabelle 2.1.

PVSAT

Im Rahmen des PVSAT-Projekts werden mit photovoltaischen Sensoren (ESTI-Sensoren) gemessene Einstrahlungswerte ausgewertet. Diese entstammen dem deutschen 1000-Dächer-Programm und werden sowohl horizontal als auch auf die geneigte Fläche einer Photovoltaik-Anlage aufgenommen. Die benutzten Sensoren unterliegen denselben Abschattungsbedingungen und Reflexionsverlusten wie die zugehörigen photovoltaischen Systeme. Deswegen sind die Messwerte zwar geeignete Eingangsgrößen für Simulationsrechnungen des Systemverhaltens, als Globalstrahlungsreferenzwerte eignen sie sich jedoch nur bedingt, siehe Abschnitt 5.3. In Tabelle 3.3 werden die benutzten Standorte aufgeführt und die zur Ableitung der Globalstrahlung aus Satellitendaten notwendige Trübungszone angegeben. Die Standorthöhe wurde auf 0m festgelegt.

Kapitel 4

Heliosat-Methode

Die Heliosat-Methode ist ein Verfahren zur Bestimmung der Globalstrahlung am Boden aus Satellitenbeobachtungen. Die Methode beruht auf einem einfachen Prinzip: Die von der Erde und der Atmosphäre zurückgestreute und am Satelliten gemessene Solarstrahlung verhält sich im sichtbaren Spektralbereich proportional zur atmosphärischen Reflexion, die wiederum überwiegend vom Bewölkungsgrad abhängt. Als wichtigste Größe wird daher aus dem Rückstreuwert am Satelliten ein Maß für die innerhalb eines Raumwinkels vorhandene Bewölkung abgeleitet. Aus dieser wird auf die Transmissionseigenschaft der Atmosphäre und die sich daraus ergebende Globalstrahlung am Boden geschlossen.

Zunächst wird die ursprüngliche, von [Cano et al. 86] entwickelte Methode vorgestellt. Dadurch wird ein Überblick über die notwendigen Verfahrensschritte gegeben. Später eingeführte Modifikationen hatten zum Ziel, das Verfahren zu verbessern. Sie setzen an verschiedenen Punkten des Verfahrens an. Ihre Darstellung bildet den Schwerpunkt des Kapitels.

4.1 Grundzüge der Methode

Die einzelnen Verfahrensschritte der von [Cano et al. 86] eingeführten Heliosat-Methode zur Ableitung der Globalstrahlung aus den Satellitencounts werden im Folgenden beschrieben. Abbildung 4.1 skizziert die notwendigen Verfahrensschritte.

Die Diffusstrahlung wird in der Original-Methode nicht explizit berücksichtigt, kann aber wie in Abschnitt 2.5 aus dem Clearness-Index bestimmt werden.

4.1.1 Normierung des Satellitencounts

Der Satellit misst im sichtbaren Spektralbereich das von der Erde reflektierte Sonnenlicht. Das Messsignal ist daher abhängig von der auf die reflektierenden Schich-

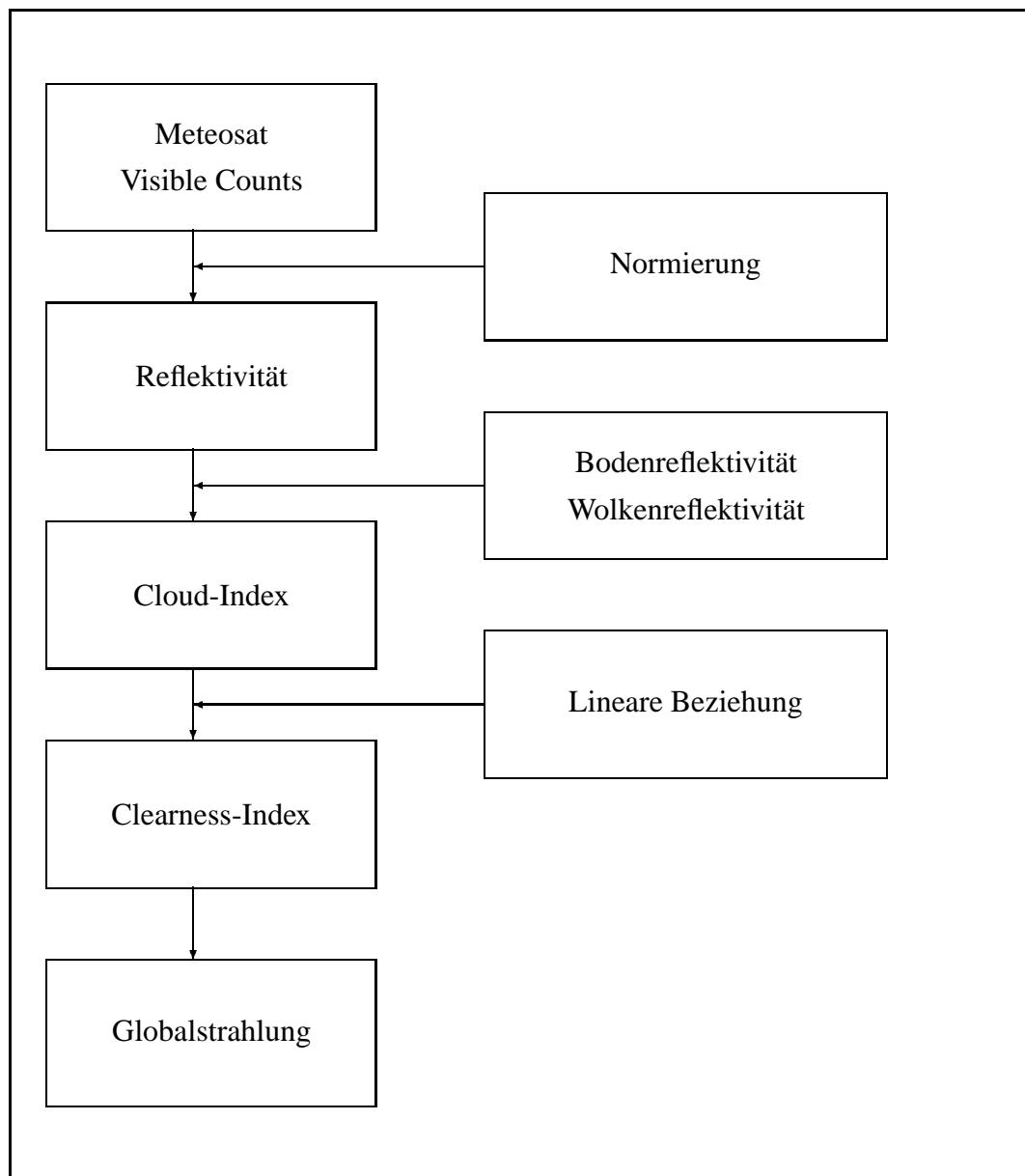


Abbildung 4.1: Verfahrensschritte der in Abschnitt 4.1 vorgestellten Heliosat-Methode nach [Cano et al. 86].

ten auftreffenden Einstrahlung. Nach Subtraktion eines von Cano konstant angenommenen Offsets C_0 verhält sich der verbleibende Count proportional zur Bestrahlungsstärke I :

$$C - C_0 \propto I.$$

Als Offset C_0 wurde - als minimaler Rückstreuwert über dem Meer - die Konstante $C_0 = 15$ bestimmt.

Zusätzlich zur Einstrahlung ist der Count proportional zum Reflexionsvermögen ρ der reflektierenden Schichten innerhalb des betrachteten Raumwinkels:

$$C - C_0 \propto \rho.$$

Unter Ausnutzung dieser Proportionalitäten kann als normierter Rückstreuwert die relative Reflektivität ρ definiert werden:

$$\rho := \frac{C - C_0}{I}, \quad \rho \propto \rho. \quad (4.1)$$

Im Folgenden spielen nur relative Unterschiede, aber keine absoluten Werte des Reflexionsvermögens ρ eine Rolle.

Cano bestimmte die relative Reflektivität des Erdbodens und der Wolken aus der am Boden auftreffenden Bestrahlungsstärke. Dazu benutzte er das Clearsky-Modell von Bourges aus Gleichung (2.17).

4.1.2 Cloud-Index

Die normierten Rückstreuwerte von Wolken übertreffen in der Regel diejenigen der Erdoberfläche, eine Ausnahme bildet Schnee. Damit ist es möglich, das Auftreten von Bewölkung zu erkennen. Ist die Reflektivität für ein vollständig bewölktes Pixel ρ_c und die Reflektivität des unbewölkten Erdbodens bzw. Ozeans ρ_g bekannt, so lässt sich mit diesen Referenzwerten als Maß für die Bewölkung der Cloud-Index n definieren:

$$n = \frac{\rho - \rho_g}{\rho_c - \rho_g}. \quad (4.2)$$

Wählt man als Referenzwerte das Maximum und Minimum der normierten Rückstreuwerte eines Pixels, nimmt der Cloud-Index Werte im Bereich $n \in [0, 1]$ an.

4.1.3 Referenzwerte für Boden- und Wolkenreflektivität

Zur Bestimmung des Cloud-Index wird als Referenz für jedes Pixel die minimale Reflektivität einer Zeitreihe von Meteosat-Counts benötigt. Ein Fehler entsteht hier, wenn ein Pixel zwar vom Satelliten aus gesehen keine Wolken enthält, aber im Schatten einer Wolke eines Nachbarpixels liegt. Dann ist die Einstrahlung auf das betrachtete Pixel niedriger als der Wert, der zur Normierung herangezogen wird, was zu einer Unterschätzung der Reflektivität des Pixels führt. Um diesen Fehler gering zu halten, wird der Mittelwert der dunkelsten normierten Counts benutzt.

Dazu wird angenommen, dass die Häufigkeitsverteilung der Helligkeitswerte der Zeitreihe je einen Häufungswert für bewölkte und unbewölkte Zustände aufweist. So wird die Bodenalbedo als stationäre Zufallsvariable mit Mittelwert ρ_g und Varianz σ_g^2 , die Wolkenalbedo als stationäre Zufallsvariable mit Mittelwert ρ_c und Varianz σ_c^2 aufgefasst. Aus einer Zeitreihe von Reflektivitäten werden iterativ alle Werte ausgesortiert, die den Mittelwert der Verteilung plus einen konstanten Wert überschreiten. Man kann mathematisch zeigen, dass der Mittelwert der neuen Verteilung sich dem Wert ρ_g annähert, wenn die Differenz $\rho_c - \rho_g > \max(\sigma_g, \sigma_c)$ ist. Diese Bedingung ist für die Reflexionswerte der Pixel in der Regel erfüllt, Ausnahmen bilden Wüstensand und Schnee.

Die Zeitreihe der benutzten Bilder muss lang genug sein, um für jedes Pixel unbewölkte Zeiträume zu enthalten. Sie sollte jedoch kurz genug sein, um saisonal bedingte Unterschiede in der Bodenreflektivität zu berücksichtigen, wie sie durch Änderung in der Vegetation auftreten. Hierfür hat sich die monatliche Speicherung der Bodenreflektivität als geeignet erwiesen.

Die Bodenreflektivität weist außerdem einen Tagesgang auf, der durch anisotrope Reflexion begründet ist. (Ebenso führen Rauigkeiten des Geländes im Subpixelbereich dazu, dass Schatten morgens und abends, aber nicht mittags wahrnehmbar sind.)

Da für die Bodenalbedo anstelle des Minimums der Mittelwert der dunklen Counts eingesetzt wird, treten Werte $n < 0$ auf.

Die Wolkenreflektivität kann analog bestimmt werden.

4.1.4 Transmission durch die Atmosphäre

Von [Cano et al. 86] wurde ein linearer Zusammenhang zwischen dem Cloud-Index und der Transmission durch die Atmosphäre angenommen. Die Transmission wurde durch den Clearness-Index k beschrieben:

$$k = a \cdot n + b. \quad (4.3)$$

Die Parameter a und b müssen durch Regression mit Bodenmessdaten bestimmt werden. Sind diese Parameter einmal festgelegt, ergibt sich für die Globalstrahlung am

Boden

$$I = (a \cdot n + b) \cdot I_{ext}. \quad (4.4)$$

In Abbildung 4.2 wird die Bestimmung der Globalstrahlung über die Heliosat-Methode zusammengefasst: Aus einem Meteosat-Bild des sichtbaren Spektralbereichs und der iterativ bestimmten Bodenalbedo erhält man ein Cloud-Index-Bild, das über (4.3) und (4.4) in eine Globalstrahlungskarte umgerechnet werden kann.

4.2 Modifikationen

Die in Abschnitt 4.1 beschriebenen wesentlichen Verfahrensschritte der Heliosat-Methode sind die Normierung des Satellitenmesswerts und der Zusammenhang von detektierter Bewölkung und Transmissivität der Atmosphäre. Im Folgenden werden Ansätze zur Verbesserung dieser Verfahrensschritte vorgestellt.

4.2.1 Normierung: Atmosphärenoffset

Bei der Normierung des Satellitencounts wurde von [Cano et al. 86] ein als konstant angenommener Offset C_0 eingeführt. Dieser ergab sich aus dem minimalen Rückstreuwert über dem Meer. Es zeigt sich aber, dass der Rückstreuwert über dem Meer zwar tatsächlich nichtlinear zur Einstrahlung, aber keineswegs konstant ist. Der Offset C_0 wird deshalb hier als Summe aus konstantem Radiometeroffset C_{off} und variablem Rückstreuwert der Atmosphäre aufgefasst. Die hier hergeleiteten empirischen Ausdrücke der Atmosphären-Rückstreuung berücksichtigen die Position von Sonne und Satellit. Sie werden anhand von Strahlungstransferrechnungen und der Ergebnisse eines analytischen Modells der Ozeanreflektivität überprüft.

[Beyer et al. 96, Costanzo 95] versuchten, die Abhängigkeit der atmosphärischen Rückstreuung von den geometrischen Gegebenheiten darzustellen. Sie untersuchten den Einfluss des Sonnenzenitwinkels θ , des Satellitenzenitwinkels ϕ , sowie des relativen Azimuts ψ . Diese Winkel legen die geometrische Beziehung von Sonne, Satellit und Beobachtungspunkt fest, siehe Abbildung A.2.

Der Rückstreuwert der Atmosphäre lässt sich über einer dunklen Fläche, wie z. B. dem Ozean, beobachten. Hierzu dienten zehn mitteleuropäische wolkenfreie Ozeangebiete mit Sonnenhöhen größer 15° als Datenbasis. Als Ansatz für das Aerosol- und Rayleigh-Rückstreuesignal wurde die folgende Beziehung gewählt:

$$C_{atm} = B \cdot (1 + \cos^2 \psi) \cdot \frac{\cos^{0.15} \theta \cdot \cos^b \phi}{\cos \phi}. \quad (4.5)$$

Der Term $(1 + \cos^2 \psi)$ ist die Rayleigh-Streufunktion für das direkte Sonnenlicht in Richtung des Satelliten, $1/\cos \phi$ ist die Größe der vom Satelliten wahrgenommenen Luftmasse, die Terme $\cos^{0.15} \theta$ und $\cos^b \phi$ sind empirische Ausdrücke für die

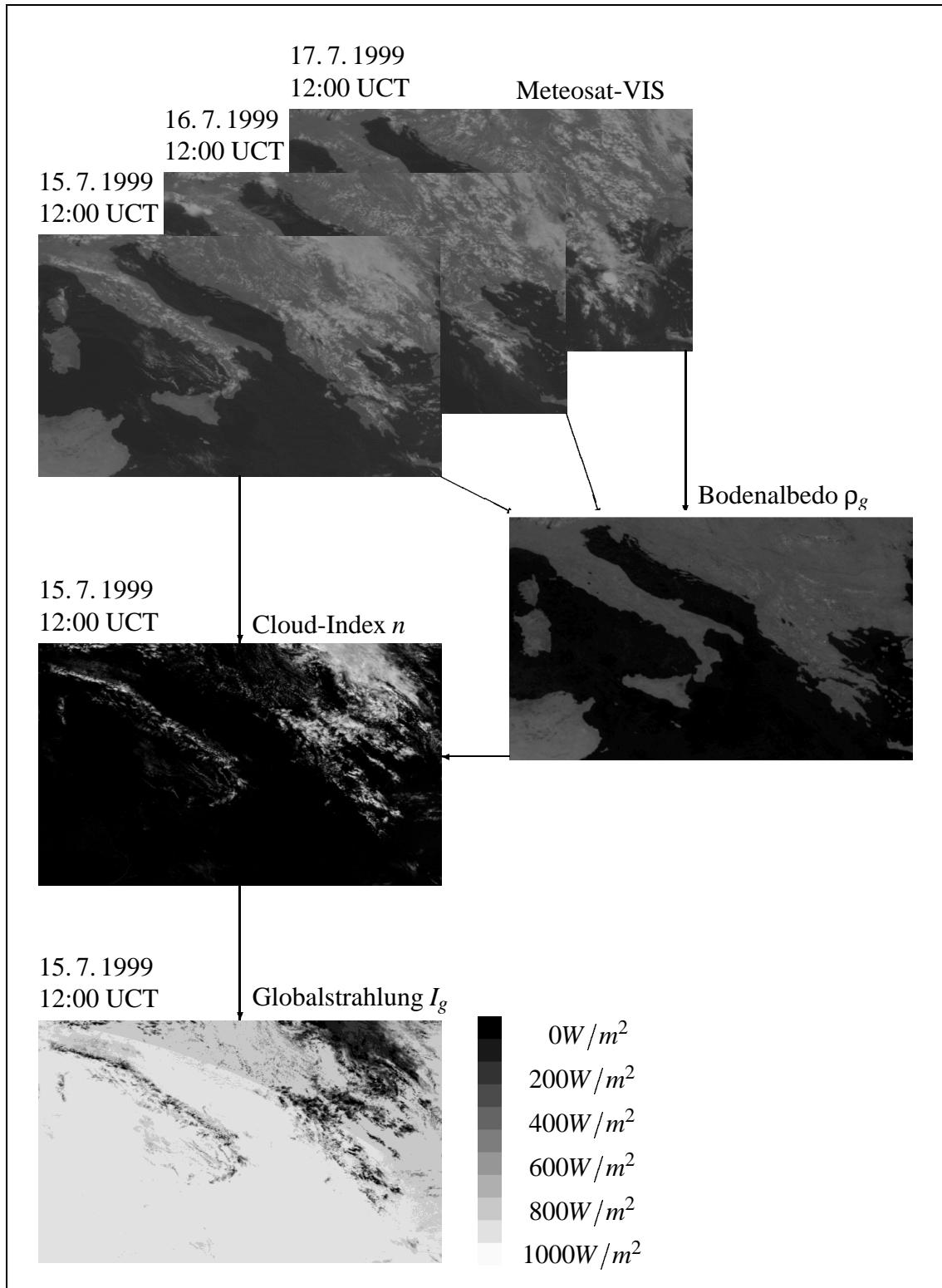


Abbildung 4.2: Für die Bestimmung der Globalstrahlung notwendige Satellitenbilder und Produkte der Heliosat-Methode. Die Bodenalbedo wurde aus 17 aufeinanderfolgenden 12:00-Bildern bestimmt. Aus einem Vergleich des Original-Bildes mit der Bodenalbedo erhält man den Cloud-Index und daraus schließlich die Globalstrahlung.

Schwächung der Strahlung auf dem Weg zur streuenden Luftmasse und von dort weiter zum Satelliten. Zusammenfassend ergaben sich die folgenden Gleichungen:

$$\begin{aligned} C_0 &= C_{off} + C_{atm}, \\ C_{off} &= 4.3, \\ C_{atm} &= 4.5 \cdot (1 + \cos^2 \psi) \cdot \frac{\cos^{0.15} \theta}{\cos^{0.8} \phi}. \end{aligned} \quad (4.6)$$

Für das Projekt Satellight war es notwendig, den Cloud-Index für jedes Pixel in Europa zu bestimmen, insbesondere für Sonnenhöhen kleiner 15° , die im Winter in den nördlichen Regionen überwiegen. Deshalb wird hier der Ansatz (4.6) auf tiefere Sonnenstände und Gesamteuropa erweitert. Dazu wird eine Datenbasis von 26 europäischen Meerespixeln verwendet. Untersucht wurden von Meteosat 5 gemessene Zeitreihen der Tage 0–60 und 120–180 im Jahr 1996. Zur Einschränkung der Untersuchung auf wolkenfreie Pixel wurden für jedes Zenitwinkelintervall nur die 10% dunkelsten Counts ausgewählt:

$$\begin{aligned} C_0 &= C_{off} + C_{atm}, \\ C_{off} &= 5, \\ C_{atm} &= (1 + \cos^2 \psi) \cdot \frac{f(\theta)}{\cos^{0.78} \phi}, \\ f(\theta) &= -0.55 + 25.2 \cos \theta - 38.3 \cos^2 \theta + 17.7 \cos^3 \theta. \end{aligned} \quad (4.7)$$

Als Instrumentenoffset wird der von [Moulin et al. 96] angegebene Wert $C_{off} = 5$ übernommen. Die Rayleigh-Streufunktion sowie die Abhängigkeit vom Satellitenzenitwinkel ϕ entsprechen dem Ansatz (4.5). Abweichend davon wurde für die Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel θ jedoch ein Polynom dritter Ordnung für $f(\theta)$ angesetzt, um die tiefen Sonnenstände mit Sonnenhöhen $h < 15^\circ$ zu erfassen.

Rückstreuung der Atmosphäre aus Strahlungstransferrechnungen

In diesem Abschnitt wird das Rückstreuesignal der Atmosphäre über dem Ozean, C_0 , aus Strahlungstransferrechnungen ermittelt. Die Berechnungen dienen dazu, den Ansatz aus den Gleichungen (4.6) und (4.7) qualitativ zu überprüfen.

Der Strahlungstransport wurde mit dem Programm Modtran berechnet. Die Strahl-dichte am Satelliten wurde dabei für unterschiedliche geometrische Randbedingungen ermittelt. Dazu wurden die folgenden Einstellungen vorgenommen: Um das Rückstreuesignal der Atmosphäre über dem Ozean zu erhalten, wurde im Wellenlängenintervall des Satelliten $\lambda \in [0.4\mu\text{m}, 1.1\mu\text{m}]$ mit der US-Standard-Atmosphäre mit 23 km Sichtweite gerechnet. Für alle Berechnungen wurden die Albedo des Ozeans und der

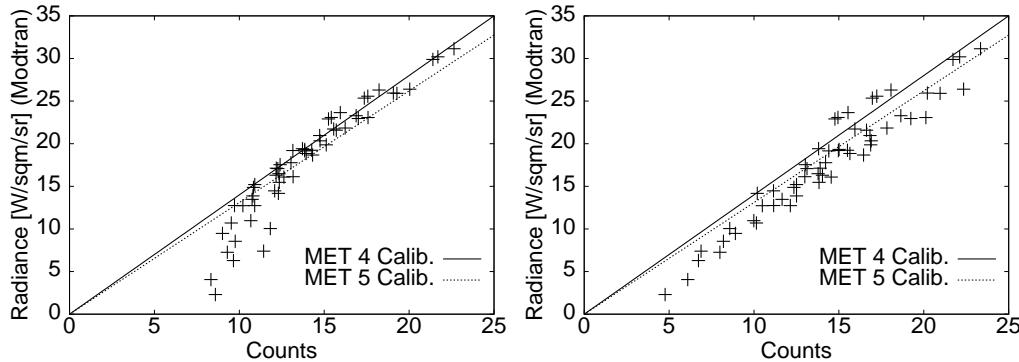


Abbildung 4.3: Vom Ozean reflektierte Strahldichten ermittelt mit Modtran verglichen mit Ozeancounts C_0 nach (4.6) (links) bzw. (4.7) (rechts). Zur Orientierung sind die Kalibrierfunktionen von [Kriebel/Amann 93] und [Kriebel et al. 96] für Meteosat 4 und 5 eingezeichnet.

132. Tag des Jahres gewählt. Zur Variation von Sonnen- und Satellitenposition wurden die Berechnungen jeweils für 1200–1900 UCT und ein Gitter von 9 Positionen im Bereich $40 - 60^\circ\text{N}$ und $0 - 20^\circ\text{O}$ durchgeführt.

Für jeweils dieselbe Geometrie ist zu Vergleichszwecken der Ozeancount nach (4.6) bzw. (4.7) bestimmt worden. Die Ergebnisse sind den Strahlungstransferergebnissen in Abbildung 4.3 gegenübergestellt. Zur Orientierung sind die Kalibrierfunktionen von [Kriebel/Amann 93] und [Kriebel et al. 96] für Meteosat 4 und 5 eingezeichnet. Diese werden als linear angenommen, was nur für den Bereich hoher Strahldichten gültig ist. Für geringe Strahldichten ist die Sensorantwort nichtlinear, [Moulin et al. 96]. Bei beiden nach (4.6) bzw. (4.7) bestimmten Ozeancounts ergibt sich eine nichtlineare Beziehung zur Strahldichte. Vorteil der Beschreibung durch (4.7) ist die Annäherung an den Instrumentenoffset C_{off} für $L_{sat} \rightarrow 0$. Die größere Streuung der Werte für hohe Strahldichten ist durch die Art des Polynoms $f(\theta)$ bedingt.

Schlussfolgerung

Durch den Vergleich mit Strahlungstransferrechnungen und einem analytischen Modell konnte der empirische Ausdruck der Atmosphären-Rückstreuung bestätigt werden. Dass diese Größe zur Normierung der Satellitencounts geeignet ist, wird später in Abbildung 4.7 motiviert und im Kapitel 5 genauer untersucht.

Ergebnisse eines analytischen Modells der Ozeanreflektivität

[Bréon 93] präsentierte ein analytisches Modell für die Reflektivität der wolkenfreien Atmosphäre über dem Ozean. Dessen Ergebnisse können ebenfalls zur Überprüfung der Atmosphärenrückstreuung C_0 nach (4.7) herangezogen werden.

Das analytische Modell beschreibt die spektral- und richtungsaufgelöste Reflektivität, wobei Einfach- und Zweifachreflexionen betrachtet werden, die an der Wasseroberfläche oder durch Streuung innerhalb der Atmosphäre oder innerhalb der Wassersäule stattfinden¹. Modellparameter sind die optische Dicke und der Ångström-Exponent der Aerosole, die spektrale Albedo des Ozeans und die richtungsabhängige, spiegelnde Reflexion der Wasseroberfläche, die von Windrichtung und -geschwindigkeit abhängt. Die Reflektivität wird für drei Wellenlängen im sichtbaren Spektralbereich und für fünf relative Azimutwinkel ψ' angegeben. Der Winkel ψ' wird in Anhang A.6 mit dem in (4.7) notwendigen Winkel ψ in Beziehung gesetzt.

Einen qualitativen Vergleich der Ergebnisse von Bréon mit dem Rückstreuesignal der Atmosphäre über dem Ozean nach (4.7) zeigt Abbildung 4.4. Dort sind die Ozeanreflektivität der aerosolfreien Atmosphäre bzw. das Rückstreuesignal über dem Cosinus des Satelliten-Zenitwinkels aufgetragen. Der relative Azimut ist hier auf Werte $\psi' < 90^\circ$ eingeschränkt, da größere Azimutwinkel mit spiegelnder Reflexion in Europa nicht beobachtbar sind. Der Sonnenzenit ist auf $\theta = 40^\circ$ festgelegt worden. Bréons Ergebnisse gelten für eine aerosolfreie Atmosphäre, eine Windgeschwindigkeit von 8m/s und eine Wellenlänge von 450nm. Beide Darstellungen zeigen die geringste Reflektivität senkrecht zur Einfallrichtung des Lichts. Bei steigendem Satellitenzenitwinkel ($\cos \varphi \rightarrow 0.1$) verlängert sich der Weg durch die Atmosphäre, die Anzahl der möglichen Streuprozesse steigt und somit nimmt die Reflektivität zu. Auch dies wird von beiden Modellen wiedergegeben.

Die von Bréon gefundenen Ergebnisse für eine aerosolhaltige Atmosphäre mit $\delta_A = 0.15$ für $\lambda = 500\text{nm}$ bzw. $\delta_A = 0.097$ für $\lambda = 650\text{nm}$ sowie $\theta = 35^\circ$ und eine Windgeschwindigkeit von 5m/s weichen von den in Abbildung 4.4 angegebenen insofern ab, dass die Reflektivität insgesamt geringer ausfällt. Dies gilt auch für die relativen Unterschiede, die sich bei den verschiedenen Azimutwinkel ergeben.

4.2.2 Zusammenhang zwischen planetarischer Albedo und Clearness-Index

In diesem Abschnitt wird der Zusammenhang zwischen dem Clearness-Index und der planetarischen Albedo einer aerosolfreien Atmosphäre untersucht. Daraus resultiert eine alternative Herleitung des Cloud-Index, der aus der Heliosat-Methode bekannt ist. Im Anschluss wird erörtert, welchen Einfluss Aerosole und andere atmosphärische Größen auf die gefundene Beziehung ausüben.

Von der in die Atmosphäre eindringenden solaren Strahlung wird nach einem oder mehreren Wechselwirkungsprozessen ein Beitrag A in den Weltraum zurückgestreut. Dieser Anteil wird als planetarische Albedo bezeichnet. Der bis zum Boden vordringende Anteil k ist der Clearness-Index. Hiervon wird ein durch die Bodenalbedo A_g

¹Bréon verifizierte das Modell mit Monte-Carlo-Simulationen, bei denen auch Mehrfachstreuungen berücksichtigt wurden.

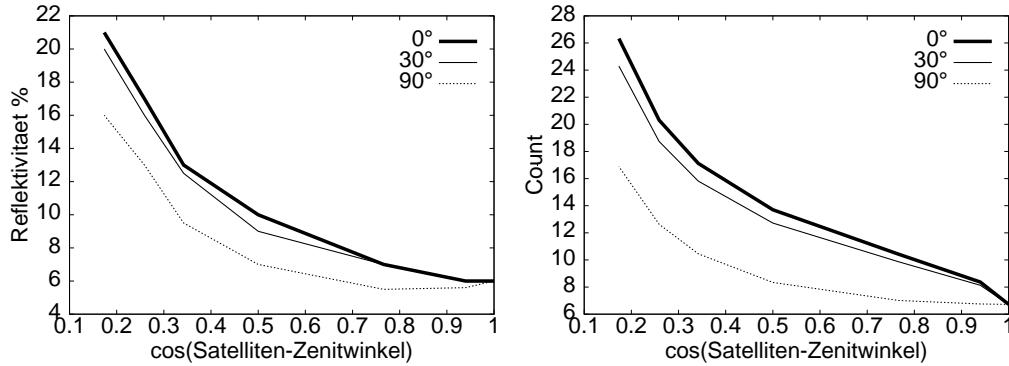


Abbildung 4.4: Ozeanreflektivität der aerosolfreien Atmosphäre nach Bréon (links) und Rückstreusignal der Atmosphäre über dem Ozean C_0 nach (4.7) (rechts) als Funktion des Satelliten-Zenitwinkels. Der relative Azimut wird variiert, $\psi' = 0^\circ, 30^\circ, 90^\circ$. Der Sonnenzenit ist festgelegt auf $\theta = 40^\circ$.

gegebener Anteil reflektiert, während $(1 - A_g) \cdot k$ vom Boden absorbiert wird. Die restliche Strahlung α_{atm} wird in der Atmosphäre absorbiert.

$$\Rightarrow A = 1 - \alpha_{atm} - (1 - A_g) \cdot k. \quad (4.8)$$

Die Gleichung gilt für jedes Spektralintervall, für das die terrestrische Emission vernachlässigt werden kann, insbesondere für den Meteosat-VIS-Kanal. Durch Umformung nach dem Clearness-Index k und eine Filterung mit der spektralen Empfindlichkeitsfunktion des Sensors erhält man

$$k^V = \frac{1 - A^V}{1 - A_g^V} - \frac{\alpha_{atm}^V}{1 - A_g^V}. \quad (4.9)$$

Weil die Variation des Clearness-Index k in erster Näherung durch die Bewölkung bestimmt wird und die optische Dicke von Wolken wellenlängenunabhängig ist, ist anzunehmen, dass der über das gesamte Frequenzspektrum integrierte Clearness-Index k und der gefilterte Clearness-Index k^V näherungsweise gleich groß und proportional zueinander sind.

Die Absorption durch Luftmoleküle ist zeitlich wenig variabel und wird wegen der Form der Empfindlichkeitsfunktion des VIS-Kanals kaum wahrgenommen. Sie wird deshalb als zeitlich konstant betrachtet. Für aerosolfreie Wolken ist die Absorption proportional zur Anzahl der Wechselwirkungsprozesse, also linear verknüpft mit der Albedo der Wolke. Für eine aerosolfreie Atmosphäre kann somit für den sichtbaren Meteosat-Kanal eine lineare Beziehung

$$\alpha_{atm}^V = a' + b' A^V \quad \text{mit} \quad b' > 0 \quad (4.10)$$

angesetzt werden. Der durch die räumlich und zeitlich hohe Variation der Aerosole entstehende Fehler wird am Ende dieses Abschnitts abgeschätzt.

Durch Einsetzen von (4.10) in (4.9) erhält man

$$k = c' k^V = c' \frac{(1-a') - (1+b')A^V}{1-A_g^V}. \quad (4.11)$$

Diese Gleichung ist durch zwei Randbedingungen bestimmt. Unter der Annahme eines maximal bewölkten Himmels mit Albedo $A^V = A_{max}^V$ kommt näherungsweise keine Strahlung am Boden an, $k = 0$. Demgegenüber besteht im unbewölkten Fall $k = k_c$ die planetarische Albedo nur aus dem Bodenrückstreuignal² $A^V = A_g^V$:

$$\begin{aligned} 0 &= c' \frac{(1-a') - (1+b')A_{max}^V}{1-A_g^V} \\ k_c &= c' \frac{(1-a') - (1+b')A_g^V}{1-A_g^V} \\ \Rightarrow k &= k_c \frac{A_{max}^V - A^V}{A_{max}^V - A_g^V}. \end{aligned} \quad (4.12)$$

Aus den am Satellitensor gemessenen gefilterten Radianzen können nur bei bekannter spektraler Reflexionsfunktion der reflektierenden Schicht Albedowerte A^V berechnet werden. Wolken reflektieren in guter Näherung isotrop. Landoberflächen besitzen dagegen anisotrope Reflexionseigenschaften, diese werden jedoch vernachlässigt. Es wird angenommen, dass das gefilterte planetarische Reflexionsvermögen ρ^V proportional zur gefilterten planetarischen Albedo ist.

$$\begin{aligned} \Rightarrow k &= k_c \left(1 - \frac{\rho^V - \rho_g^V}{\rho_{max}^V - \rho_g^V} \right) \\ &= k_c (1-n) \quad \left[n := \frac{\rho^V - \rho_g^V}{\rho_{max}^V - \rho_g^V} \text{ Cloud-Index} \right]. \end{aligned} \quad (4.13)$$

Der so ermittelte lineare Zusammenhang zwischen Clearness-Index k und dem durch (4.13) definierten Cloud-Index n entspricht der Definition der Heliosat-Methode in Abschnitt 4.1.2. Bei exakter Berechnung des planetarischen gefilterten Reflexionsvermögens ρ^V und einer optimalen Bestimmung für ρ_g^V und ρ_{max}^V müsste keine lineare Regression zur Kalibrierung dieser Beziehung vorgenommen werden. Der lineare Zusammenhang ergibt sich aus dem Clearness-Index k_c bei klarem Himmel.

²Hier wird das Rückstreuignal der Atmosphäre vernachlässigt. Das ist nur bei kurzen optischen Wegen durch die Atmosphäre gerechtfertigt.

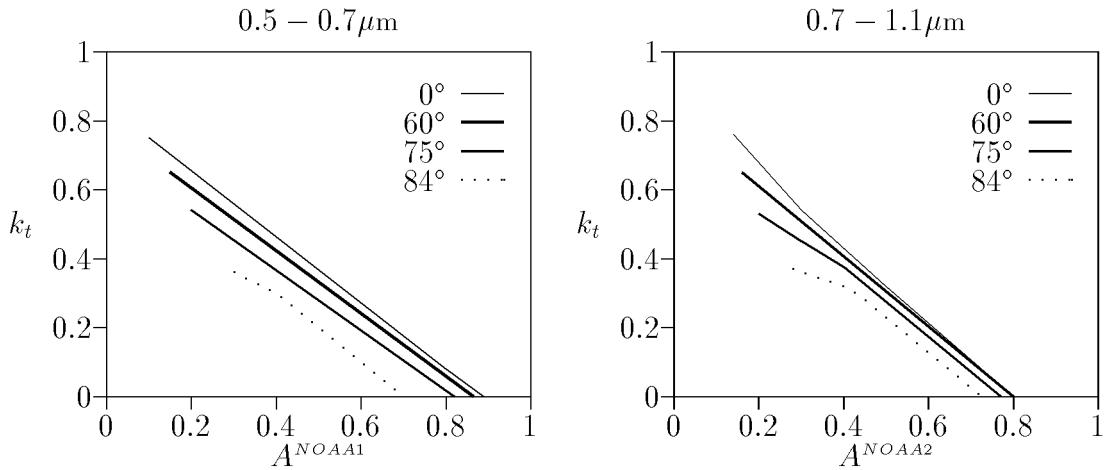


Abbildung 4.5: Aus Strahlungstransferrechnungen ermittelter Zusammenhang zwischen Clearness-Index und planetarischer Albedo bei verschiedenen Sonnenzenitwinkeln für die beiden Kanäle der NOAA - Satelliten nach [Buriez et al. 85].

Überprüfung mit Hilfe der Ergebnisse einer Strahlungstransferrechnung

Zur Überprüfung der Beziehung (4.13) wurden von [Buriez et al. 85] Berechnungen des Strahlungstransports für eine Standard-Sommeratmosphäre mittlerer Breiten mit einem Standard-Aerosolprofil durchgeführt, wobei die Atmosphäre in 17 horizontal homogene Stockwerke unterteilt wurde. Die Ergebnisse liegen für die beiden Kanäle $0.5 - 0.7 \mu\text{m}$ und $0.7 - 1.1 \mu\text{m}$ der NOAA-Polarorbitalsatelliten vor, deren Spektrometer ähnlich denen des Meteosat-VIS-Systems die dreieckähnliche Filterfunktion einer Silicium-Photodiode besitzen. Die Ergebnisse des Meteosat-Kanals liegen qualitativ zwischen denen von Kanal 1 und der Summe aus Kanal 1 und 2.

Man erkennt in Abbildung 4.5 im Bereich kurzer Wellenlängen eine annähernd lineare Beziehung, während im nahen Infrarot die zunehmende Molekülabsorption zu einer Krümmung führt. Deutlich ist die starke Abhängigkeit vom Sonnenstand erkennbar: Bei unbewölktem Himmel ist die Albedo minimal, und der Clearness-Index nimmt den maximalen Wert k_c an. Dieser Wert ist vom Sonnenstand abhängig, wie schon im Abschnitt 2.5 auffiel. Der Wertebereich entspricht $k_c \in [0.36, 0.80]$ nach [Suehrcke/McCormick 88] und $k_c \in [0.48, 0.87]$ nach [Skartveit/Olseth 87]. Außerdem nimmt bei tiefem Sonnenstand die planetarische Albedo der dunklen, unbewölkten Erdoberfläche zu, weil durch die Vergrößerung der optischen Weglänge die Zahl der Streuprozesse zunimmt. Anders verhält sich die planetarische Albedo einer Wolkenschicht, sie nimmt bei tiefen Sonnenständen ab.

Die Abweichung der Modellergebnisse von einer linearen Ausgleichsfunktion ist für einen Sonnenzenitwinkel von etwa 60° minimal. Der Grund hierfür ist im Zusam-

menhang von Absorption und optischer Dicke der Wolke zu suchen³.

[Buriez et al. 85] haben die wichtigsten Atmosphärenparameter innerhalb realistischer Grenzen variiert, um abzuschätzen, wie sich eine Abweichung der Atmosphärenzusammensetzung von den Standardbedingungen auswirkt.

Während eine realistische Variation des Ozons zu einer vernachlässigbaren maximalen Abweichung $\Delta k \leq 0.005$ im Meteosat-Kanal führt, ist eine Variation des Wasserdampfgehaltes $\Delta k \geq 0.02$ nicht zu vernachlässigen. Berücksichtigt man allerdings, dass solche Schwankungen im allgemeinen mit Wolkenbildung verbunden sind, vermindert sich dieser Effekt deutlich.

Besondere Beachtung verdienen die räumlich und zeitlich sehr stark schwankenden Aerosolgehalte. Das Modell hat gezeigt, dass hierbei in erster Linie die Absorption Einfluss auf die Beziehung $k(n)$ hat, während die Streuung vernachlässigt werden kann. So findet sich über dem Meer mit einer Einfachstreuialbedo $\kappa_s/\kappa \approx 1$, dass sich $k(n)$ nicht von dem Fall einer Rayleigh-Atmosphäre unterscheidet. Typische kontinentale Aerosolschwankungen führen zu maximalen Variationen $\Delta k \approx 0.02$.

Eine relativ große Bedeutung hat die Höhe einer Wolke. Während k quasi unabhängig von der Wolkenhöhe ist, erhöht sich n aufgrund des abnehmenden Atmosphäreneinflusses. Bei einer Zunahme der Wolkenhöhe von einem auf sechs Kilometer erhält man einen maximalen Fehler $\Delta k \approx 0.15$. Allerdings ist dieser Effekt in der Realität eher selten, da eine dichte Bewölkung im Allgemeinen mit einer großen vertikalen Ausdehnung verbunden ist. Die Anisotropie durchbrochener Wolkenoberflächen wurde nicht berücksichtigt. Mit zunehmender Bewölkung vergrößern sich die Wolkenstrukturen und die Anisotropie nimmt ab, so dass ein zusätzlicher Fehler insbesondere bei geringer Bewölkung auftritt.

4.2.3 Clearsky-Index

In Gleichung (4.13) ist der Zusammenhang zwischen Clearness-Index und Cloud-Index $k = k_c(1 - n)$ abhängig von der Größe k_c . Dies hat einen Einfluss auf die in der Heliosat-Methode benutzten Kalibrierfaktoren. Daher hat [Costanzo 95] festgestellt, dass die Parameter aus $k = an + b$ nicht nur standortabhängig sind, sondern auch von der Tages- und Jahreszeit abhängen. Er konnte zeigen, dass die Einführung des Clearsky-Index zur Beschreibung der Transmission der Atmosphäre mit $k^* = a^*n + b^*$ und $I = k^*I_{clear}$ das Verfahren verbessert. Dies gilt auch bei Benutzung der Relation:

$$k^* = 1 - n. \quad (4.14)$$

³Bei hohen Sonnenständen wächst die Absorption aufgrund der zunehmenden Anzahl von Streukörpern mit der optischen Dicke der Wolke an. Bei sehr niedrigen Sonnenständen dagegen nimmt aufgrund der niedrigeren Eindringtiefe in die Wolke die Absorption mit der optischen Dicke ab. Das Minimum bei etwa 60° entspricht dem Sonnenstand, bei dem die Abhängigkeit der Absorption von der optischen Dicke der Atmosphäre minimal wird. Es konnte von [Wiscombe et al. 84] auf die mikroskopischen Absorptionseigenschaften von Wolkentropfen zurückgeführt werden.

Diese Gleichung ergibt sich aus (4.13), denn es gilt $k^* = k/k_c$. Der Vorteil dieser Relation besteht darin, dass auf eine Kalibrierung mit Bodendaten verzichtet werden kann. Voraussetzung hierfür ist allerdings ein an das betrachtete Gebiet optimal angepasstes Clearsky-Modell.

Die Beziehung zwischen Cloud-Index und Clearsky-Index wurde im Rahmen des Satellight-Projekts für verschiedene Bewölkungssituationen untersucht. Es wurde festgestellt, dass der vollständig bewölkte Fall durch die lineare Relation $k^* = 1 - n$ nur ungenügend erfasst wird. Bei vollständig bedecktem Himmel mit $n \geq 1$ ergibt sich aus dieser Relation ein Clearsky-Index von $k^* = 0$, was einer Globalstrahlung von 0 W/m^2 entspricht. Tatsächlich werden in der Regel tagsüber jedoch auch bei bedecktem Himmel ca. 5% der Einstrahlung gemessen, die bei klarem Himmel zu erwarten wäre. Obwohl am Satelliten eine erhöhte Reflektivität der Wolke wahrgenommen wird, vermindert sich die Transmission durch die Wolke nicht. Daher wurde die Relation von [Fontoyont et al. 98] für hohe Cloud-Indizes verändert:

$$k^* = \begin{cases} 1.2 & \text{für } n \leq -0.2 \\ 1 - n & \text{für } -0.2 < n \leq 0.8 \\ 2.0667 - 3.6667n + 1.6667n^2 & \text{für } 0.8 < n \leq 1.1 \\ 0.05 & \text{für } 1.1 < n. \end{cases} \quad (4.15)$$

Diese modifizierte Relation ist in Abbildung 4.6 der linearen Beziehung (4.14) gegenübergestellt.

Clearsky-Modell

In Abschnitt 4.2.2 wurde die planetarische Albedo mit dem Clearness-Index in Zusammenhang gebracht. [Cano et al. 86] normierten die Meteosat-Counts mit dem Clearsky-Modell von Bourges, $I = I_{clear}$. Dadurch ergibt sich die Bodenalbedo. Zur Bestimmung der planetarischen Albedo muss dagegen mit der extraterrestrischen Einstrahlung normiert werden, $I = I_{ext}$.

In Abbildung 4.7 ist die Normierung auf zwei Arten durchgeführt worden: Zum einen nach [Cano et al. 86] für die Bodenalbedo des Ozeans mit dem Offset nach (4.6), zweitens für die planetarische Albedo mit dem Offset nach (4.7). Die zweite Methode hat zwei Vorteile. Bei niedrigem Sonnenstand wird der Ozean-Count nicht unterschätzt, dadurch treten nach Abzug des Offsets keine negativen Werte auf. Die Punkteschar der normierten Ozean-Counts lässt sich durch eine über alle Sonnenstände konstante Schranke nach oben hin abschätzen, dieser Wert kann als maximales Wolkensignal benutzt werden.

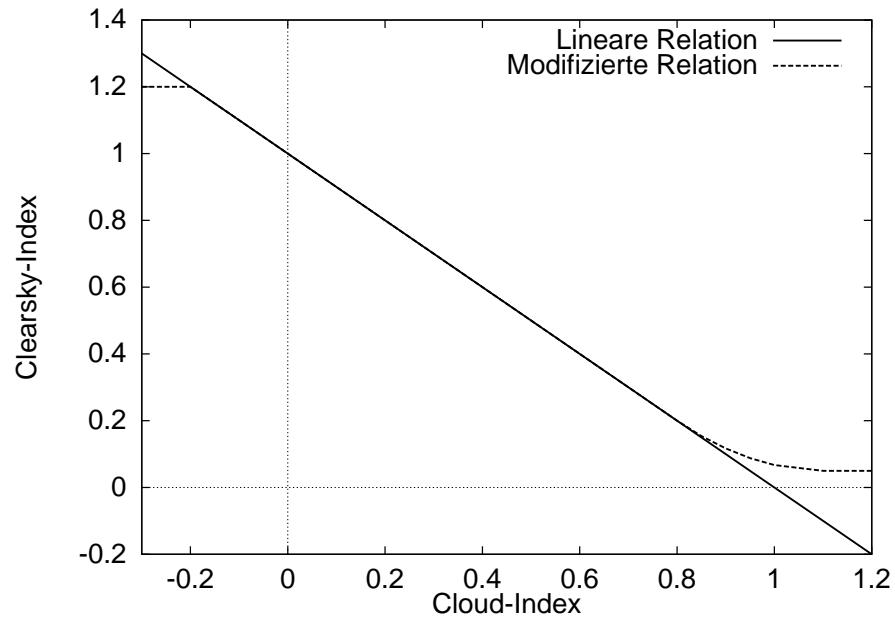


Abbildung 4.6: Beziehungen zwischen Clearsky-Index k^* und Cloud-Index n nach der linearen Relation (4.14) und der modifizierten Relation (4.15), die die bewölkten Zustände besonders berücksichtigt.

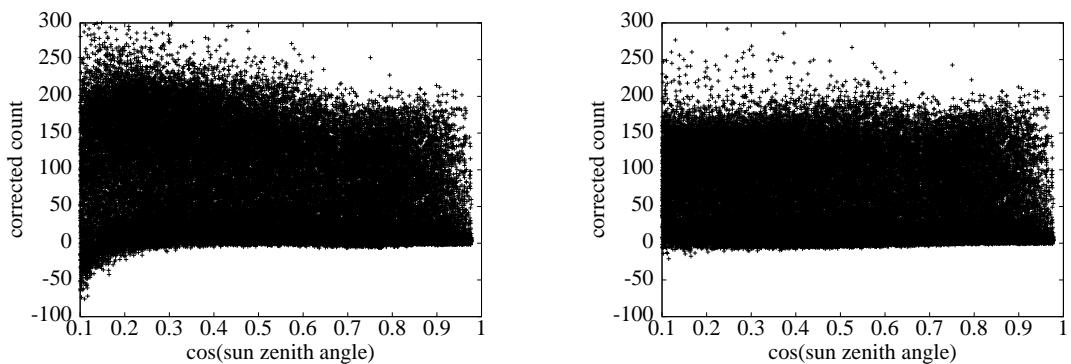


Abbildung 4.7: Links: Ozean-Counts C_0 normiert durch Gleichung (4.6) mit $I = I_{clear}$ nach Bourges. Rechts: Ozean-Counts C_0 normiert durch Gleichung (4.7) mit $I = I_{ext}$.

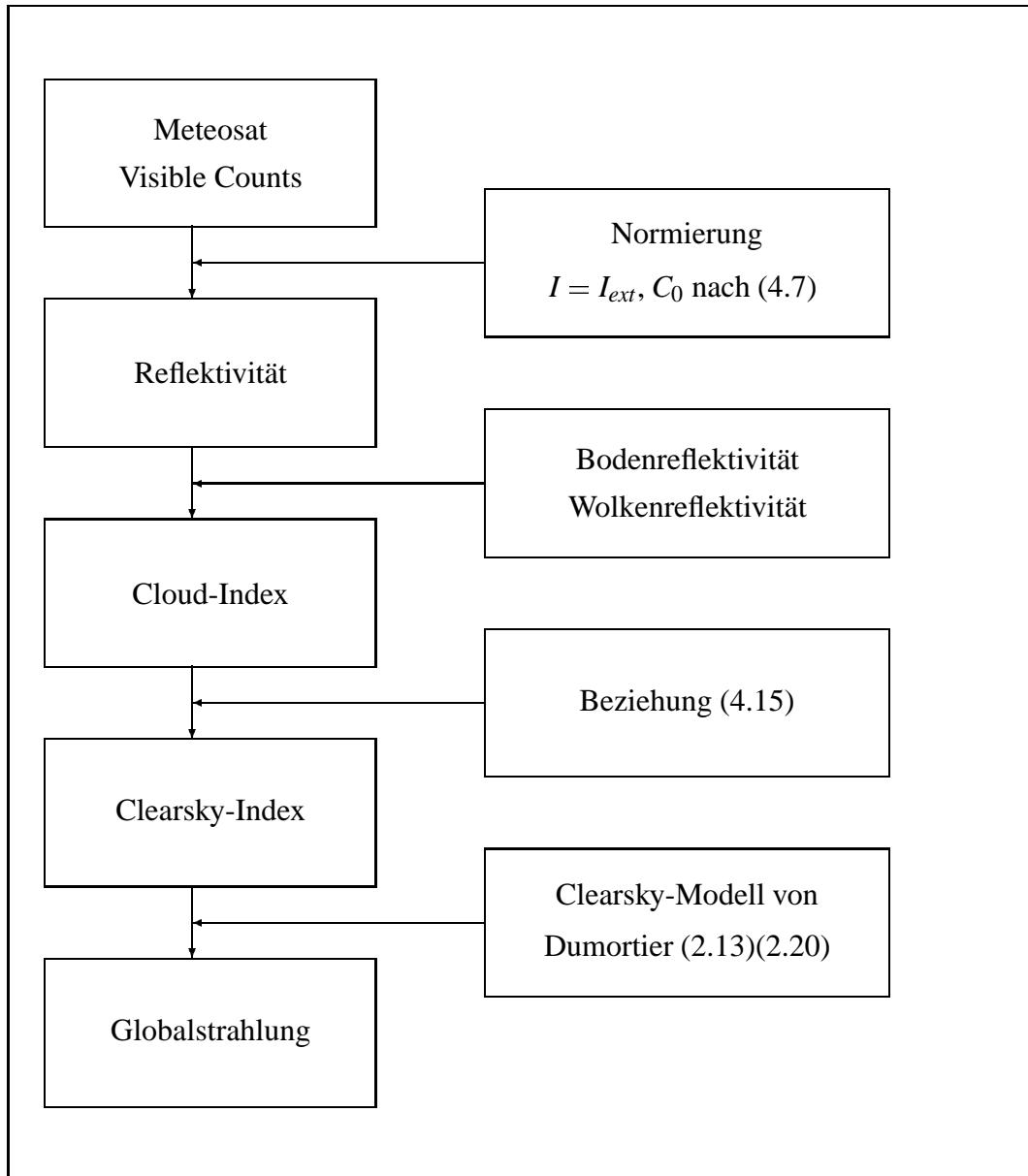


Abbildung 4.8: Verfahrensschritte der im Satellight-Projekt verwendeten Heliosat-Methode.

4.2.4 Heliosat-Methode des Projekts Satellight

In Abbildung 4.8 sind die im Satellight-Projekt verwendeten Verfahrensschritte der Heliosat-Methode zusammengefasst. Wie in Abschnitt 4.2.2 motiviert wurde, wird anstelle der Bodenalbedo die planetarische Albedo bestimmt. Deshalb wird nicht mit der Einstrahlung am Erdboden, sondern mit derjenigen am oberen Atmosphärenrand normiert. Außerdem wurde der konstante Atmosphärenoffset durch einen variablen, von den geometrischen Bedingungen abhängigen Wert nach (4.7) ersetzt.

Die lineare Beziehung zwischen Cloud-Index und Clearsky-Index wird in den nichtlinearen Zusammenhang (4.15) überführt, der die bewölkten Zustände besser abbildet. Zur Bestimmung der Globalstrahlung aus dem Clearsky-Index wird das Modell von Dumortier herangezogen.

Kapitel 5

Genauigkeitsanalyse

Zur Untersuchung der Genauigkeit der sich aus der Heliosat-Methode ergebenden Solarstrahlungsinformationen werden diese mit bodengemessenen Daten verglichen. Zu beachten ist hierbei, dass es sich bei den Bodendaten in der Regel um zeitlich gemittelte, an einem Punkt aufgenommene Daten handelt, während die Satellitendaten einem instantan aufgenommenen, räumlich gemittelten Wert entsprechen. Deshalb geschieht der Datenvergleich auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen.

Zunächst wird untersucht, welche Kombination aus räumlicher Mittelung der Satellitendaten und zeitlicher Mittelung der Bodendaten sich im Hinblick auf die Genauigkeit als optimal erweist.

Wesentlich für einen erfolgreichen Einsatz der Methode ist, ob die aus den Satellitendaten abgeleiteten Datenprodukte der in speziellen Anwendungen geforderten Genauigkeit genügen. Dazu werden die Satellitendaten als Datenquelle für Tageslichtanwendungen in der Architektur untersucht. Hier muss geprüft werden, inwieweit statistische Eigenschaften des Tageslichtangebotes eines Standorts reproduziert werden. Außerdem wird die Eignung von Satellitendaten als Eingangsdaten für die Simulation von photovoltaischen Systemen zur Bestimmung des monatlichen Energieertrags überprüft.

Zum Abschluss wird untersucht, welche Normierung die genauesten Ergebnisse liefert.

5.1 Einfluss von Gebietsgröße und Mittelungsdauer

In diesem Abschnitt wird der Einfluss der räumlichen und zeitlichen Mittelung auf die Genauigkeit der Heliosat-Methode bestimmt. Zunächst wird für die bodengemessenen Clearsky-Werte die Mittelungsdauer gesucht, die zu einer optimalen Korrelation mit dem Cloud-Index eines einzelnen Pixels führt. Anschließend wird angestrebt, diese Korrelation durch räumliche Mittelung über mehrere Pixel noch weiter zu verbessern.

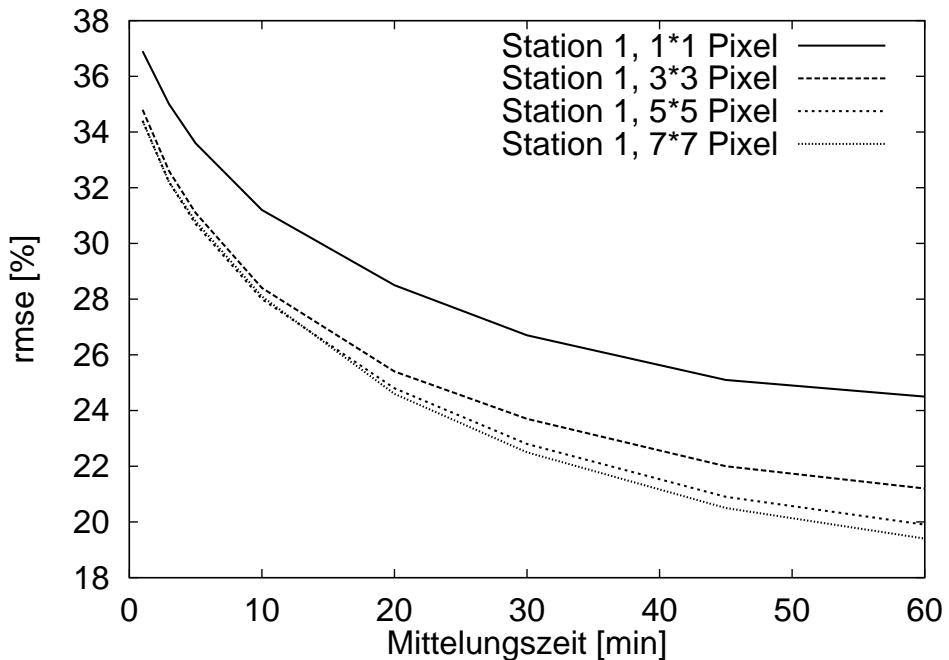


Abbildung 5.1: Vergleich der aus Satellitendaten abgeleiteten Clearsky-Werte mit Bodendaten einer Messstation aus Saarbrücken. Aufgetragen ist die Abweichung als $rmse$ über der Mittelungsdauer der Bodendaten. Betrachtet werden verschiedene Gebietsgrößen der räumlichen Mittelung im Satellitenbild.

Im Folgenden finden aus der Heliosat-Methode abgeleitete Clearsky-Werte $k^* = f(n)$ nach Abschnitt 4.2.4 Verwendung. Diese werden mit bodengemessenen Werten $k^* = I_g/I_{clear}$ verglichen, um die Genauigkeit der Methode zu ermitteln. Dazu dient ein zeitlich hochauflöster Datensatz von zehn Stationen aus dem Strahlungsmessnetz in Saarbrücken. Deren Standorte befinden sich in einem Abstand von zwei bis 20 km, so dass Untersuchungen auf kleinen räumlichen und zeitlichen Skalen möglich sind. Mit diesem Datensatz sollen die Auswirkungen durchbrochener Bewölkung auf die Genauigkeit der Methode studiert werden. Dies wird im zweiten Teil dieses Abschnitts durchgeführt.

Optimale Anpassung von zeitlicher Mittelung der Bodendaten und räumlicher Mittelung im Satellitenbild

Hier wird für eine einzelne Station geprüft, welche räumliche Mittelung im Satellitenbild zu einer vorgegebenen Mittelungsdauer der Boden-Messdaten passt. Dazu werden die Bodendaten um den Zeitpunkt der Satellitenaufnahme herum gemittelt. Die regionale Genauigkeit der Einstrahlung auf ein ganzes Gebiet wird in einem der folgenden Abschnitte betrachtet.

In Abbildung 5.1 ist die Abweichung des Clearsky-Index über der Mittelungszeit der Bodenmessung von Station 1 aufgetragen. Neben dem Clearsky-Index eines Pixels in niedriger Auflösung wird auch der über mehrere Pixel gemittelte Clearsky-Index betrachtet. Der $rmse$ beträgt bei einer Mittelungszeit von einer Minute mehr als 30% und reduziert sich bei Stundenwerten auf Werte unter 25%. Für alle zehn betrachteten Stationen ist diese Reduktion des Fehlers beobachtbar, sie fällt jedoch nicht immer so deutlich aus wie bei Station 1: Beim Übergang der Mittelungsdauer von einer auf 30 Minuten ergibt sich eine Differenz des Fehlers im Bereich $\Delta rmse = 8\text{--}10\%$ für alle Stationen. Beim Übergang der Mittelungsdauer von 30 auf 60 Minuten ergibt sich eine zusätzliche Differenz von $\Delta rmse = 1\text{--}2\%$. Die instantan gemessene, räumlich gemittelte Bewölkungsinformation eines Pixels ist also deutlich enger mit einer zeitlich über 30–60 Minuten gemittelten Strahlungsmessung am Boden korreliert als mit einem instantan gemessenen Wert.

Innerhalb einer Stunde können sich die Wolken aus mehreren Pixeln über die Bodenstation bewegen. Deshalb ist zu erwarten, dass sich durch die räumliche Mittelung der Bewölkungsinformationen mehrerer Pixel die Korrelation weiter erhöht. Dies wird ebenfalls in Abbildung 5.1 deutlich. Bei der Mittelung der Clearsky-Werte aus 7×7 Pixeln reduziert sich der Fehler für Station 1 von 25% auf 21% bei Stundenwerten des Clearsky-Index. Zusammenfassend ergibt sich für alle Stationen eine Differenz des Fehler gegenüber einem einzelnen Pixel von $\Delta rmse = 0.2\text{--}2.5\%$ für Minutenwerte, $\Delta rmse = 0.7\text{--}3.9\%$ für 30-Minutenwerte und $\Delta rmse = 2.7\text{--}4.6\%$ für Stundenwerte. Eine merkbare Reduktion mit $\Delta rmse \geq 1\%$ für alle Stationen dieses Datensatzes ist also nur bei Stundenwerten gegeben.

Untersuchungen zur optimalen Gebietsgröße wurden u.a. von [Hoefer 98] und [Costanzo 95] durchgeführt. Costanzo betrachtete den Cloud-Index homogen bewölkter Gebiete aus $i \times i$ Pixeln in niedriger Auflösung. Die beste Genauigkeit erzielte er mit 5×5 Pixeln für deutsche Standorte mit auf den Aufnahmepunkt interpolierten Stundendaten. Dies stimmt mit den Ergebnissen des Saarbrücker Datensatzes überein: hier findet sich die geringste Abweichung bei 5×5 und 7×7 Pixeln. Hoefer ermittelte die beste Genauigkeit für 1×13 Pixel in Ost-West-Richtung in hoher Auflösung für 30-Minutenmittelwerte des 1000-Dächer-Programms vom März und Juni 1997. Gegenüber dem Cloud-Index eines Pixels ergab sich eine Verbesserung von lediglich $\Delta rmse = 1.1\%$.

Auswirkungen durchbrochener Bewölkung

In diesem Abschnitt wird der Einfluss inhomogener Bewölkungsstrukturen auf die Genauigkeit der Heliosat-Methode untersucht. Zur Bewertung der Inhomogenität eines Wolkenfeldes wird die Standardabweichung $\sigma(n)$ der Werte des Cloud-Index aus einem 9×9 Pixel umfassenden Gebiet herangezogen. Wenn $\sigma(n) < 0.1$ ist, wird das Gebiet als homogen bewölkt angesehen, sonst als inhomogen.

In Abbildung 5.2 ist die Abweichung der Satellitenwerte des Clearsky-Index von den

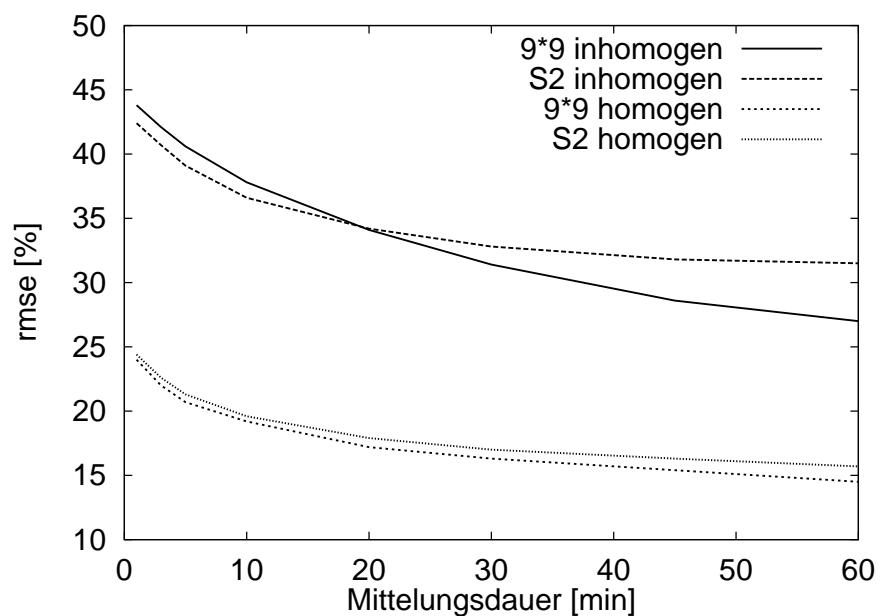


Abbildung 5.2: Vergleich der aus Satellitendaten abgeleiteten Clearsky-Werte mit Bodendaten aus Saarbrücken für homogene und inhomogene Bewölkungszustände. Aufgetragen ist die Abweichung als $rmse$ über der Mittelungsdauer der Bodendaten von Station 2. Betrachtet werden der Cloud-Index eines Pixels sowie der Cloud-Index aus 9×9 Pixeln.

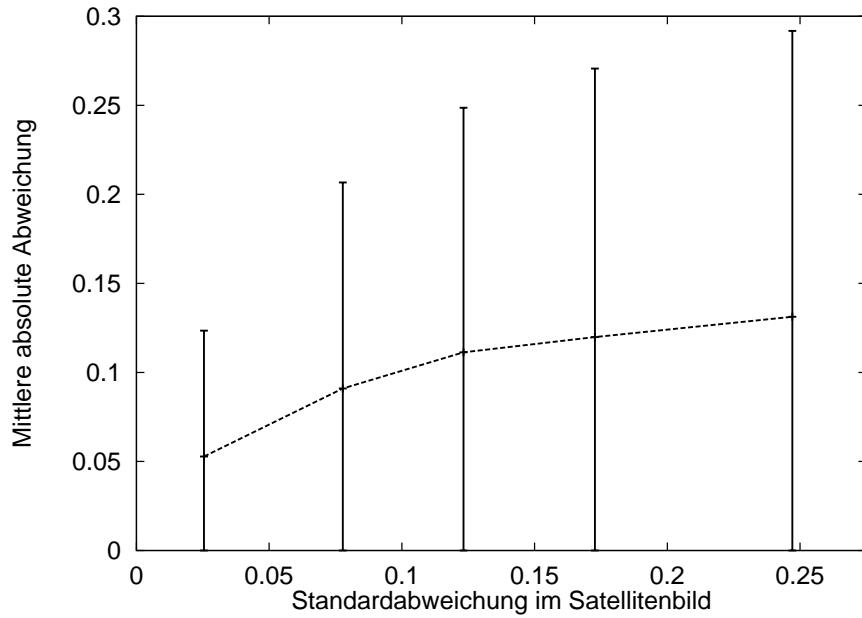


Abbildung 5.3: Mittlere absolute Abweichung des Clearsky-Index aus Satellitendaten vom bodengemessenen Wert in Abhängigkeit der Standardabweichung des Cloud-Index aus 9×9 Pixeln.

Bodenwerten getrennt nach homogenen und inhomogenen Zuständen dargestellt. Es zeigt sich eine Reduzierung des $rmse$ für den homogen bewölkten bzw. gänzlich unbewölkten Fall auf $rmse = 24\%$ für Minutenwerte und $rmse = 15\%$ für Stundenwerte. Durch die Auswahl der homogenen Bewölkungssituationen wird die Inhomogenität des Strahlungsfeldes als Fehlerquelle des Datenvergleichs ausgeschlossen. Deshalb kann der Wert $rmse = 15\%$ als Genauigkeitsgrenze der Heliosat-Methode für Stundenwerte angesehen werden. Durch ähnliche Analysen fanden [Zelenka et al. 99] eine Genauigkeitsgrenze von $rmse = 13\%$.

Für inhomogen bewölkte Bedingungen zeigt sich für ein Einzel-Pixel eine Abweichung von $rmse = 42\%$ für Minutenwerte und $rmse = 32\%$ für Stundenwerte. Durch räumliche Mittelung des Cloud-Index über 9×9 Pixel lässt sich die Abweichung für Stundenwerte im inhomogenen Fall auf $rmse = 27\%$ verringern.

Abbildung 5.3 zeigt, welche absolute Abweichung von den Bodenwerten für einen Stundenwert des Clearsky-Index zu erwarten ist. Dies ist abhängig von der Inhomogenität des Wolkenfeldes der betrachteten Stunde, also von $\sigma(n)$.

Regionale Genauigkeit

Wie im vorangehenden Abschnitt deutlich wurde, führen inhomogene Bewölkungssituationen zu Fehlern im Vergleich eines räumlich gemittelten Satellitenwertes mit

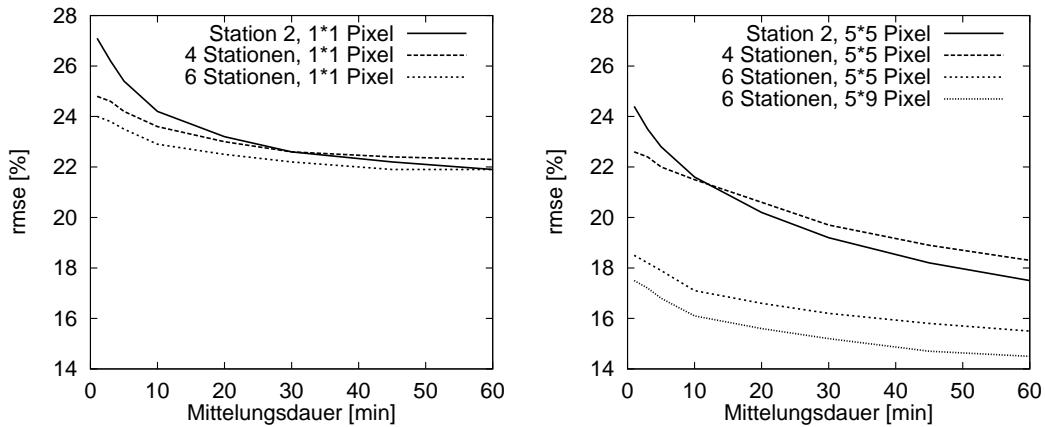


Abbildung 5.4: Vergleich der aus Satellitendaten abgeleiteten Clearsky-Werte mit Bodendaten aus Saarbrücken. Aufgetragen ist die Abweichung als $rmse$ über der Mittelungsdauer der Bodendaten. Betrachtet werden zwei verschiedene Gebietsgrößen der räumlichen Mittelung im Satellitenbild (links 1 Pixel, rechts 5×5 Pixel). Die Bodendaten stammen von einer Einzelstation oder - als Mittelwerte - von vier bzw. sechs Stationen.

einem punktuell gemessenen Bodenwert. Das bedeutet andererseits, dass mit einer punktuellen Bodenmessung die Einstrahlung auf eine Region nicht bestimmt werden kann. Mit dem Saarbrücker Datensatz ist es möglich, durch Mittelung der Einstrahlung mehrerer Messstationen regionale Einstrahlungswerte zu bestimmen. Hier wird die Genauigkeit der Satellitendaten im Hinblick auf diese regionalen Einstrahlungswerte untersucht.

Im Stadtgebiet von Saarbrücken liegen vier Stationen in einem Gebiet aus zwei benachbarten Pixeln, siehe Abbildung 3.1. Im Umland liegen sechs Stationen gleichmäßig verteilt. Somit lässt sich aus diesen Stationsgruppen die mittlere Einstrahlung auf das Stadtgebiet bzw. die Region bestimmen. Für die Satellitendaten wurde der Cloud-Index aus drei Gebieten bestimmt: für ein Pixel am Ort von Station 2, ein 5×5 und ein 5×9 Pixel umfassendes Gebiet mit Station 2 im Zentrum. Die Abweichung der Satellitendaten von den Bodendaten wurde nach einer linearen Regression $k^* = a \cdot n + b$ ermittelt. Sie ist in Abbildung 5.4 als $rmse$ über der Mittelungsdauer der Bodendaten aufgetragen.

Für das einzelne Pixel zeigt sich für kurze Mittelungsdauern eine geringere Abweichung der Gebietsmittelwerte von den Satellitendaten als für die Stationswerte von Station 2. Die Ursache hierfür liegt in der Vermeidung von Extremwerten des Clearsky-Index durch die Mittelung über mehrere Stationen, was zu kleineren Abweichungen führt. Bei Stundenwerten verringern sich daher die Unterschiede zwischen Einzelstation und Gebietsmittel.

Wird der Cloud-Index aus 5×5 Pixel berechnet, dann verringert sich die Abweichung

	1 min	30 min	60 min
$k = a \cdot n + b$	37%	27 %	24 %
$k^* = a \cdot n + b$	34%	23 %	20 %
$k^* = 1 - n$	35%	25 %	22 %
$k^* = f(n)$	35%	25 %	22 %

Tabelle 5.1: Die Abweichung des Clearsky-Index bzw. Clearness-Index aus Satellitendaten von den Bodenwerten. Der Cloud-Index ist aus 5×5 Pixeln bestimmt worden. Die aus dem funktionalen Zusammenhang $k^* = f(n)$ resultierende Abweichung ist derjenigen aus der linearen Regression gegenübergestellt.

insbesondere im Stundenbereich. Für 6 Stationen und 5×9 Pixel wird bei Stundenwerten die Genauigkeit homogener Daten mit $rmse = 15\%$ erreicht.

Verbesserung des Verfahrens durch Einführung des Clearsky-Index statt des Clearness-Index

Für den Saarbrücker Datensatz kann exemplarisch gezeigt werden, dass sich durch die Einführung des Clearsky-Index statt des Clearness-Index die Genauigkeit des Verfahrens erhöht.

Dazu ist der Cloud-Index aus 5×5 Pixeln bestimmt worden und mit dem Clearness-Index oder Clearsky-Index über eine lineare Regression bzw. die funktionalen Zusammenhänge $k^* = 1 - n$ und $k^* = f(n)$ nach (4.15) verglichen worden. Die resultierende Abweichung ist als $rmse$ in Tabelle 5.1 angegeben. Durch Einführung des Clearsky-Index ergeben sich Verbesserungen $\Delta rmse = 4\%$ gegenüber dem Clearness-Index, wenn eine lineare Regression mit Bodenmessungen durchgeführt wird. Wird der funktionale Zusammenhang $k^* = 1 - n$ oder $k^* = f(n)$ benutzt, liegen die Verbesserungen nur im Bereich von $\Delta rmse = 2\%$. Wenn die Gleichung $k^* = f(n)$ statt $k^* = 1 - n$ benutzt wird, ergeben sich lediglich Verbesserungen mit $\Delta rmse < 1\%$. Das ist im seltenen Auftreten der starken Bewölkung für die untersuchten Sommermonate begründet.

Hierzu gleichwertige Ergebnisse erhielt [Costanzo 95] bei der Untersuchung von neun über ganz Deutschland verteilte Stationen.

Bemerkung

[Zelenka et al. 99] untersuchten für Bodenmessnetze der Schweiz und der USA die Abweichungen der Bodendaten von je zwei Standorten. Bei Stundenwerten von Sta-

tionen, die sich weiter entfernt als 50 km befinden, beträgt die Abweichung der Datensätze $rmse > 25\%$. Die Satellitendaten sind also zur Bestimmung der Einstrahlung einer vorgegebenen Stunde genauer als die Messwerte einer 50 km entfernten Bodenstation.

5.2 Strahlungs- und Beleuchtungsdaten für Tageslichtanwendungen

In diesem Abschnitt wird die Genauigkeit der aus Satellitendaten abgeleiteten Tageslichtinformationen untersucht. Dabei werden zwei Produkte des Verfahrens betrachtet: die Globalstrahlung auf die horizontale Fläche und die Beleuchtung verschieden orientierter Flächen. Die Analyse orientiert sich an den im Satellight-Projekt formulierten Fragestellungen. So ist für Anwendungen in der Architektur relevant, wie häufig bestimmte Werte der Einstrahlung bzw. Beleuchtung überschritten werden. Daher wird untersucht, inwiefern solche statistischen Charakteristika für gegebene Standorte reproduziert werden.

Bestrahlungsstärke

Für einige Anwendungen in der Architektur ist es von Bedeutung, wie häufig bestimmte Werte der Einstrahlung an einem Standort überschritten werden. Hiervon hängt zum Beispiel die energieoptimierte Planung des Kunstlichteinsatzes in Gebäuden ab. Auch bei der Planung von Fenstern in Museen sollte vermieden werden, dass bestimmte Schwellwerte der Einstrahlung im Gebäude überschritten werden, da dies auf Dauer zur Zerstörung von Gemälden führen kann. Eine Statistik des Überschreitens von Schwellwerten der Einstrahlung ist in Abbildung 5.5 am Beispiel Freiburg dargestellt. Dabei werden vom Satelliten abgeleitete und bodengemessene Global- und Diffusstrahlungsdaten gegenübergestellt. Zu beobachten ist hier, dass für Freiburg das Auftreten geringer Einstrahlungen von den Satellitenwerten zeitanteilig überschätzt, das Auftreten hoher Einstrahlungen jedoch zeitanteilig unterschätzt wird.

Dieser Abschnitt befasst sich qualitativ und quantitativ mit der Frage, wie gut solche Einstrahlungsstatistiken für unterschiedliche Standorte durch die Satellitenwerte reproduziert werden.

Zunächst werden die Einstrahlungsstatistiken für zwei Standorte mit unterschiedlichem Klima verglichen. Dazu dient Abbildung 5.6. Dort werden ein französischer und ein portugiesischer Standort betrachtet. Es ist zwar eine deutliche Abweichung der Satellitendaten von den Bodenmessungen zu erkennen, diese ist aber klein gegenüber der Abweichung der Bodenmessungen dieser Standorte. Ein Beispiel für zwei deutsche Standorte, die sich in geringerer Entfernung befinden, findet sich in Abbildung 5.7. Auch in diesem Beispiel ist die Abweichung der Satellitendaten von

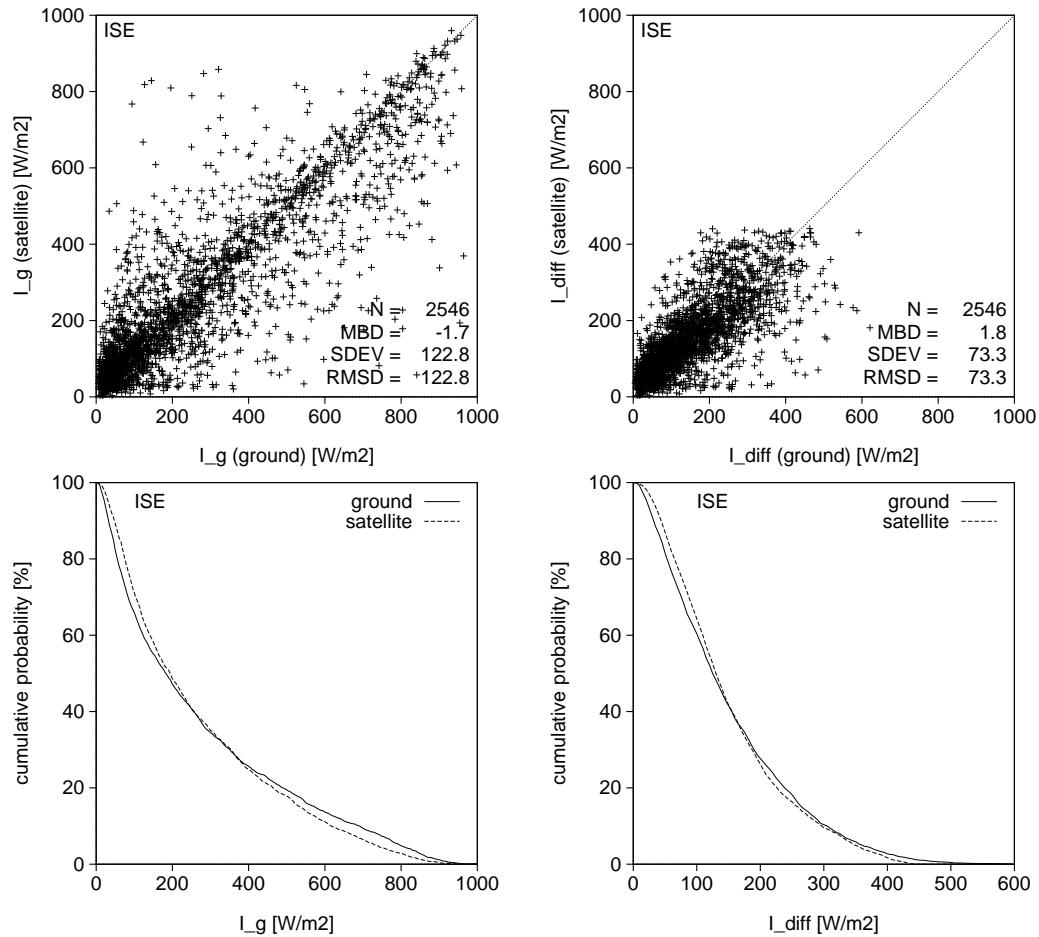


Abbildung 5.5: 30-min-Mittelwerte der Einstrahlung für Freiburg, April 1993–März 1994. Links: Globalstrahlung I_g . Rechts: Diffusstrahlung I_{diff} . Oben: Satellitendaten aufgetragen über den bodengemessenen Werten (links: Globalstrahlung I_g , rechts: Diffusstrahlung I_{diff}). Unten: Wahrscheinlichkeit dafür, dass vorgegebene Werte der Einstrahlung überschritten werden (links: I_g , rechts: I_{diff}).

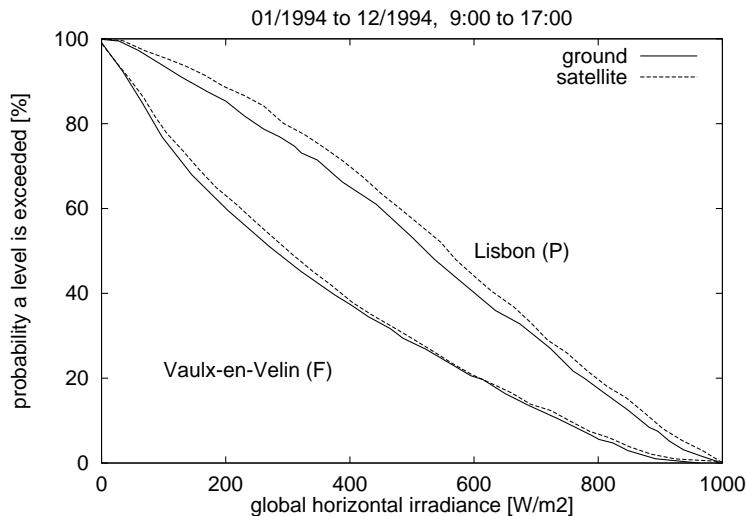


Abbildung 5.6: Wahrscheinlichkeit dafür, dass vorgegebene Werte der Globalstrahlung überschritten werden. Betrachtet wird im Jahr 1994 der Zeitraum der Hauptarbeitsstunden für zwei Standorte mit deutlich unterschiedlichem Klima (Vaulx-en-Velin in Frankreich und Lissabon in Portugal).

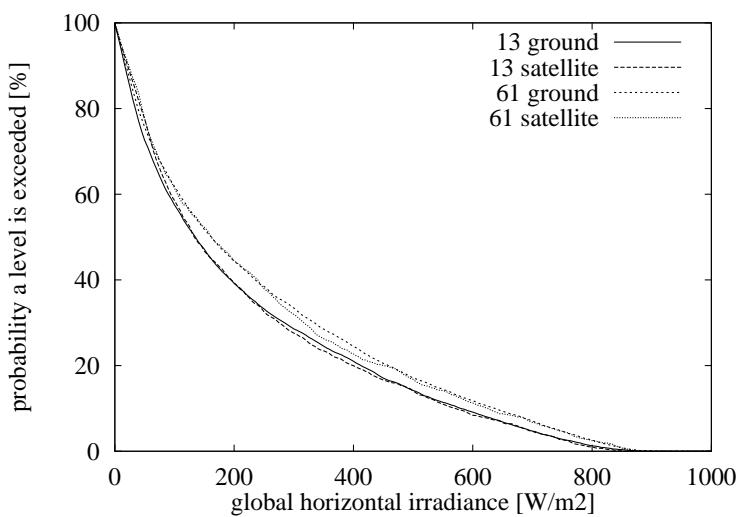


Abbildung 5.7: Wahrscheinlichkeit dafür, dass ein vorgegebener Wert der Globalstrahlung überschritten wird. Betrachtet werden die beiden Standorte Kassel (13) und Weil am Rhein (61). Die Entfernung der Standorte beträgt ca. 400 km. Die Abweichung der Satellitenstatistik von der Bodenstatistik beträgt für Kassel $rmse = 1.2\%$ und für Weil am Rhein $rmse = 0.9\%$. Die Abweichung der beiden Bodenstatistiken beträgt $rmse = 10.46\%$.

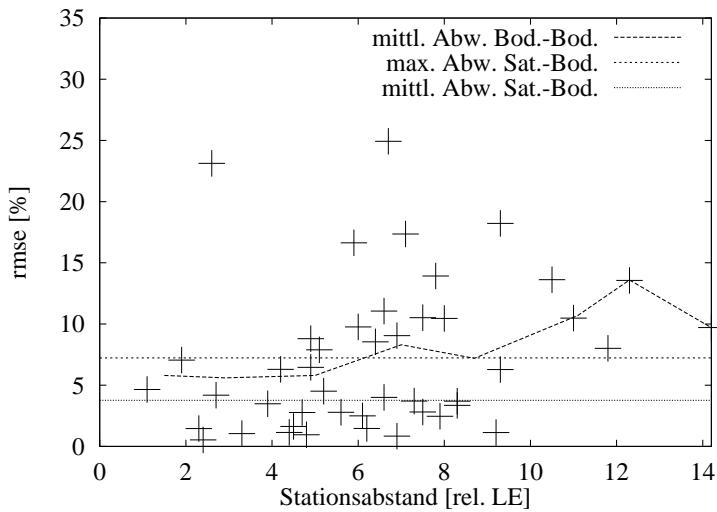


Abbildung 5.8: Die Abweichung der bodengemessenen Einstrahlungsstatistiken (siehe Abbildung 5.7) von je zwei Standorten aus dem 1000-Dächer-Messnetz 1995 bezogen auf deren Entfernung voneinander. Eine relative Längeneinheit entspricht 50 km. Ab ca. 300 km übersteigt die mittlere Abweichung zweier Bodendatensätze die maximale Abweichung der Satellitendaten von den Bodendaten.

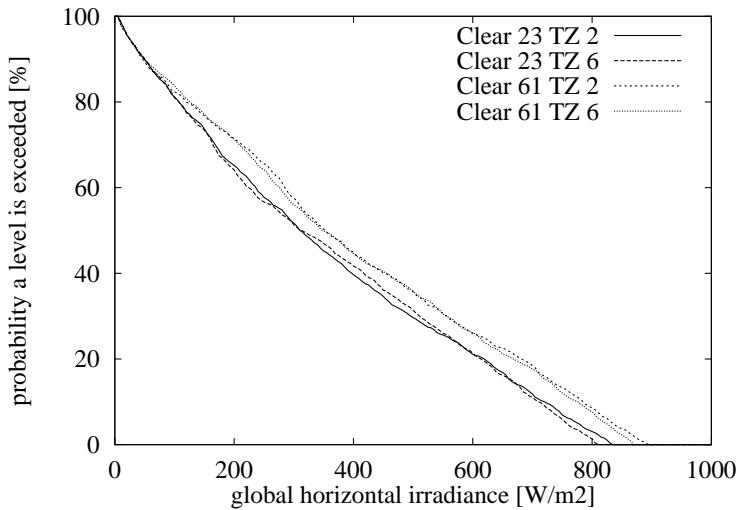


Abbildung 5.9: Wahrscheinlichkeit dafür, dass ein vorgegebener Wert der Globalstrahlung überschritten wird. Für das ganze Jahr wird ein wolkenloser Himmel angenommen. Die Berechnungen wurden für die beiden Standorte Klausdorf (23) und Weil am Rhein (61) jeweils für die Trübungszonen 2 und 6 durchgeführt. Die Entfernung der Standorte beträgt ca. 700 km.

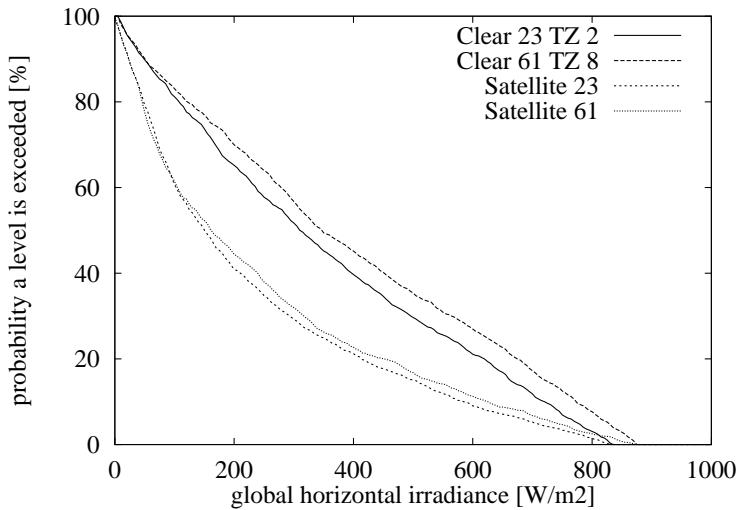


Abbildung 5.10: Wahrscheinlichkeit dafür, dass ein vorgegebener Wert der Globalstrahlung überschritten wird. Betrachtet werden die beiden Standorte Klausdorf (23) und Weil am Rhein (61). Der Einfluss der Bewölkung wird einem angenommenen unbewölkten Himmel gegenübergestellt. Die Entfernung der Standorte beträgt ca. 700 km.

den Bodenmessungen klein gegenüber der Abweichung der Bodenmessungen dieser Standorte. Die Satellitendaten sind in diesen Beispielen also jeweils besser als der zum Vergleich herangezogene zweite Standort.

Nun wird quantifiziert, ab welcher Entfernung die Satellitendaten die Statistik eines Standorts besser beschreiben als die Messwerte einer in einiger Entfernung messenden Bodenstation. Dazu werden die Statistiken von zehn deutschen Stationen des 1000-Dächer-Messnetzes mit den dazugehörigen Satellitendaten sowie untereinander verglichen. Als Maß der Abweichung der Kurven dient der absolute *rmse* der angegebenen Wahrscheinlichkeit in %. Die mittlere Abweichung der Satellitenstatistiken von den dazugehörigen Bodenstatistiken beträgt $rmse = 3.8\%$, die maximale Abweichung $rmse = 7.2\%$. Die mittlere Abweichung der bodengemessenen Statistiken zweier Standorte nimmt mit deren Abstand zu, wie in Abbildung 5.8 dargestellt ist. Die aus den Satellitendaten eines Standorts abgeleitete Statistik ist daher zuverlässiger als die Statistik einer Bodenstation, die in einer Entfernung von mehr als 300 km misst.

Wegen der geringen Anzahl der untersuchten Standorte und der im Abschnitt 5.3 dargestellten Unzulänglichkeit der 1000-Dächer-Messdaten darf diese Untersuchung jedoch nicht überinterpretiert werden.

Die sehr großen Abweichungen bis zu $rmse = 25\%$ der bodengemessenen Statistiken zweier Standorte werden von den Satellitenstatistiken nicht reproduziert. Die Satellitendaten ergeben eine maximale Abweichung der Statistiken zweier Standorte von

$rmse = 15\%$. Eine Zunahme der Abweichung mit dem Abstand der Standorte ist für diesen Datensatz nicht beobachtbar.

Abschließend sollen die Einflüsse der geografischen Breite, der atmosphärischen Trübung und der Bewölkung auf die Form der Häufigkeitsverteilung getrennt untersucht werden. Dazu werden die Standorte Klausdorf (54.3°N) und Weil am Rhein (47.6°N) betrachtet. Diese weisen von den zehn deutschen Standorten den größten Unterschied in der geografischen Breite auf. Zunächst soll der Einfluss der Bewölkung ausgeschlossen werden. Dazu wird die Häufigkeitsverteilung der bei klarem Himmel zu erwartenden Einstrahlung betrachtet, siehe Abbildung 5.9. Dort werden beide Standorte verglichen, wobei zwei unterschiedliche Jahresgänge der Trübung betrachtet werden. Während die Wahl der Trübung nur eine Abweichung von $rmse = 1.2\%$ bewirkt, ergibt die unterschiedliche geografische Breite der Standorte eine Abweichung von $rmse = 19.8\%$. Der Einfluss der Bewölkung ist in Abbildung 5.10 dargestellt. Es ergeben sich als Abweichungen der realen, zum Teil bewölkten Verteilungen von den angenommenen Clearsky-Verteilungen Werte von $rmse = 294\%$ für Weil am Rhein und $rmse = 221\%$ für Klausdorf. Demgegenüber sind die Abweichungen der Satellitenverteilungen von den bodengemessenen mit $rmse = 0.9\%$ für Weil am Rhein und $rmse = 5.3\%$ für Klausdorf äußerst gering.

Die wesentlichen Ergebnisse der hier vorgestellten Analyse sind:

- Die geografische Breite hat einen größeren Einfluss auf die Verfügbarkeit von Solarstrahlung an einem Standort als die dort anzunehmende Trübung der Atmosphäre. Dies stützt die Annahmen, die in Abschnitt 2.6 zur Verfügbarkeit von Tageslicht getroffen wurden.
- Den maßgeblichen Einfluss auf die Verfügbarkeit der Einstrahlung an einem Standort hat die dort vorherrschende Bewölkung. Die lokalen Unterschiede in der Bewölkung können aus Satellitenbildern hinreichend genau festgestellt werden. Deshalb ist die aus Satellitendaten abgeleitete Einstrahlungsstatistik für einen Standort genauer, als diejenige von einer in 300 km messenden Bodenstation.

Ein Nachteil sei hier noch genannt: Bei allen betrachteten Standorten werden durch die Heliosat-Methode die geringen Einstrahlungswerte in ihrer Häufigkeit gegenüber bodengemessenen Werten stark überschätzt, siehe Abbildungen 5.5 und 5.6. Hier ist eine Verbesserung des Verfahrens anzustreben.

Beleuchtungsstärke auf beliebig orientierte Flächen

Die Beleuchtungsstärke auf geneigte Flächen kann nach den in Kapiteln 2 und 4 vorgestellten Modellierungen aus Satellitendaten abgeleitet werden. Das Verfahren enthält hauptsächlich zwei Fehlerquellen: die Modellierung der Beleuchtungsstärke

aus Globalstrahlungsdaten sowie die Ableitung der Globalstrahlung aus Satelliten-daten. Der Einfluss dieser beiden Fehlerquellen auf die Genauigkeit der Beleuch-tungsstärke auf horizontal und vertikal orientierte Flächen wird hier untersucht.

Die Ableitung der Beleuchtungsstärke geschieht nach [Skartveit/Olseth 97-2]: Über das Lichtausbeute-Modell von [Olseth/Skartveit 89] wird die horizontale diffuse und direkte Bestrahlungsstärke unmittelbar in die entsprechenden Werte der Beleuch-tungsstärke überführt. Um die Beleuchtungsstärke auf vertikale Flächen zu bestim-men, wird zunächst die Bestrahlungsstärke auf diese Fläche aus derjenigen auf die Horizontale bestimmt [Skartveit/Olseth 86] und dann über das Lichtausbeute-Modell in die Beleuchtungsstärke umgewandelt.

Die Satellitendaten stehen nach der Anwendung der Heliosat-Methode zunächst als Globalstrahlungswerte zur Verfügung. Deshalb wird mit dem Modell von [Skart-veit/Olseth 87] aus diesen Werten die Diffusstrahlung bestimmt, siehe Abschnitt 2.5. Damit stehen beide für die Ableitung der Beleuchtungsstärke notwendigen Strah-lungsgrößen zur Verfügung.

In Abbildung 5.11 wird der Fehler der aus Satellitendaten abgeleiteten Beleuchtungs-stärke dem Fehler gegenübergestellt, der sich aus der Modellierung aus Bodendaten ergibt. Untersucht wird die globale, direkte und diffuse Beleuchtungsstärke auf die horizontale Fläche, sowie die Beleuchtungsstärke auf senkrechte, in die vier Him-melsrichtungen ausgerichtete Flächen. Die angegebene Streuung der aus Satelliten-daten abgeleiteten Werte ist insbesondere für den Standort Genf in den Wintermona-ten mit $rmse > 30\%$ groß. Hier überträgt sich der Fehler der Ableitung der Global-strahlungswerte aus Satellitendaten. Dahingegen liegt die mittlere Abweichung mit $|mbe| < 5\%$ im Bereich der Genauigkeit der aus Bodendaten abgeleiteten Werte. Dies gilt jedoch nicht für die Beleuchtungsstärke auf die vertikal nach Süden ausgerich-tete Fläche im Winter in Genf. Deren Modellierung misslingt: Sie wird um 10% zu hoch angenommen. Als mögliche Ursache können Berge angesehen werden, die den Standort im Winter abschatten.

Somit liegt mit den hier genannten Ansätzen und der Heliosat-Methode ein zuverlässiges Verfahren zur Bestimmung der Beleuchtungsstärke aus Satellitendaten vor.

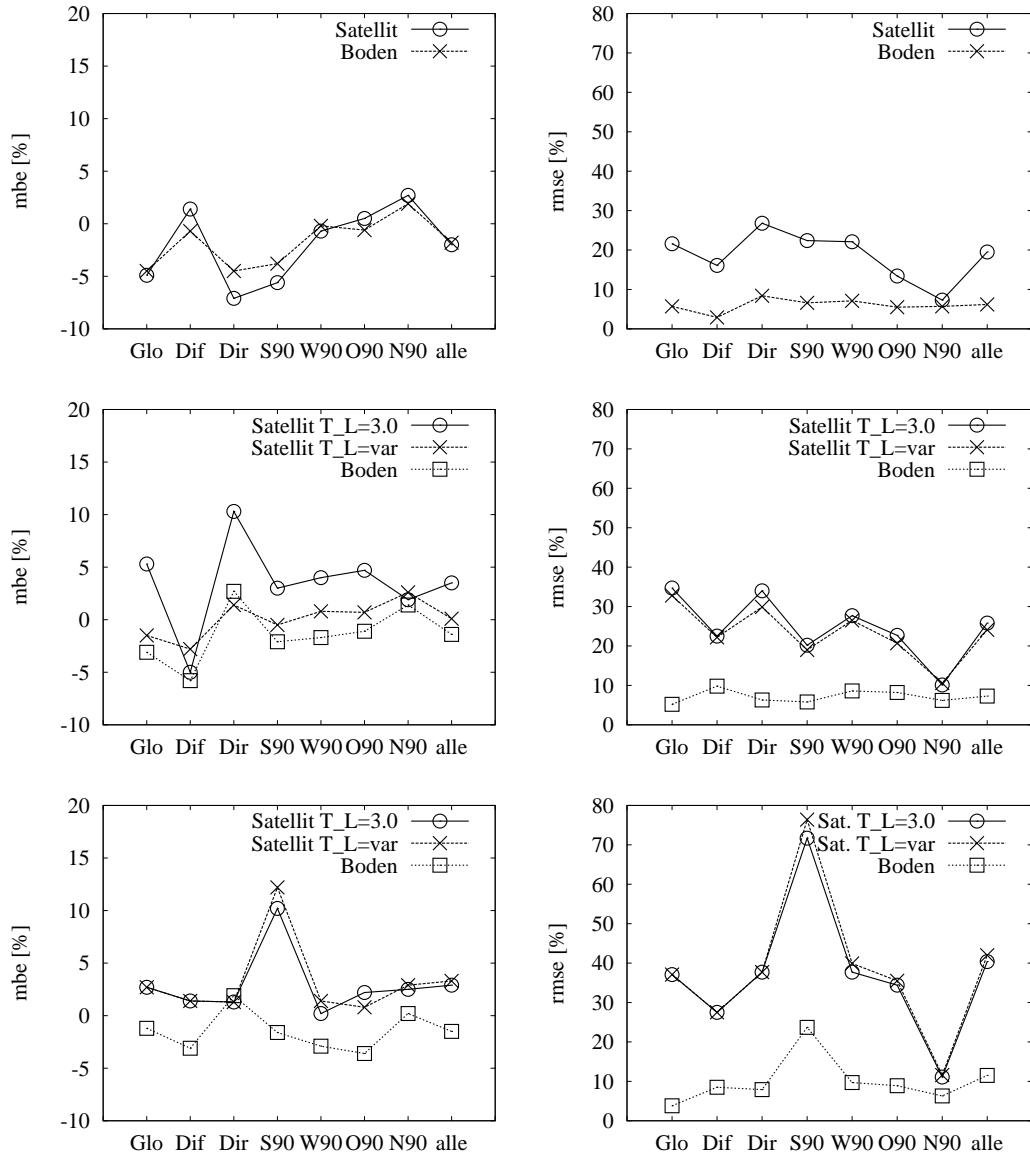


Abbildung 5.11: Fehler der Modellierung verschiedener Werte der Beleuchtungsstärke [Skartveit/Olseth 97-2]. Für die Beleuchtungsstärke auf die horizontale Fläche (global: GLO, diffus: Dif und direkt: Dir) sowie die vertikal nach Süden (S90), Westen (W90), Osten (O90) und Norden (N90) ausgerichtete Fläche ist die Abweichung der modellierten von den gemessenen Werten aufgetragen. Links als *mbe* und rechts als *rmse*. Oben: Gavle, Schweden, für schneefreie Bedingungen. Mitte: Genf, Schweiz, Juni-September. Unten: Genf, Schweiz, Dezember-März. Die Genfer Satellitenwerte sind für eine über das Jahr konstant angenommene Trübung $T_L = 3.0$ und einen klimatologischen Jahresgang mit variabler Trübung gegeben.

5.3 Ertragskontrolle photovoltaischer Systeme

Im Forschungsprojekt PVSAT werden für bestehende Photovoltaik-Anlagen die monatlichen Energieerträge aus der gegebenen meteorologischen Situation und den Anlagenkenngrößen berechnet. Dazu ist es notwendig, die Einstrahlung auf die Modulfläche möglichst genau zu bestimmen. Deren Stundenmittelwerte gehen zusammen mit Temperaturwerten in die Simulationsrechnungen ein. Der Einfluss dieser Eingangswerte auf die Genauigkeit der Simulationsergebnisse wird hier untersucht.

Zunächst werden die Strahlungsdaten direkt verglichen, um anzugeben, wie genau die satellitenabgeleiteten Größen sind. Danach wird der Simulationsfehler bestimmt, der aus der Ungenauigkeit der verwendeten Eingangsgrößen resultiert.

Datenvorbehandlung

Die ESTI-Sensor-Messungen aus dem 1000-Dächer-Programm gehen als Stundenmittelwerte in die Simulationsrechnungen der Photovoltaik-Systeme ein. Die satellitengemessenen Globalstrahlungswerte repräsentieren jedoch 30-Minuten-Intervalle. Um für die Simulationsrechnungen gleichwertige Eingangsdaten zu schaffen, ist es nötig, auch die Satellitenwerte in Stundenmittelwerte umzuwandeln.

Aus Abbildung 5.12 wird deutlich, dass in ein Stundenintervall einer Bodenstation (mit Intervallmitte h_i) Informationen aus drei benachbarten Satellitenintervallen einfließen (mit Intervallmitteln s_{j-1}, s_j, s_{j+1}). Aus einem gewichteten Mittel dieser drei Satellitenwerte kann also ein Stundenwert bestimmt werden:

$$I_g(h_i) = \sum_{k=j-1}^{j+1} w_k \cdot I_g(s_k). \quad (5.1)$$

Die Gewichte w_k werden durch den Zeitanteil festgelegt, den das Stundenintervall und das 30-Minutenintervall gemeinsam haben. Sie fallen für jeden Standort unterschiedlich aus, je nachdem, wann dieser Ort vom Satelliten beobachtet wird, vergleiche Anhang A.5. Im Beispiel der Abbildung 5.12 beträgt der Abstand des Beobachtungszeitpunkts (der Intervallmitte s_j) zur Stundenmitte 8 min, die Gewichte ergeben sich zu $w_{j-1} = 0.125$, $w_j = 0.5$ und $w_{j+1} = 0.375$.

Globalstrahlung: Datenvergleich und Interpretation

Tabelle 5.2 fasst die Fehler und die mittleren Abweichungen des Datenvergleichs zwischen Satellitenwerten und ESTI-Sensor-Messungen zusammen. Auffallend ist zunächst der große Fehler $rmse \approx 30\%$ für die Stundenwerte. Einen Hinweis auf dessen Ursache liefert Abbildung 5.13. Diese Abbildung gibt einen direkten Vergleich der auftretenden bodengemessenen und satellitenabgeleiteten Stundenwerte

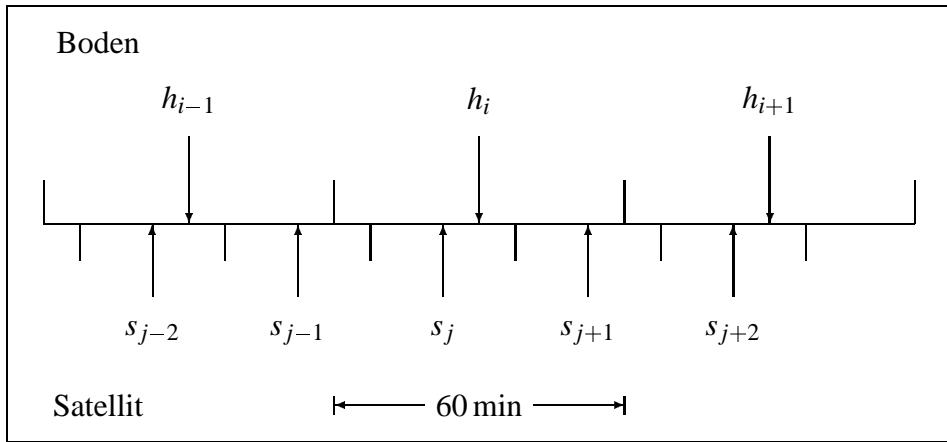


Abbildung 5.12: Unterschied zwischen Zeitauflösung der Satellitendaten und der ESTI-Sensor-Daten aus dem 1000-Dächer-Programm. Die Bodenmessdaten sind Stundenmittel der Globalstrahlung, deren Intervallmitten werden mit h_i gekennzeichnet. Die Bodenmessstation wird zu den Zeitpunkten s_j vom Satelliten betrachtet. Diese Zeitpunkte gelten als Intervallmitten einer 30-Minuten-Messung.

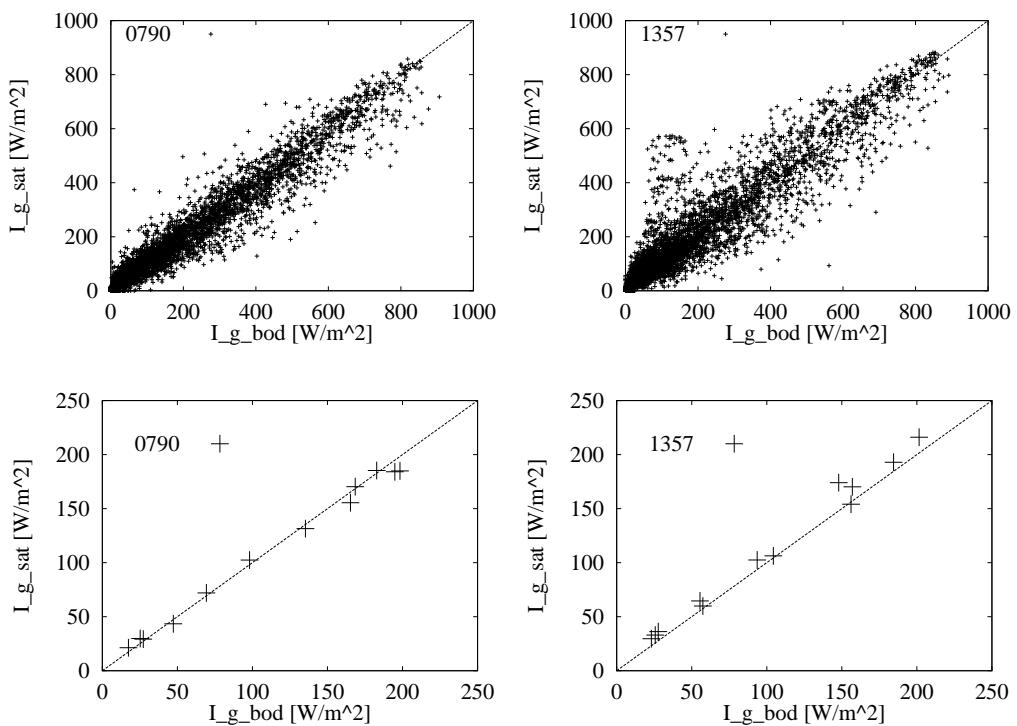


Abbildung 5.13: Vergleich zwischen Satellitendaten $I_{g\text{sat}}$ und ESTI-Sensor-Daten $I_{g\text{bod}}$ für die beiden Stationen 0790 in Schleswig-Holstein und 1357 in Bayern. Aufgetragen sind Stundenwerte der Globalstrahlung (oben) und Monatsmittel (unten).

Anlage	Stunde <i>rmse</i> [%]	Tag <i>rmse</i> [%]	Monat <i>rmse</i> [%]	<i>mbe</i> [%]	Abschattung
0042	36.1	19.6	13.2	+12.6	morgens
0237	29.0	14.5	6.6	+5.7	keine
0283	26.6	15.2	10.3	+9.5	keine
0311	33.2	17.6	8.7	+7.6	abends
0433	29.3	14.3	5.8	+1.6	abends (Winter)
0697	25.1	12.2	5.3	-1.6	keine
0790	23.8	12.1	5.8	-1.6	keine
0930	27.8	16.3	11.4	+10.4	Dämmerung
1323	25.2	12.4	5.2	+3.8	keine
1357	39.2	20.8	10.8	+8.4	morgens
1359	34.6	17.1	5.1	+3.2	keine
1604	26.3	14.6	6.7	+5.4	keine
alle	29.7	15.6	7.9	+5.4	5 von 12

Tabelle 5.2: Abweichungen der Satellitenwerte von bodengemessenen Globalstrahlungswerten (ESTI, reflexionskorrigiert) für unterschiedlich lange Messzeiträume (Stundenmittel, Tagessummen, Monatssummen).

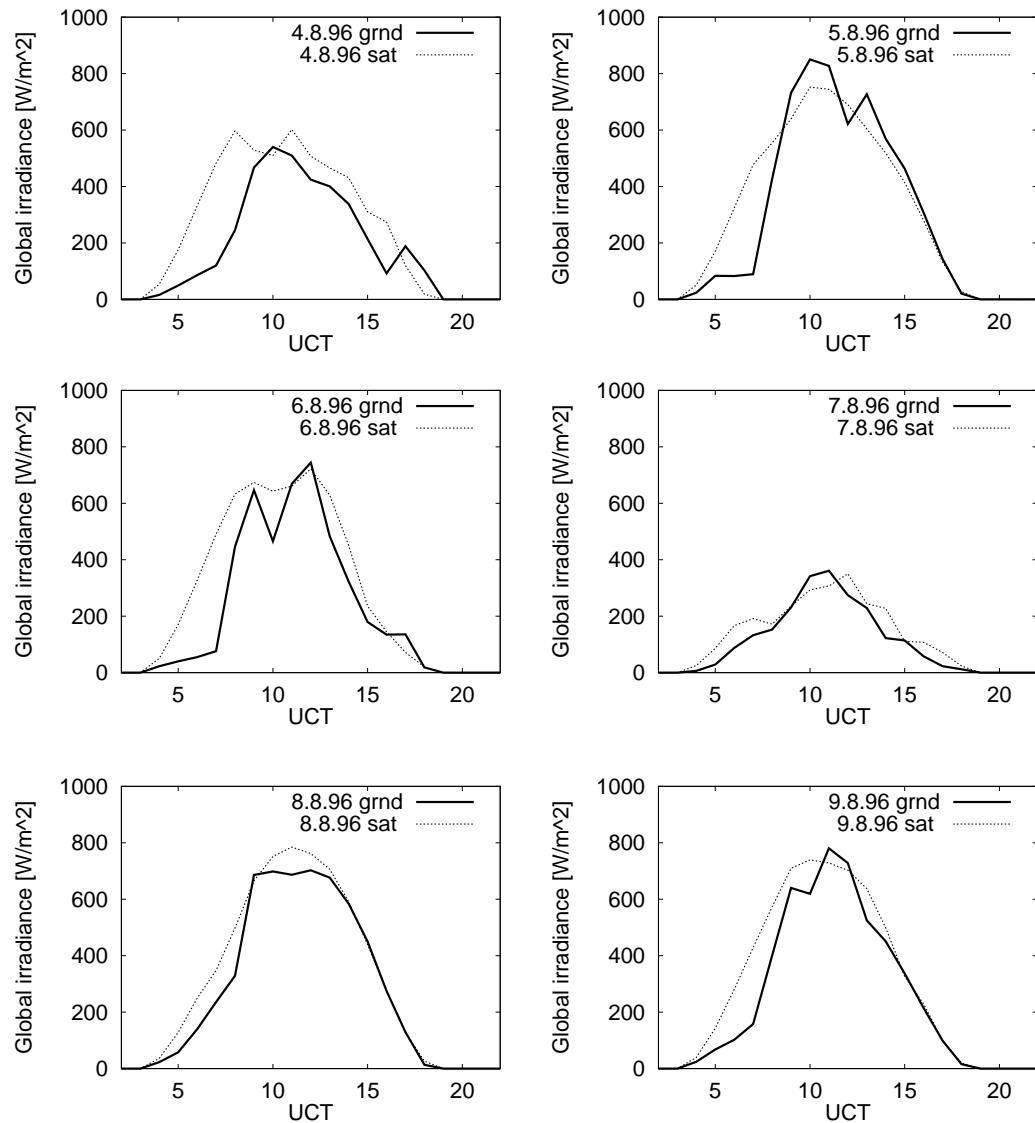


Abbildung 5.14: Tagesgänge der Globalstrahlung für satellitenabgeleitete (sat) und bodengemessene (grnd) Stundenmittelwerte am Standort 1357 in Bayern vom 4.8.96 bis zum 9.8.96.

bzw. Monatsmittelwerte. Ausgewählt wurden die beiden Standorte mit minimaler und maximaler Abweichung der Datensätze. Standort 1357 weist viele Stunden auf, in denen die Satellitenmessung mehr als $300W/m^2$, die Bodenmessung jedoch weniger als $200W/m^2$ liefert. Dies ist, wie im Folgenden gezeigt wird, durch eine Abschattung des Bodensorsors bedingt und führt zu systematischen Abweichungen.

Diese Abschattung lässt sich in Abbildung 5.14 nachweisen. Dort sind für sechs aufeinanderfolgende Tage Zeitreihen der Globalstrahlung dargestellt, die am Boden gemessen und vom Satelliten abgeleitet wurden. An den unbewölkten Vormittagen ist die Abschattung des Bodensorsors ersichtlich und die dadurch entstehende große Abweichung der Satellitendaten.

Eine entsprechende Analyse der Tagesgänge aller Bodenmessstationen führt zu folgendem Resultat: Für insgesamt fünf Standorte lassen sich Abweichungen zwischen Satellitenwerten und Bodenmessungen durch zeitweise Abschattung des ESTI-Sensors begründen. Das sind die Standorte 0042, 0311, 0433, 0930 und 1357. Während Standort 0930 nur zum Sonnenauf- und -untergang abgeschattet ist, passiert dies bei den anderen vier Standorten über mehrere Vormittags- bzw. Nachmittagsstunden. Für diese Standorte ergeben sich Abweichungen mit $rmse > 29\%$, während sich für die sieben nicht abgeschatteten Standorte $rmse < 29\%$ ergibt. Eine Ausnahme bildet der Standort 1359 ($rmse = 35\%$).

Die große Streuung der Werte reduziert sich bei längerer Mittelungsdauer, wie in Tabelle 5.2 abzulesen ist. So liegt der Fehler für Tagessummen der Globalstrahlung bei $rmse = 16\%$. Von Interesse ist der Fehler, der für Monatssummen auftritt ($rmse = 8\%$). Mit einer solchen Streuung muss nämlich bei der Angabe der monatlichen Energieerträge einer Photovoltaikanlage mindestens gerechnet werden.

Wie Tabelle 5.2 ebenfalls zu entnehmen ist, beträgt die Überschätzung der Bodenmessung durch die Satellitenwerte im Mittel $mbe = +5\%$. Eine Überschätzung des Strahlungsangebots wird sich sicherlich in einer Überschätzung des monatlichen Energieertrags einer Photovoltaik-Anlage niederschlagen. Deshalb wird hier abgeschätzt, inwieweit diese Abweichung durch Abschattung der Bodensensoren verursacht wird. Dazu werden beide Datensätze mit Referenzwerten des Deutschen Wetterdienstes verglichen.

Für 23 Standorte liegen für das Jahr 1996 Jahresmittelwerte der Globalstrahlung vor. Diese Werte basieren auf den Angaben des DWD in [Sonnenenergie 96/97]. Für dieselben Standorte wurden die Jahresmittelwerte im Rahmen dieser Analyse aus Satellitendaten abgeleitet.

Weil die Messstandorte des Deutschen Wetterdienstes nicht mit denen des 1000-Dächer-Programms identisch sind, wurde zu Vergleichszwecken in Abbildung 5.15 das Jahresmittel über der geografischen Breite aufgetragen. Zur besseren Übersicht wurde das gleitende Mittel aus je drei in der Breite benachbarten Stationen gebildet. Alle vier betrachteten Datenquellen geben wieder, dass die mittlere jährliche Einstrahlung 1996 ein Minimum bei 51.5° N aufweist. Nach Süden nimmt die Einstrahlung um bis zu 20% zu, nach Norden hin nur um ca. 5%. Die ESTI-Sensor-Messungen

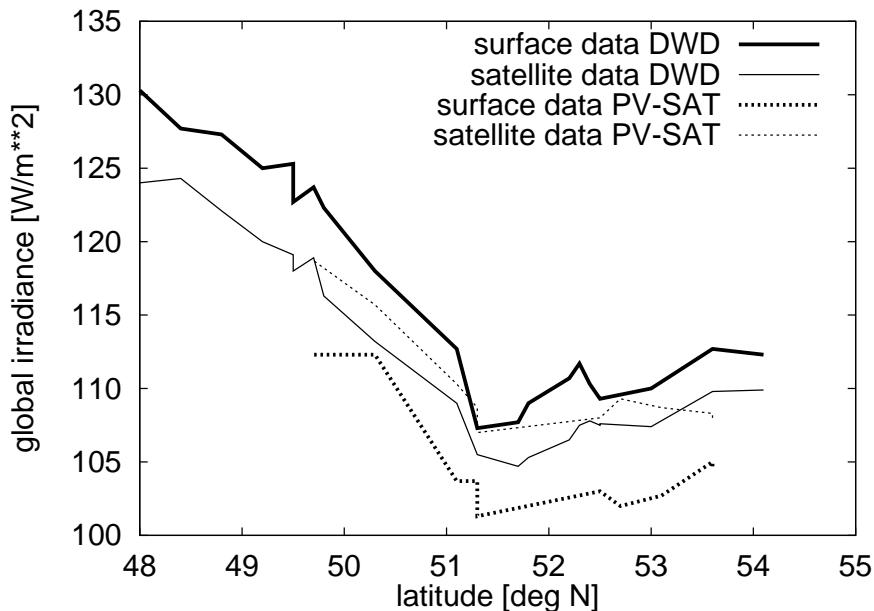


Abbildung 5.15: Jahresmittel der Globalstrahlung 1996 in Abhängigkeit der geografischen Breite. Die Angaben entstammen Messdaten des DWD, und ESTI-Sensor-Messungen des PVSAT-Projekts, sowie Satellitendaten, die für die angegebenen Standorte beider Messnetze bestimmt wurden. Die Globalstrahlungswerte sind über je drei (in der Breite) benachbarte Stationen gleitend gemittelt.

weisen gegenüber den Daten des DWD um 9% geringere Werte auf, während die Satellitendaten nur um 5% zu gering ausfallen.

Einen weiteren Hinweis auf die Güte der Satellitendaten liefern die Pyranometermesswerte des Standorts Bern: Der Fehler für Stundenmittel beträgt $rmse = 23\%$, für Tagessummen beträgt er $rmse = 11\%$, für Monatssummen vermindert er sich auf $rmse = 4\%$ mit einer mittleren Abweichung von $mbe = +1.8\%$.

Einstrahlung auf die geneigte Fläche

Als Eingangsgröße für die Simulation des Energieertrags einer photovoltaischen Anlage wird die Einstrahlung auf die geneigte Modulfläche I_{tilt} benötigt. Da solche Messdaten in der Regel nicht vorliegen, wird im PVSAT-Projekt I_{tilt} aus Globalstrahlungswerten I_{gsat} gewonnen, die mit der Heliosatmethode aus Satellitendaten abgeleitet werden. Dieses Vorgehen birgt zwei Fehlerquellen, zum einen die im vorangegangenen Abschnitt untersuchte Ungenauigkeit der Ausgangsgröße I_{gsat} , zum anderen die Ungenauigkeit des empirischen Zusammenhangs zwischen I_{gsat} und I_{tilt} .

Bislang wird im PVSAT-Projekt das Modell von [Klucher 79] benutzt, um I_{tilt} aus I_{gsat} bzw. I_{gbod} zu bestimmen. Anhand der vor Ort gemessenen Größen hat [Wiemken 99-1] die Genauigkeit dieser Modellierung untersucht. Dazu wird die mittlere monatliche

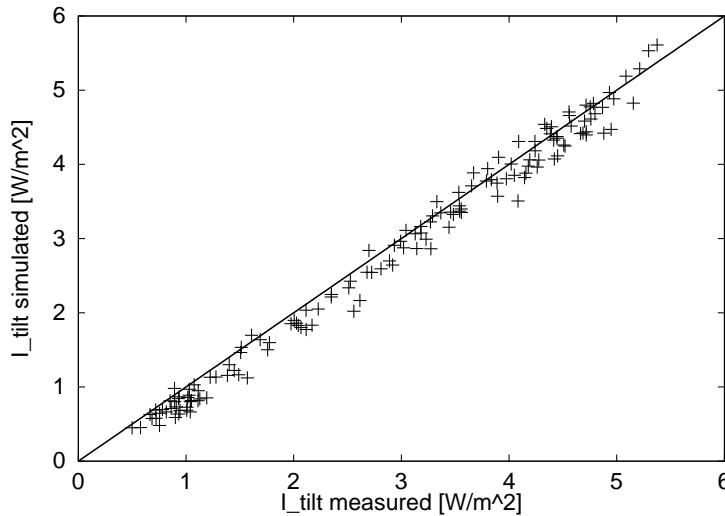


Abbildung 5.16: Mittlere monatliche Tagessumme der Einstrahlung auf die geneigte Fläche I_{tilt} . Die modellierten Werte sind gegen die gemessenen Werte aufgetragen. Die zugrundeliegenden Globalstrahlungswerte I_{gbod} wurden am Boden gemessen.

Einstrahlung auf die geneigte Fläche mit dem Klucher-Modell aus vor Ort gemessenen Globalstrahlungswerten I_{gbod} abgeleitet. In Abbildung 5.16 werden die sich ergebenden Werte den tatsächlich vor Ort gemessenen gegenübergestellt. Die Streuung der Werte beträgt $rmse = 7.2\%$, die mittlere Abweichung $mbe = -4.5\%$.

Besser angepasst an die bodengemessenen Daten I_{tilt} sind die Werte, die sich aus den Satellitenderivaten I_{gsat} ergeben, siehe Abbildung 5.17. Die Überschätzung der Globalstrahlung durch die Heliosat-Methode und die Unterschätzung der Einstrahlung auf die geneigte Fläche kompensieren sich ($rmse = 7.2\%$, $mbe = +1.8\%$).

Simulationsfehler durch vereinfachte Eingangsgrößen

Wie im vorangegangenen Abschnitt gezeigt wurde, wird die Einstrahlung auf die geneigte Fläche, I_{tilt} , aus den Satellitendaten abgeleitet. Diese Größe ist also mit einem Fehler behaftet und wird dementsprechend zu einem fehlerhaften Ergebnis führen, wenn sie als Eingangsgröße für die Bestimmung des Energiertags einer Photovoltaik-Anlage benutzt wird. Ein Ziel des PVSAT-Projektes ist es, den monatlichen Energieertrag mit einer Abweichung $< 10\%$ zu bestimmen.

Neben der Einstrahlung beeinflusst auch die Modultemperatur T_{modul} den Energieertrag einer Photovoltaik-Anlage. Sie wird aus Monatsmittelwerten der Umgebungstemperatur $\langle T_{amb} \rangle$ bestimmt, siehe Anhang A.3, und ist ebenfalls mit einem Fehler behaftet.

Zudem wird das Ergebnis der Simulation des Anlagenverhaltens durch den Fehler der

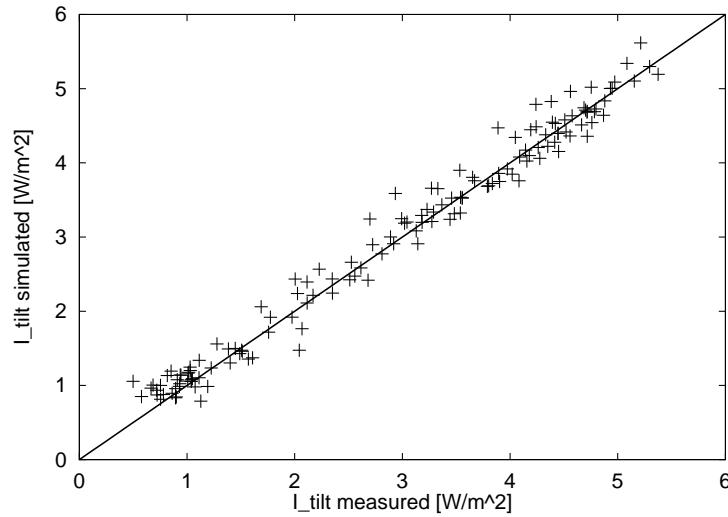


Abbildung 5.17: Mittlere monatliche Tagessumme der Einstrahlung auf die geneigte Fläche I_{tilt} . Die modellierten Werte sind gegen die gemessenen Werte aufgetragen. Die zugrundeliegenden Globalstrahlungswerte $I_{g_{sat}}$ wurden aus Satellitendaten abgeleitet.

Eingangsgrößen	Modellierung	<i>rmse</i>
I_{tilt}	T_{modul}	vor Ort gemessen
I_g	T_{amb}	[Klucher 79], Gleichung A.4
I_g	$\langle T_{amb} \rangle$	[Klucher 79], Gleichungen A.5, A.4
$I_{g_{sat}}$	T_{modul}	[Klucher 79]
$I_{g_{sat}}$	$\langle T_{amb} \rangle$	[Klucher 79], Gleichungen A.5, A.4

Tabelle 5.3: Simulationsfehler durch Vereinfachung der Eingangsgrößen.

	Vaulx-en-Velin	Genf	Freiburg
N1 alle Werte	30.7%	25.9 %	36.1 %
N2 alle Werte	30.7%	25.7 %	36.8 %
N1 $h < 30^\circ$	42.1 %	39.0%	47.6 %
N2 $h < 30^\circ$	40.4 %	37.6 %	47.1 %

Tabelle 5.4: Als relativer *rmse* angegebene Abweichung der über die Normierungen N1 und N2 (siehe Text) aus Satellitenbildern bestimmten Clearsky-Index-Werte von bodengemessenen Werten.

Modellierung der technischen Komponenten beeinflusst.

Zu untersuchen ist deshalb, wie sich die Ungenauigkeit der benutzten Eingangsgrößen auf die Genauigkeit des simulierten monatlichen Energieertrages auswirkt. Dieser Abschnitt fasst die Ergebnisse aus [Wiemken 99-1, Wiemken 99-2] zusammen.

Bei optimal gewählten Eingangsgrößen (I_{tilt} bzw. T_{modul} vor Ort gemessen) ergibt sich der Fehler für den simulierten monatlichen Energieertrag zu $rmse = 3\%$. Dies ist der Fehler, der allein durch die Modellierung des Anlagenverhaltens entsteht. Für die Einstrahlung auf die geneigte Fläche wird keine Reflexionskorrektur durchgeführt, da die photovoltaischen Sensoren die Einstrahlung in gleicher Weise reflektieren und filtern wie die Module der Anlage.

Tabelle 5.3 gibt einen Überblick über die Vergrößerung des Fehlers, wenn statt gemessener Eingangsgrößen abgeleitete Größen benutzt werden. Durch die Ableitung der Einstrahlung auf die Modulfläche aus Globalstrahlungsmessungen vergrößert sich der Fehler auf $rmse = 5\%$. Werden die Globalstrahlungswerte wiederum aus Satellitendaten abgeleitet, ergibt sich der Fehler zu $rmse = 10\%$. Zudem führt die Modellierung der Modultemperatur aus dem Monatsmittel der Umgebungstemperatur zu keinem Anstieg des Fehlers.

Die Ungenauigkeit der monatlichen Energieerträge liegt mit $rmse = 10\%$ in der Größenordnung der Ungenauigkeit der Monatssumme der Globalstrahlung $rmse = 8\%$. Somit ist die Genauigkeit ausreichend, den Ausfall eines von acht Modulsträngen zu detektieren. Bei einer Abschattung der Solaranlage durch umliegende Gebäude muss allerdings mit systematischen Mindererträgen gerechnet werden.

5.4 Normierung

Von [Costanzo 95] wurde gezeigt, dass ein Atmosphärenoffset, das die winkelabhängige Rückstreuung berücksichtigt, bei der Normierung des Satellitensignals zu bes-

seren Ergebnissen führt, als die Benutzung eines konstant angenommenen Offsets. Dies konnte von [Hoefer 98] bestätigt werden. Hier wird nun untersucht, welche der beiden in Kapitel 4 vorgestellten Normierungen die genauesten Ergebnisse liefert: N1 mit C_0 nach Gleichung (4.6) und $I = I_{clear}$ nach Bourges oder N2 mit C_0 nach Gleichung (4.7) und $I = I_{ext}$, vergleiche Abbildung 4.7.

Dazu wird die Abweichung der mit diesen Normierungen und Relation (4.15) bestimmten Clearsky-Index-Werte von bodengemessenen Werten ermittelt. Als Bodendaten werden Globalstrahlungsdaten aus Genf (Mai bis Dezember 1994), Freiburg (Juni 93 bis März 94) und Vaulx-en-Velin (April bis Dezember 94) verwendet und mit dem Clearsky-Modell von Dumortier und der kontinentalen Trübung der Atmosphäre (Zone 8 aus Tabelle 2.1) in Clearsky-Index-Werte umgerechnet. Die Abweichung beträgt, für alle drei Datensätze zusammengefasst, $rmse = 31.8\%$ für Normierung N1 und $rmse = 32.3\%$ für Normierung N2, was zwar N1 als Normierung favorisiert, aber nur einen geringfügigen Unterschied ausmacht.

In Abschnitt 4.1.3 wurde das Verfahren zur Bestimmung der Bodenreflektivität beschrieben: In der Regel wird die Bodenreflektivität für jede Tageszeit und jeden Monat getrennt bestimmt. Dadurch werden Fehler verringert, die durch saisonale Unterschiede in der Albedo entstehen, aber auch solche, die durch verbleibende Trends im normierten Satellitensignal entstehen. Wenn die Bodenreflektivität auf diese Art bestimmt wird, werden also Unterschiede unterdrückt, die durch die gewählte Normierung entstehen. Deshalb wird für die Bodenreflektivität hier, für den Vergleich der Normierungen, nur ein Referenzwert angegeben. Dieser wird aus den Abbildungen 5.18 und 5.19 bestimmt. Dort sind für die unterschiedlichen Sonnenstände diejenigen normierten Counts aufgetragen, unter denen 5%, 10%, 95%, 98% und 99% der Werte liegen. Die Bodenreflektivität liegt im Bereich der unteren beiden Kurven, die Wolkenreflektivität im Bereich der oberen drei Kurven. Für die Bodenreflektivität wird der Wert benutzt, unter dem 10% aller Werte liegen (für Sonnenhöhen $h > 30^\circ$). Die Wolkenreflektivität wurde als 200 für N1 bzw. 180 für N2 angenommen. Die sich aus diesem Verfahren ergebenen Unterschiede in der Genauigkeit sind in Tabelle 5.4 angegeben. Auch hier fallen die Unterschiede gering aus. Im Bereich niedriger Sonnenhöhen mit $h < 30^\circ$ erzielt Normierung N2 geringfügig bessere Resultate.

Hier sei noch angemerkt, dass die Kurven für den Standort Genf denen von Vaulx-en-Velin ähneln. Insofern zeigt sich, dass die Normierung N2 über große Bereiche stabile Werte der Bodenreflektivität liefert. Dies spiegelt sich in der Genauigkeit der Methode dann wieder, wenn nur ein Referenzwert der Bodenreflektivität zur Berechnung des Cloud-Index verwendet wird.

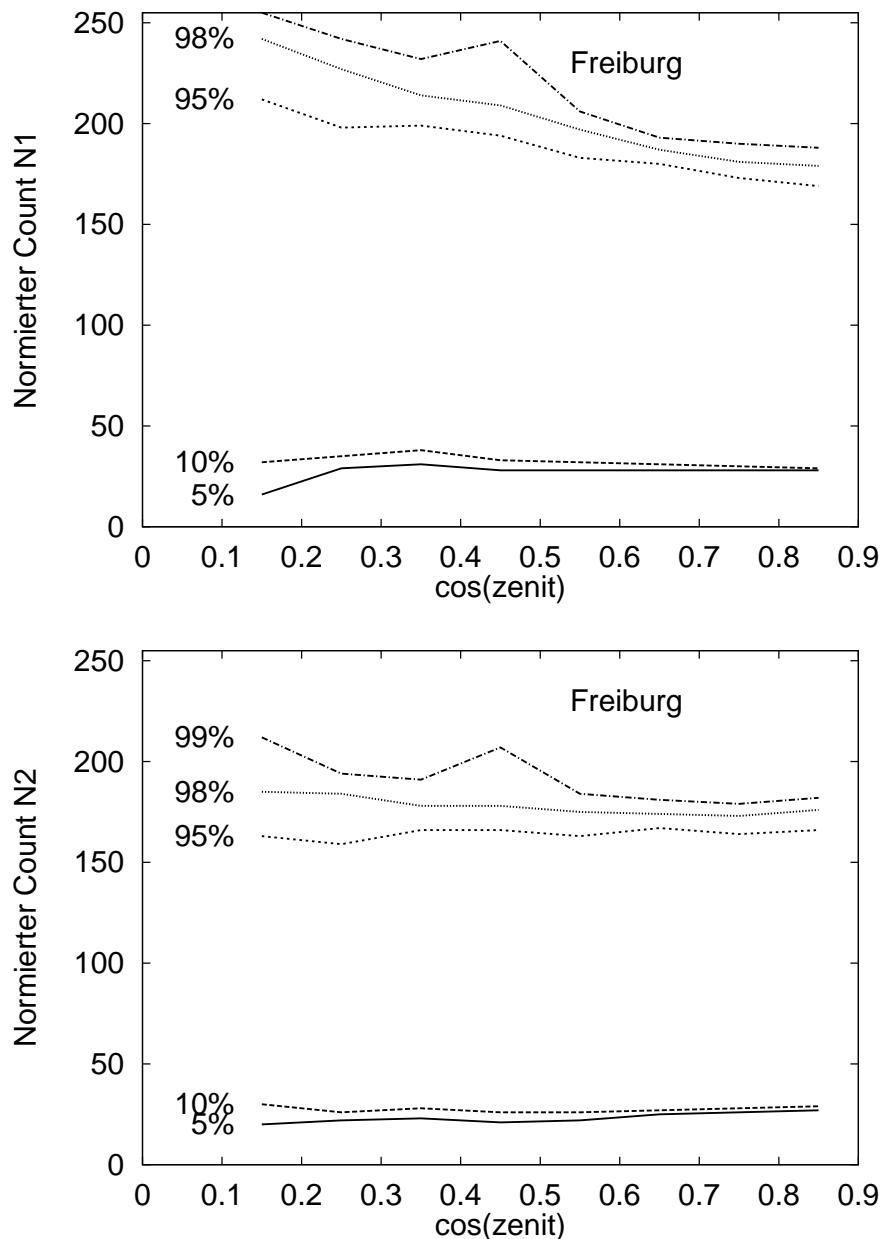


Abbildung 5.18: Aus der Häufigkeitsverteilung der normierten Counts ist jeweils der Wert für jedes Intervall des $\cos(\theta)$ eingetragen, unter dem 5%, 10%, 95%, 98% und 99% der Werte liegen. Benutzt wurden die Normierungen N1 und N2, siehe Text. Betrachtet wird der Standort Freiburg.

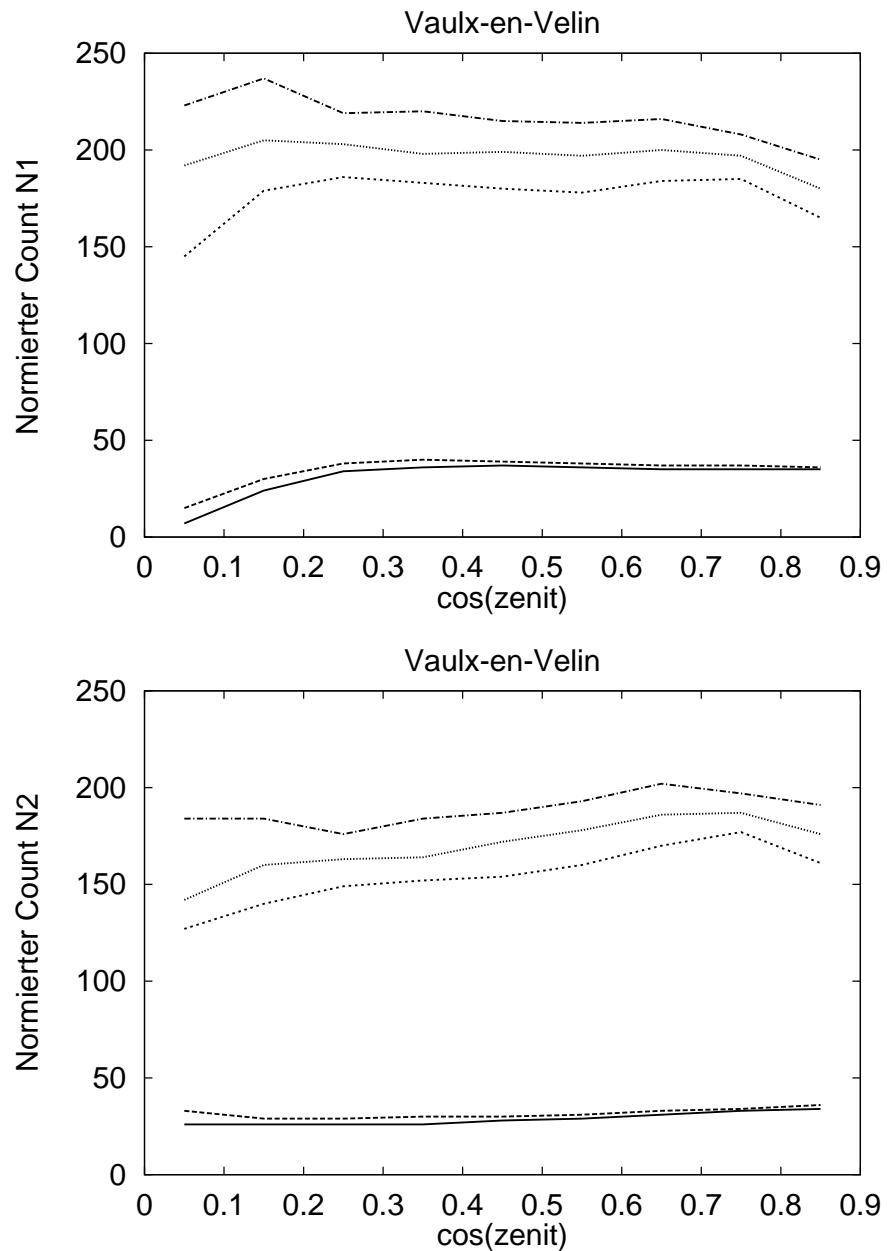


Abbildung 5.19: Aus der Häufigkeitsverteilung der normierten Counts ist jeweils der Wert für jedes Intervall des $\cos(\theta)$ eingetragen, unter dem 5%, 10%, 95%, 98% und 99% der Werte liegen, siehe Abb. 5.18. Benutzt wurden die Normierungen N1 und N2, siehe Text. Betrachtet wird der Standort Vaulx-en-Velin.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel dieser Arbeit bestand in der Ableitung von räumlich und zeitlich hochauflösten Einstrahlungsdaten aus Meteosat-Aufnahmen. Die Einstrahlungsdaten bilden die Grundlage für zwei durch die Europäische Gemeinschaft geförderte Forschungsprojekte.

Zu diesem Zweck wurde die Heliosat-Methode verwendet, ein statistisches Verfahren zur Berechnung der Globalstrahlung aus Satellitendaten. Diese Methode wurde um die Modellierung der Diffusstrahlung erweitert und konnte darüberhinaus in zwei wesentlichen Bereichen verbessert werden:

- Zur Normierung des Satellitensignals wurde das Rückstreuignal der Atmosphäre in Abhängigkeit von der Sonnen- und Satellitenposition erfasst. Die ermittelte empirische Beschreibung gilt insbesondere für tiefe Sonnenstände und konnte mit Berechnungen des Strahlungstransports verifiziert werden.
- Die Beschreibung des atmosphärischen Transmissionsvermögens durch den Clearsky-Index führte zu einer allgemeingültigen Beziehung zwischen dieser Größe und dem Cloud-Index. Dadurch konnte auf die ursprünglich notwendige, standortabhängige Regression mit Bodendaten verzichtet werden. Um aus dem Clearsky-Index die Globalstrahlung zu berechnen, wird jedoch ein Clearsky-Modell benötigt, das die Trübung der Atmosphäre berücksichtigt. In diesem Rahmen wurde für die Diffusstrahlung bei klarem Himmel ein Modell vorgestellt, das aus Berechnungen des Strahlungstransports resultiert.

Den Schwerpunkt dieser Arbeit bildet die Untersuchung der Genauigkeit der vorgestellten Methode. Es konnte gezeigt werden, dass die größte Genauigkeit für 30-Minutenwerte bzw. Stundenwerte der Globalstrahlung bei einer räumlichen Mittelung des Cloud-Index über 5×5 Pixel erzielt wird. Dabei bietet es sich an, über die im betrachteten Zeitbereich vorgenommenen Satellitenbeobachtungen gewichtet zu mitteln. Die Methode erreicht eine Genauigkeit von $rmse = 15\%$ für Stundenwerte

der Einstrahlung auf eine Region. Im Vergleich mit einer punktuell messenden einzelnen Station wird diese Genauigkeit nur bei gleichmäßiger Bewölkung erreicht. Bei inhomogener Bewölkung steigt die Abweichung auf $rmse = 30\%$.

Die im Satellight-Projekt benötigten detaillierten Informationen über die Beleuchtungsstärke konnten durch die Einbeziehung von Modellierungen der Diffusstrahlung und Lichtausbeute mit hinreichender Genauigkeit bereitgestellt werden. Statistische Informationen über die Verfügbarkeit der Solarstrahlung werden bei Benutzung der Satellitendaten für einen Standort sicherer dargestellt, als dies durch eine in 300 km Entfernung messende Bodenstation möglich ist. Die Einstrahlung einer bestimmten Stunde wird sogar genauer durch Satellitendaten abgeschätzt als durch eine in 50 km Entfernung messende Bodenstation.

Die erzeugten Globalstrahlungszeitreihen sind geeignet, um im PVSAT-Projekt für Monate mit Strahlungssummen $> 2 \text{ kWh}$ den monatlichen Energieertrag einer Photovoltaikanlage mit einer mittleren Abweichung zu bestimmen, die kleiner als die zum Ziel gesetzten 10% ist.

Verbesserungen des Verfahrens sind in den folgenden Punkten anzustreben:

- Die atmosphärische Trübung ist standortspezifisch und zudem über das Jahr stark variabel. Da diese Größe aus den Bildern aktueller geostationärer Satelliten bislang nicht bestimmbar ist, ist es notwendig, einen regionalen Jahresgang vorauszusetzen. Hier kann man auf die Daten der zweiten Meteosat-Generation hoffen, mit denen es möglich sein wird, den Aerosolgehalt der Atmosphäre zu bestimmen.
- Die höhere räumliche Auflösung der nächsten Satelliten-Generation lässt weitere Verbesserungen in der Beschreibung der inhomogenen Bewölkungszustände erwarten.
- Eine verbesserte Wolkenerkennung durch die Hinzunahme des Infrarotsignals ermöglicht eine bessere Beschreibung der Diffusstrahlung im homogen bewölkten Fall.

Mit der Heliosat-Methode und den hier vorgestellten Modifikationen lassen sich also aus Satellitenbildern Solarstrahlungsdaten gewinnen, die den Anforderungen zahlreicher Anwendungen hinsichtlich ihrer Genauigkeit genügen.

Anhang A

Anmerkungen und Formelsammlung

Dieser Anhang beinhaltet Modellierungen von Größen, die zum Verständnis der vorliegenden Arbeit notwendig sind, aber im Text nicht behandelt wurden: die Airmass und die Trübungsformel von Ångström, die im Rahmen des Strahlungstransports durch die Atmosphäre von Bedeutung sind, sowie die Temperatur eines Photovoltaik-Moduls, die dessen Energieertrag beeinflusst.

Außerdem werden Formeln angegeben, mit denen man zu jedem Punkt im Satellitenbild den dazugehörigen Ort auf der Erdoberfläche und darüberhinaus den Zenitwinkel der Sonnenposition bestimmen kann. Das ist zur Normierung des Satellitensignals notwendig.

A.1 Relative optische Luftmasse (Airmass)

Je länger der Weg ist, auf dem die Strahlung die Atmosphäre durchläuft, desto mehr Extinktionsprozesse können stattfinden. Relativ zum kürzest möglichen Weg in Zenitrichtung werden andere Wege mit Zenitwinkel θ geometrisch durch

$$m = 1/\cos\theta \quad (\text{A.1})$$

verlängert. Auf diese Weise wird die relative optische Luftmasse, die Airmass m , definiert. Diese einfache geometrische Beziehung gilt nur, solange die Atmosphäre als planparallel und horizontal homogen angenommen werden kann. Tatsächlich gilt diese Näherung für die gekrümmte Atmosphäre mit einer Abweichung kleiner 1%, wenn $\theta < 70^\circ$ [Sizmann et al. 91]. Für $\theta > 85^\circ$ spielt zudem die durch den Dichte-Gradienten verursachte Beugung eine Rolle.

Diesen Effekten wird durch die von [Kasten/Young 89] eingeführte Beziehung Rechnung getragen:

$$m = \frac{1 - z/10\text{km}}{\cos\theta + 0.50572 \cdot (96.07995^\circ - \theta)^{-1.6364}}. \quad (\text{A.2})$$

Dabei werden die Standorthöhe z in km und der Zenitwinkel θ in Grad angegeben. Es handelt sich hierbei um den scheinbaren Zenitwinkel des gebeugten Strahls. Eine Formel für den wahren Zenitwinkel gibt [Young 94] an, diese wird jedoch in dieser Arbeit nicht benutzt.

A.2 Ångströms Trübungsformel

Die Trübungsformel von Ångström beschreibt die Streuung und Absorption monochromatischer Strahlung durch Aerosole. Sie hat für trockene und feuchte Aerosole verschiedener Größenverteilungen Gültigkeit. Durch die Trübungsformel wird der Extinktionskoeffizient für Aerosole festgelegt:

$$k_{A\lambda} = \beta \cdot (\lambda/\lambda_0)^{-\alpha} \quad \lambda_0 = 1\mu m \quad (A.3)$$

Ångströms Trübungs koeffizient β repräsentiert die vertikal vorhandene Menge an Aerosolen in der Atmosphäre, typische Werte liegen zwischen $\beta = 0$ für klare Luft und $\beta = 0.5$ für eine stark getrübte Atmosphäre. Der Wellenlängenexponent α gibt das Verhältnis kleiner Teilchen gegenüber großen an. Sind die Teilchen in der Größenordnung von Luftpunkten, nähert sich α dem Wert 4 an, bei sehr großen Teilchen ist $\alpha = 0$, was einen wellenlängenunabhängigen Extinktionskoeffizienten beschreibt. Allgemein wird $\alpha = 1.3 \pm 0.5$ gesetzt. Die Messung der Parameter α und β geschieht normalerweise durch Messung der Transmission bei zwei Wellenlängen, in denen die molekulare Absorption keine Rolle spielt.

[Delaunay 95] untersuchte die Lichtwirksamkeit der Direktstrahlung in Abhängigkeit des Trübungs koeffizienten β .

[Ineichen/Molineaux 97] geben Umrechnungen zwischen dem Diffusanteil bei klarem Himmel d_c und dem Trübungs koeffizienten β an.

Weil die Sichtweite und der Linke-Trübungs faktor messtechnisch einfacher zu bestimmen sind als β , sind funktionale Zusammenhänge $\beta(T_L)$ für unterschiedlichen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre von [Grenier et al. 93] bzw. $\beta(VIS)$ von [Gueymard 95] nützlich.

A.3 Modultemperatur aus Monatsmitteln der Umgebungstemperatur

Die Module einer PV-Anlage nehmen ohne Bestrahlung die Umgebungstemperatur an: $T_{modul} = T_{amb}$. Bei Bestrahlung des Moduls mit I_{tilt} erwärmt sich dieses gegenüber der Umgebung. [Wiemken 99-1] nutzt den folgenden einfachen, aber für die Simulation ausreichenden empirischen Zusammenhang:

$$T_{modul} = T_{amb} + a_0 \cdot I_{tilt}. \quad (\text{A.4})$$

Die Größe a_0 hängt von der Installation der Module ab, und liegt im Bereich $a_0 \in [0.25, 0.4]$. Die Umgebungstemperatur T_{amb} generiert [Wiemken 99-1] aus Monatsmittelwerten $\langle T_{amb} \rangle$:

$$T_{amb} = \langle T_{amb} \rangle \cdot (1 + a_1 I_g) + a_3(t). \quad (\text{A.5})$$

Die Tagestemperatur ist von der Einstrahlung I_g abhängig. Dieses Modell liefert nur Temperaturwerte oberhalb des vorgegebenen Monatsmittelwertes. Es gibt also nur plausible Tageswerte der Temperatur an, aber keine plausiblen Nachtwerte, die unter die mittlere monatliche Temperatur fallen können. Auf die Simulation des Energieertrags einer Photovoltaikanlage hat diese schlechte Anpassung an die Nachttemperaturen keinen Einfluss, da die Energieproduktion auch nur tagsüber stattfindet. Die Funktion $a_3(t)$ verschiebt das Tagesmaximum der Temperatur auf die Nachmittagsstunden.

A.4 Bildausschnitte

Die Meteosatbilder werden im sichtbaren Spektralbereich in zwei Formaten gesendet:

- Das A-Format, das in der niedrigen Auflösung je 2500 Zeilen und Spalten enthält.
- Das B-Format, das in der hohen Auflösung 1248 Zeilen und 2528 Spalten enthält.

Der Empfangsrechner ist mit einer Bildverarbeitungssoftware ausgestattet, die es ermöglicht, aus diesen Bildern Ausschnitte herauszuschneiden. Zur Festlegung der Ausschnitte benutzt man die folgenden Bild-Parameter.

c_{max}, l_{max} Anzahl der Spalten bzw. Zeilen des Ausschnitts

c_{off}, l_{off} horizontale bzw. vertikale Entfernung der linken oberen Bildecke zum Sub-Satellite-Point, West bzw. Nord positiv

$c_{res} = l_{res}$ Auflösung der Spalten bzw. Zeilen:

$c_{res} = 1000$ niedrige Auflösung, $c_{res} = 500$ hohe Auflösung

Die Größe und Lage eines Ausschnitts im A-Format werden durch Abbildung A.1 verdeutlicht.

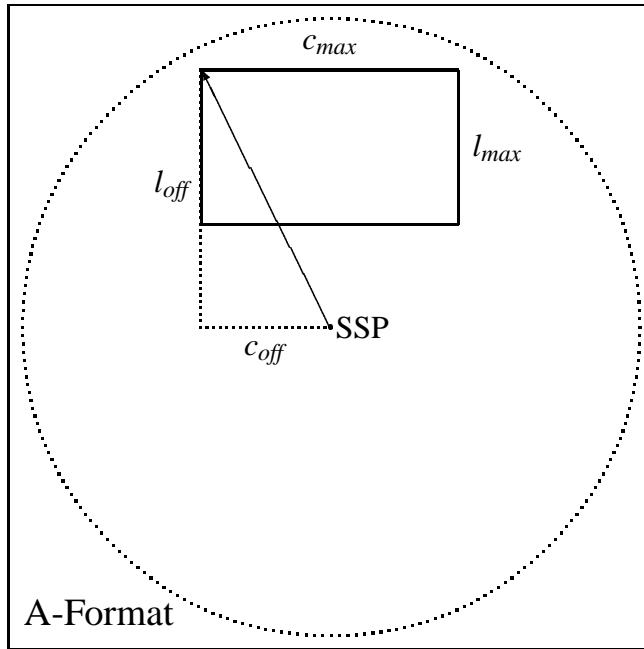


Abbildung A.1: Parameter zur Festlegung von Bildausschnitten: Die Lage im A-Format wird durch den Abstandsvektor zwischen der linken oberen Ecke des Ausschnitts und dem Sub Satellite Point (SSP) bestimmt.

A.5 Der Aufnahmezeitpunkt einer Bildzeile

Zur Normierung der Meteosatcounts muss der Sonnenzenitwinkel für jedes Pixel bekannt sein. Dieser ist zum einen durch die geografische Position des Pixels gegeben, zum anderen durch die Uhrzeit, zu der das Pixel aufgenommen wurde. Da die vollständige Aufnahme eines A-Formats 25 min benötigt, treten zwischen den Bildzeilen Zeitunterschiede auf, die wir berücksichtigen müssen.

Der Bildname beinhaltet die Uhrzeit, zu der das vollendete Bild zur Erde gesandt wird. Dies ist jeweils die volle oder halbe Stunde in UCT (Weltzeit). Der Äquator ist 17.5 min vorher aufgenommen worden. Die Uhrzeiten $t(l)$ der Zeilen l eines beliebigen Bildausschnitts ergeben sich sehr einfach aus ihrer Position im A-Format, die auf den Äquator bezogen wird:

$$l_A = (l_{off} - l) \cdot l_{res} / 1000.$$

Dieser Zeilenabstand ist auf der Südhalbkugel negativ.

In jeder Minute werden 100 Zeilen gerastert, daher ergibt sich für die in Stunden gemessene Zeit:

$$t(l) = UCT - 17.5/60 + (l_A/100)/60.$$

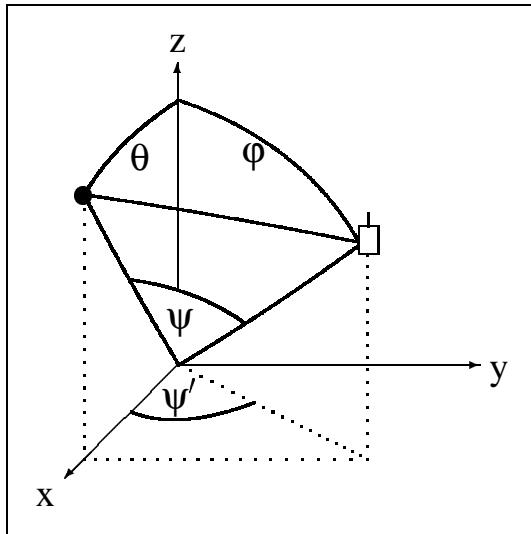


Abbildung A.2: Winkelbezeichnungen für Sonnen- und Satellitenposition. Der Koordinatenursprung befindet sich im vom Satelliten beobachteten Punkt.

A.6 Geometrisches System aus Sonne, Satellit und Beobachtungspunkt

Der Azimutwinkel zwischen der Sonnen- und Satellitenrichtung kann, wie in Abbildung A.2 angegeben, in zwei Ebenen gemessen werden:

- in der Horizontebene als Winkel ψ' ,
- in der Ebene, die durch das Dreieck aus Sonne, Satellit und Beobachtungsobjekt aufgespannt wird, als Winkel ψ .

Diese Winkel lassen sich leicht ineinander umrechnen, wenn wir ein Koordinatensystem so legen, dass die Sonne in der x-z-Ebene liegt. Dies ist ohne Beschränkung der Allgemeinheit möglich. Der Vektor in Richtung Sonne ist dann gegeben durch

$$v_{sun} = (\sin \theta, 0, \cos \theta).$$

Für den Vektor in Richtung Satellit ist die z-Komponente einfach gegeben durch $\cos \varphi$. Die beiden anderen Komponenten sind von ψ' abhängig. Es ergibt sich

$$v_{sat} = (\cos \psi' \cdot \sin \varphi, \quad \sin \psi' \cdot \sin \varphi, \quad \cos \varphi).$$

Weil die Vektoren v_{sun} und v_{sat} die Norm 1 haben, kann aus deren Skalarprodukt der Cosinus des eingeschlossenen Winkels ψ direkt bestimmt werden:

$$\cos \psi = \sin \theta \cdot \sin \varphi \cdot \cos \psi' + \cos \theta \cdot \cos \varphi.$$

A.7 Bestimmung des Zenitwinkels

Der Zenitwinkel θ ist für eine geografische Postion allein durch den Tag des Jahres und die Uhrzeit festgelegt. Zu seiner Berechnung dienen z.B. die in [Iqbal 83] angegebenen Gleichungen (1.2.2), (1.3.1), (1.4.1), (1.4.2) und (1.5.1). Darin werden die astronomischen Beziehungen des Systems aus Sonne und Erde festgelegt.

A.8 Koordinatentransformationen

Die geografische Position eines Pixels wurde in dieser Arbeit nach den Formeln im [VCS-Handbuch] aus den Bildzeilen und -spalten bestimmt. Weitere Funktionen findet man in [Eumetsat]. [Müller 99] leitet ebenfalls eine Koordinatentransformation her. Darüberhinaus bestimmt er den Fehler dieser Transformation durch den Vergleich der Küstenlinien im Satellitenbild mit einer Datenbank für Küstenlinien und Ländergrenzen.

Literaturverzeichnis

- [Beyer et al. 96] H. G. Beyer, C. Costanzo, D. Heinemann: *Modifications of the Heilosat procedure for irradiance estimates from satellite data*. Solar Energy **56** 1996, 207–212.
- [Bourges 79] B. Bourges: *Courbes de fréquences cumulées de l'irradiances solaire globale horaire recue par une surface plane*. Technical Report, Centre d'Energétique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris 1979.
- [Bourges 92] B. Bourges: *Yearly variations of the Linke turbidity factor*. In: Climatic Data Handbook of Europe, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1992, 61–64.
- [Bréon 93] F. M. Bréon: *An analytical model for the cloud-free atmosphere/ocean system reflectance*. Remote Sensing of the Environment **43** 1993, 179–192.
- [Buriez et al. 85] J. C. Buriez, B. Bonnel, Y. Fouquart: *Theoretical and experimental sensitivity study of the derivation of the solar irradiance at the earth's surface from satellite data*. Beitr. Phys. Atmosph. **59** 1985, 263–279.
- [Cano et al. 86] D. Cano, J. M. Monget, M. Albuisson, H. Guillard, N. Regas, L. Wald: *A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data*. Solar Energy **37** 1986, 31–39.
- [Costanzo 95] C. Costanzo: *Bestimmung der solaren Einstrahlung am Boden aus Meteosat-Daten – Untersuchung und Erweiterung einer statistischen Methode*. Diplomarbeit, Fachbereich Physik, Carl von Ossietzky Universität, Oldenburg 1995.
- [Delaunay 95] J.-J. Delaunay: *Contribution à la modélisation de la lumière naturelle en vue de son application à la simulation de l'éclairage de locaux*. Dissertation, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 1995.
- [Dresler 62] A. Dresler: *The availability of daylight at various latitudes*. Light and Lighting **55** 1962, 288–290.

- [Dumortier 95] D. Dumortier: *Modelling global and diffuse horizontal irradiances under cloudless skies with different turbidities*. Daylight II, JOU2-CT92-0144, Final Report Vol. 2, 1995 .
- [Dumortier 97-1] D. Dumortier: *Test of Heliosat methods used to produce half hour averaged irradiances from Meteosat images*. Technical Report, 1997
- [Dumortier 97-2] D. Dumortier: *Daylight availability in Freiburg and Nantes, two sites close in latitude*. Technical Report, 1997
- [Dumortier 98] D. Dumortier: *The Satellight model of turbidity variations in Europe*. Technical Report, 1998
- [Erbs et al. 82] D. G. Erbs, S. A. Klein, J. A. Duffie: *Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation*. Solar Energy **28** 1982, 293–302.
- [Eumetsat] Eumetsat: *Meteorological Archive and Retrieval Facility - User Handbook. Kap. 5: Data geolocation and geocoding*. Eumetsat, Darmstadt 1999.
- [European Solar Radiation Atlas] W. Palz, J. Greif, Commission of the European Communities (Eds.): *European Solar Radiation Atlas - Solar radiation on horizontal and inclined surfaces*. Springer Verlag, Berlin 1996
- [European Daylighting Atlas] Commission of the European Communities: *European Daylighting Atlas*. CEC JOU2-CT92-0144 1999.
- [Fischer 85] H. Fischer: *Absorption und Emission*. Promet **15**, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach 1985, 16–18.
- [Fontoyonnot et al. 98] M. Fontoyonnot: *Satellight: A WWW server which provides high quality daylight and solar radiation data for Western and Central Europe*. 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Paris 1998, 434–437.
- [Grassl 78] H. Grassl: *Strahlung in getrübten Atmosphären und in Wolken*. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften: MPI für Meteorologie, Hamburg 1978.
- [Grenier et al. 93] J. C. Grenier, A. de la Casiniere, T. Cabot: *A spectral model of Linke's turbidity factor and its experimental implications*. Solar Energy **51** 1993 121–138.
- [Gueymard 95] C. Gueymard: *Smarts2, a simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine, algorithms and performance assessment*. Technical report, FSEC-PF-270-95, Florida Solar Energy Center, 1995.
- [Hoefer 98] F. Hoefer: *Daten der solaren Einstrahlung aus Boden- und Satellitenmeßwerten – Vergleich und Interpretation*. Diplomarbeit, Fachbereich Physik, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg 1998.

- [Hollmann/Dammann 99] R. Hollmann, K. W. Dammann: *Literaturstudie über Verfahren zur Bestimmung der Strahlungsbilanz am Erdboden aus Satellitendaten*. Technical Report GKSS 99/E/15, Institut für Atmosphärenphysik, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht 1999.
- [Ineichen/Molineaux 97] P. Ineichen, B. Molineaux: *Modèle d'évaluation de la turbidité atmosphérique sur la base de la fraction diffuse*. Technical Report N°66, Centre Universitaire d'Etude des Problèmes de l'Energie, Université de Genève, 1231 Conches, Schweiz. März 1997.
- [Iqbal 83] M. Iqbal: *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Toronto 1983.
- [Kasten 80] F. Kasten: *A simple parameterization of the pyrheliometric formula for the determination of the Linke turbidity factor*. Meteorologische Rundschau **33** 1980, 124–127.
- [Kasten 83] F. Kasten: *Parametrisierung der Globalstrahlung durch Bedeckungsgrad und Trübungsfaktor*. Annalen der Meteorologie, Neue Folge **20** 1983, 49–50.
- [Kasten 88] F. Kasten: *Elimination of the virtual diurnal variation of the Linke turbidity factor*. Meteorologische Rundschau **3** 1988, 93–94.
- [Kasten 96] F. Kasten: *The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness*. Solar Energy **56** 1996, 239–244.
- [Kasten/Young 89] F. Kasten and A. T. Young: *Revised optical air mass tables and approximation formula*. Applied Optics **28** 1989, 4735–4738.
- [Klucher 79] T. M. Klucher: *Evaluation of models to predict insolation on tilted surfaces*. Solar Energy **23** 1979, 111–114.
- [Kneizys et al. 96] F. X. Kneizys: *The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 Model*. Phillips Laboratory, Geophysics Directorate, Hanscom AFB, 1996.
- [Koepke 83] P. Koepke: *Calibration of the Vis-channel of Meteosat-2*. Advances in Space Research **2** 1983, 93–96.
- [Koschmieder 24] H. Koschmieder: *Theorie der horizontalen Sichtweite*. Beitr. Phys. Atm. **12** 1924, 33–53.
- [Kriebel/Amann 93] K. T. Kriebel, V. Amann: *Vicarious calibration of the Meteosat visible channel*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology **10** 1993, 225–232.
- [Kriebel et al. 96] K. T. Kriebel, H. Mannstein, V. Amann: *Absolute calibration for the Meteosat-5 Visible channels*. 1996 Meteorological Satellite Data Users' Conference, Vienna 1996, 31–40.

- [Linke 22] F. Linke: *Transmissions-Koeffizient und Trübungsfaktor*. Beitr. Phys. Atmos. **10** 1922, 91–103.
- [Littlefair 89] P. J. Littlefair: *Correcting for the shade ring used in diffuse daylight and radiation measurements*. CIE-WMO International Symposium on Daylight and Solar Radiation Measurement, Berlin 1989.
- [Louche et al. 86] A. Louche, G. Peri, M. Iqbal: *An analysis of the Linke turbidity factor*. Solar Energy **37** 1986, 393–396.
- [Luther 93] G. Luther: *A measuring network for estimating the regional function of solar energy*. Proceedings ISES Solar World Congress, Budapest 1993, Vol II, 261–266.
- [Massons et al. 96] J. Massons, D. Domingo, J. Grau: *Automatic classification of VIS-IR Meteosat images*. Computer & Geosciences **22** 1996, 1137–1146.
- [Moulin et al. 96] C. Moulin, C. E. Lambert, J. Poitou, F. Dulac: *Long term 1983–1994 calibration of the Meteosat solar VIS channel using desert and ocean targets*. International Journal of Remote Sensing **17** 1996, 1183–1200.
- [Müller 99] H.-T. Müller: *Analyse von Satelliteninformationen zur Abschätzung des Ertrags von Photovoltaikanlagen*. Diplomarbeit, Fachbereich Physik, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg 1999.
- [Noia et al. 93] M. Noia, C. F. Ratto, R. Festa: *Solar irradiance estimation from geostationary satellite data: I. statistical models. II. physical models*. Solar Energy **51** 1993, 449–465.
- [Olseth/Skartveit 89] J. A. Olseth, A. Skartveit: *Observed and modelled luminous efficacies under arbitrary cloudiness*. Solar Energy **42** 1989, 221–233.
- [Orgill/Hollands 77] J. F. Orgill, K. G. T. Hollands: *Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface*. Solar Energy **19** 1977, 357.
- [Page 96-1] J. Page: *Algorithms for the Satellight programme*. Technical report. June 1996.
- [Perez et al. 87] R. Perez, K. Webster, R. Seals, R. Stewart, D. Menicucci: *A new simplified version of the Perez diffuse irradiance model for tilted surfaces*. Solar Energy **28** 1987, 33–44.
- [Perez et al. 94] R. Perez, H. G. Beyer, A. Bittar, G. Czeplak, L. Dahlgren, J.-J. Delaunay, D. Dumortier, M. Fontoynon, P. Ineichen, J. Love, B. McArthur, J. A. Olseth, M. Rommel, A. Skartveit: *Broad band visible radiation data acquisition and analysis*. Technical report IEA-SHCP-17E-1, ASRC, 100 Fuller Road, Albany NY, 12205 USA, 1994.

- [Perrin de Brichambaut/Vauge 82] C. Perrin de Brichambaut, C. Vauge: *Le gisement solaire: Evaluation de la ressource énergétique*. Technique et documentation, La-voisier, Paris 1982.
- [Reindl et al. 90] D. T. Reindl, W. A. Beckman, J. A. Duffie: *Diffuse fraction correlations*. Solar Energy **45** 1990, 1–7.
- [Reise 97] C. Reise: *Heliosat v7...v10 versus IDMP & 1000 Roofs: Comparison of horizontal global and diffuse irradince data*. Technical Report, Fraunhofer ISE, Freiburg 1997.
- [Rigollier et al. 00] C. Rigollier, O. Bauer, L. Wald: *On the clear sky model of the ESRA - European Solar Radiation Atlas - with respect to the Heliosat method*. Solar Energy **68** 2000, 33-48.
- [Roedel 94] W. Roedel: *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer Verlag, Berlin 1994.
- [Sizmann et al. 91] R. Sizmann, P. Köpke, R. Busen: *Solar Radiation Conversion*. In: C.-J. Winter, R. Sizmann, L. L. Vant-Hull: *Solar Power Plants*. Springer Verlag, Berlin 1991, 27 ff.
- [Skartveit/Olseth 86] A. Skartveit, J. A. Olseth: *Modelling slope irradiances at high latitudes*. Solar Energy **36** 1986, 333–344.
- [Skartveit/Olseth 87] A. Skartveit, J. A. Olseth: *A model for the diffuse fraction of hourly global radiation*. Solar Energy **38** 1987, 271–274.
- [Skartveit/Olseth 97-1] A. Skartveit, J. A. Olseth: *The diffuse fraction of global radiation*. Technical report. April 1997.
- [Skartveit/Olseth 97-2] A. Skartveit, J. A. Olseth: *Satellite derived and ground truth horizontal and vertical illuminance/irradiance from the IDMP stations Geneva and Gävle*. Mid-term progress report, JOU3-CT95-0041 Satellight 1997.
- [Skartveit et al. 98] A. Skartveit, J. A. Olseth, M. E. Tuft: *An hourly diffuse fraction model with correction for variability and surface albedo*. Solar Energy **63** 1998, 173–183.
- [Solar Radiation Atlas of Africa] E. Raschke et al.: *Solar Radiation Atlas of Africa - Global and diffuse radiation fluxes at ground level derived from imaging data of the geostationary satellite Meteosat 2*. A.A. Balkema, Rotterdam 1991.
- [Sonnenenergie 96/97] Deutscher Wetterdienst: *Mittlere monatliche Tagessummen der Globalstrahlung*. Sonnenenergie 1996, Heft 6, S. 21; Sonnenenergie 1997, Heft 2, S. 45.

- [Stuhlmann et al. 90] R. Stuhlmann, M. Rieland, E. Raschke: *An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data.* Technical Report GKSS 90/E/16, Institut für Physik II/PC, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht 1990.
- [Suehrcke/McCormick 88] H. Suehrcke, P. G. McCormick: *The diffuse fraction of instantaneous solar radiation.* Solar Energy **40** 1988, 423–430.
- [VCS-Handbuch] VCS Nachrichtentechnik GmbH: *Navigation Facility Reference Manual.* VCS Nachrichtentechnik GmbH, Bochum 1992, 17–21.
- [Westerhellweg 97] A. Westerhellweg: *Bestimmung der Diffusstrahlung aus Meteosat-Daten mittels Strahlungstransferrechnungen – Untersuchung des unbewölkten Falls.* Diplomarbeit, Fachbereich Physik, Carl von Ossietzky Universität, Oldenburg 1997.
- [Wiemken 99-1] E. Wiemken: *PVSAT: Test on model accuracy.* Technical Report, Fraunhofer ISE, Freiburg 1999.
- [Wiemken 99-2] E. Wiemken: *PVSAT: Test on model accuracy, part II. Rearrangement of PVSAT simulation levels.* Technical Report, Fraunhofer ISE, Freiburg 1999.
- [Wiscombe et al. 84] W. J. Wiscombe, R. M. Welch, W. D. Hall: *The effects of very large drops on cloud absorption, part I: Parcel models.* Journal of Atmospheric Sciences **41** 1984, 1336–1355.
- [Young 94] A. T. Young: *Air mass and refraction.* Applied Optics **33** 1994, 1108–1110.
- [Zelenka et al. 99] A. Zelenka, R. Perez, R. Seals, D. Renné: *Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances.* Theor. Appl. Climatol. **62** 1999, 199–207.
- [Zdunkowski/Korb 85] W. Zdunkowski, G. Korb: *Numerische Methoden zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung.* Promet **15**, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach 1985, 26–39.

Lebenslauf

Annette Hammer
geboren am 25.04.67 in Delmenhorst
verheiratet, ein Kind

Schulbildung

- 1973-1977 Käthe-Kollwitz-Schule, Delmenhorst
1977-1979 Schulzentrum Delmenhorst-Ost
1979-1986 Gymnasium an der Willmsstraße, Delmenhorst
 Allgemeine Hochschulreife

Studium

- 1986-1993 Diplom-Physik
 Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
 Abschlussnote: sehr gut

Promotion

- seit 1994 Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Fachbereich Physik
 der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg
21.4.98–8.8.98 Mutterschutz
1.1.99–28.2.99 Erziehungsurlaub

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Dissertation selbständig verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel benutzt habe.

Oldenburg den 29. 5. 2000

Annette Hammer