

“Broken Cloud Effect“ aus Beobachtung und Modell

Diplomarbeit
von
Inger Jahnke

MATHEMATISCH - NATURWISSENSCHAFTLICHE FAKULTÄT DER
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
ERSTELLT AM LEIBNIZ - INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN
FORSCHUNGSBEREICH 1
- MARITIME METEOROLOGIE -



Kiel, September 2008

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	I
abstract	III
Abkürzungen	V
1 Einleitung	1
2 Strahlung und Wolken	5
2.1 Grundlagen solare Strahlung	6
2.2 Zenitwinkel	7
2.3 Wechselwirkungen zwischen atmosphärischen Gasen und solarer Strahlung	8
2.4 Grundlagen Wolken	9
2.4.1 Wolkenarten	9
2.4.2 Optische Eigenschaften von Wolken	10
2.5 Streuung	11
2.5.1 Rayleigh-Streuung	12
2.5.2 Mie-Streuung	12
2.5.3 Geometrische Optik	13
2.6 Bodenalbedo	13
3 Parametrisierung der solaren Strahlung	15
4 Messstationen und Messinstrumente	19
4.1 Das BSRN	19
4.2 Barrow, Alaska	20
4.3 Lindenberg	21
4.4 Polarstern	21
4.5 Sylt	23
4.6 Das Pyranometer	23

5	Strahlungstransportmodell GRIMALDI	25
5.1	Monte Carlo Strahlungstransport	25
5.2	Wolkenmodell GESIMA	26
5.3	INSPECTRO	28
6	Strahlungserhöhungen aus Beobachtungen	31
7	Strahlungserhöhungen im Modell	37
7.1	Winkelabhängigkeit der Strahlungserhöhungen	39
7.2	Änderung der Strahlungserhöhungen mit der Bodenalbedo	41
7.3	Strahlungserhöhungen in verschiedenen Wellenlängenbereichen	43
8	Zusammenfassung und Schlussbetrachtung	63
	Anhang	67
	Literatur	75
	Danksagung	79
	Erklärung	81

Abbildungsverzeichnis

1.1	Beispiel für die Parametrisierung nach Zillman, optimiert durch Kalisch, rot: Tagesgang der solaren Eintrahlung nach Zillman, schwarz: Tagesgang der Messwerte des Pyranometers auf dem FS Polarstern am 6. November 2007	2
1.2	Bilder der Wolkenkamera auf dem FS Polarstern vom 6. November 2007, links: 10:07 UTC, rechts: 17:13 UTC	2
2.1	Energiebilanzschema der Erde. Nach Kiehl und Trenberth (1997).	5
2.3	Steuerung in der Atmosphäre	11
2.2	Spektrale Verteilung der solaren und terrestrischen Strahlung. a) Schwarzkörperstrahlung bei $T_S = 6000$ K und $T_E = 255$ K. Das Integral beider Kurven ist auf 1 normiert. b) Absorption der Solarstrahlung (Sonneneinfallswinkel = 50°) und der terrestrischen Strahlung für die gesamte vertikale Atmosphärenschicht. c) wie b), allerdings für die Schicht oberhalb 11 km. d) Absorptionsspektren verschiedener Gase für die gesamte vertikale Atmosphärenschicht. Aus Bauer et al. (1997).	14
4.1	Übersicht der BSRN-Stationen	20
4.2	BSRN-Station in Barrow (Alaska)	20
4.3	Blick vom Dach der Messstation in Lindenberg	21
4.4	FS Polarstern	22
4.5	Dach der Forschungsstation des Instituts für Medizinische Klimatologie auf Sylt, rechts oben: Pyranometerplattform	22
4.6	Aufbau eines CM21 Pyranometers von Kipp und Zonen	23
5.1	GESIMA-Wolke c7: 3-dimensionale Darstellung des Extinktionskoeffizienten in $[\frac{1}{m}]$	27
5.2	GESIMA-Wolke c7: Gebiet der Wolke, dargestellt ist die optische Dicke in $[\frac{1}{m}]$	27
5.3	Bilder des Wolkenfeldes über Norfolk, links: vom Boden aus gesehen, rechts: vom Flugzeug aus gesehen	28

5.4	links: Extinktionskoeffizient des Wolkenfeldes über Norfolk für jede Modellbox, rechts: Darstellung der optischen Dicke	29
5.5	links: Extinktionskoeffizient des Wolkenfeldteils für jede Modellbox, rechts: Darstellung der optischen Dicke	29
5.6	links: Extinktionskoeffizient des Wolkenfeldteils für jede Modellbox, rechts: Darstellung der optischen Dicke	30
6.1	Tagesgang der solaren Einstrahlung auf Sylt am 26. Juni 2007 und die Strahlungserhöhung um $537\text{W}/\text{m}^2$ um 13:06MEZ	31
6.2	links: Histogramm der Strahlungserhöhungen, rechts: mittlere Dauer der Strahlungserhöhungen bei einem Sonnenzenitwinkel von minimal 56° bis 50° in Barrow	32
6.3	links: Histogramm der Strahlungserhöhungen, rechts: mittlere Dauer der Strahlungserhöhungen bei einem Sonnenzenitwinkel von minimal 47° bis 56° auf Sylt	32
6.4	links: Histogramm der Strahlungserhöhungen, rechts: mittlere Dauer der Strahlungserhöhungen bei einem Sonnenzenitwinkel von minimal 47° bis 56° in Lindenberg	33
6.5	Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen in Barrow im April und Mai 2004 relativ zur Gesamtzahl der Messungen	35
6.6	Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen in Lindenberg im Sommer 2005 relativ zur Gesamtzahl der Messungen	35
6.7	Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen auf FS Polarstern im November 2007 relativ zur Gesamtzahl der Messungen	35
6.8	Histogramm der prozentualen Strahlungserhöhungen in Barrow, links: Daten von April 2005 und Mai 2005, rechts: Daten von April 2005 bis Juni 2005	36
7.1	Richtung der einfallenden Photonen, Sonnenzenitwinkel θ und Sonnenazimutwinkel φ	37
7.2	GRIMALDI-Strahlungsfeld am Boden mit c7-Wolke für Photonen mit $\lambda = 0.55\mu\text{m}$, einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 40^\circ$ und einen Sonnenazimutwinkel $\varphi = 90^\circ$	38
7.3	GRIMALDI-Strahlungsfeld am Boden für den unbewölkten Fall für Photonen mit $\lambda = 0.55\mu\text{m}$, einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 40^\circ$ und einen Sonnenazimutwinkel $\varphi = 90^\circ$	38
7.4	zu den Abbildungen 7.2 und 7.3 gehöriges Feld der prozentualen Strahlungserhöhungen	39

7.5	prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für die Sonnenazimutwinkel $\varphi = 0^\circ, 90^\circ, 180^\circ$ und 270° für die Modellwolke c7 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$	40
7.6	prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für die Sonnenazimutwinkel $\varphi = 0^\circ, 90^\circ, 180^\circ$ und 270° für das Wolkenfeld wklein1 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$	40
7.7	prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für die Sonnenazimutwinkel $\varphi = 0^\circ, 10^\circ, 90^\circ, 180^\circ, 270^\circ$ und 350° für das Wolkenfeld wklein4 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$	41
7.8	prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für eine Bodenbedo von 0.2 und 0.9 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ für die Modellwolke c7	42
7.9	prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für eine Bodenbedo von 0.2 und 0.9 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ für das Wolkenfeld wklein1	42
7.10	prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für eine Bodenbedo von 0.2 und 0.9 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ für das Wolkenfeld wklein4	43
7.11	maximale prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für den UV-Bereich, $0.55\mu\text{m}$ und $1.6\mu\text{m}$ für die Modellwolke c7	44
7.12	maximale prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für den UV-Bereich, $0.55\mu\text{m}$ und $1.6\mu\text{m}$ für das Wolkenfeld wklein4	44
7.13	maximale prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für den UV-Bereich, $0.55\mu\text{m}$ und $1.6\mu\text{m}$ für das Wolkenfeld wklein1	44
7.14	Histogramm der Strahlungserhöhungen für eine Wellenlänge von $0.55\mu\text{m}$ und eine Bodenbedo von 0.2 für die Modellwolke c7	46
7.15	Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen in Lindenberg im Sommer 2005 relativ zur Gesamtzahl der Messungen	47
7.16	Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von $0.55\mu\text{m}$ und eine Bodenbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein1	47
7.17	Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von $0.55\mu\text{m}$ und eine Bodenbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein4	47
7.18	Histogramm der Strahlungserhöhung für den UV-Bereich und eine Bodenbedo von 0.2 für die Wolke c7	48
7.19	Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von $1.6\mu\text{m}$ und eine Bodenbedo von 0.2 für die Wolke c7	49
7.20	Histogramm der Strahlungserhöhung für den UV-Bereich und eine Bodenbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein4	49

7.21	Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von $1.6\mu\text{m}$ und eine Bodenalbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein4	49
7.22	Histogramm der Strahlungserhöhung für den UV-Bereich und eine Bodenalbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein1	50
7.23	Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von $1.6\mu\text{m}$ und eine Bodenalbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein1	51
7.24	Gebiet des Wolkenfeldes wklein4, dargestellt ist die optische Dicke	52
7.25	Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im sichtbaren Spektralbereich für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2	52
7.26	Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im UV für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2	52
7.27	Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im IR für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2	53
7.28	Gebiet des Wolkenfeldes wklein1, dargestellt ist die optische Dicke	53
7.29	Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im sichtbaren Spektralbereich für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2	53
7.30	Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im UV für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2	54
7.31	Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im IR für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2	54
7.32	Sichtbarer Spektralbereich und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2	55
7.33	IR und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2	55
7.34	Sichtbarer Spektralbereich und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2	55
7.35	Sichtbarer Spektralbereich und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2	56

7.36	IR und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2	56
7.37	Sichtbarer Spektralbereich und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2	56
7.38	Anzahl der Modellboxen in denen im Vergleich zweier Spektralbereiche gleichzeitig Strahlungserhöhungen und -verringerungen stattfinden und die Anteile, die jeweils mit wklein1 und wklein4 auftraten	57
7.39	Anzahl der Modellboxen in denen im Vergleich zweier Spektralbereiche gleichzeitig Strahlungserhöhungen und -verringerungen stattfinden und die Anteile, in denen in dem jeweiligen Spektralbereich die Erhöhungen auftraten	58
7.40	Streuungsfunktionen für eine Wellenlänge im UV ($\lambda = 308\mu\text{m}$), eine Wellenlänge im sichtbaren Spektralbereich ($\lambda = 550\mu\text{m}$) und eine Wellenlänge im solaren IR ($\lambda = 1480\mu\text{m}$)	59
7.41	Gebiet des Wolkenfeldes wklein4, dargestellt ist die optische Dicke	59
7.42	Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: Sichtbarer Spektralbereich erhöht (grün), UV erhöht (blau) für wklein4	60
7.43	Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: IR erhöht (rot), UV erhöht (blau) für wklein4	60
7.44	Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: Sichtbarer Spektralbereich erhöht (grün), IR erhöht (rot) für wklein4	60
7.45	Gebiet des Wolkenfeldes wklein1, dargestellt ist die optische Dicke	61
7.46	Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: Sichtbarer Spektralbereich erhöht (grün), UV erhöht (blau) für wklein1	61
7.47	Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: IR erhöht (rot), UV erhöht (blau) für wklein1	61
7.48	Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: Sichtbarer Spektralbereich erhöht (grün), IR erhöht (rot) für wklein1	62

Tabellenverzeichnis

2.1	Einteilung der solaren Strahlung	7
2.2	Das kurzwellige Reflexionsvermögen (Albedo a) von verschiedenen natürlichen Oberflächen, nach Kraus (2008).	13
3.1	Variation der empirischen Koeffizienten	16

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden die Ausmaße des *“Broken Cloud Effects”* in verschiedenen Regionen der Erde und in einem Strahlungstransportmodell untersucht. Der *“Broken Cloud Effect”* beschreibt die Tatsache, dass bei durchbrochener Bewölkung mehr kurzwellige Strahlung am Erdboden ankommen kann, als dies bei wolkenfreiem Himmel der Fall wäre.

Dabei konnten auf Sylt absolute Strahlungserhöhungen von bis zu 537 W/m^2 festgestellt werden. Die vom Pyranometer gemessene Strahlung war also um 537 W/m^2 höher als die bei wolkenfreiem Himmel zu erwartende Einstrahlung, was einen Rekord der dort gemessenen Strahlungserhöhungen darstellt.

Die Betrachtungen der prozentualen Strahlungserhöhungen, also die gemessene kurzwellige Strahlung am Boden in Prozent der theoretisch bei wolkenfreiem Himmel einfallenden kurzwelligen Strahlung, ergaben über Wasser Strahlungserhöhungen von bis zu 50%, über Land mit Vegetation Erhöhungen von bis zu 70% und über Schnee Erhöhungen bis zu 90%. Ein großer Einfluss der Bodenalbedo auf die Größe der Strahlungserhöhungen wurde festgestellt.

Des Weiteren wurde untersucht, in welchem Maße der *Broken Cloud Effect* auch in einem Strahlungstransportmodell auftritt. Hierzu wurde das Monte Carlo Strahlungstransportmodell GRIMALDI (Scheirer und Macke (2001)) verwendet. Es basiert auf der Monte Carlo Methode.

Die eingehenden 3 dimensionalen Wolkenfelder entstammen dem nichthydrostatischen atmosphärischen Modell GESIMA sowie dem statistischen Wolkenmodell CLABAUTA-IR. Zudem wurde jeweils der unbewölkte Fall simuliert, um die Strahlungserhöhungen relativ zum unbewölkten Fall berechnen zu können.

Im Modell wurde ebenfalls die Abhängigkeit von der Bodenalbedo deutlich. Die aus der Modellwolke ermittelten Strahlungserhöhungen sind allerdings zum Teil wesentlich höher als die in der Realität auftretenden.

Außerdem wurde festgestellt, dass die Strahlungserhöhungen im ultravioletten Bereich der solaren Strahlung von den Erhöhungen im sichtbaren und infraroten Bereich stark

abweichen können und es sogar vorkommt, dass die Einstrahlung im Vergleich zum wolkenfreien Fall in dem einen Spektralbereich erhöht und in einem anderen verringert ist.

abstract

This diploma thesis takes a look at the "*Broken Cloud Effect*" in different regions in the world and in a radiative transfer model. The "*Broken Cloud Effect*" describes the fact that there can get more shortwave radiation to the ground under broken cloud conditions than under clear sky conditions.

At Sylt have been found absolute enhancements of the solar radiation with respect to clear sky conditions of $537\text{W}/\text{m}^2$. This is a record in measured enhancements in radiation at sylt.

Out of the enhancements of solar radiation in percentage of the incoming radiation at clear sky conditions came the result that over water there were enhancements up to 50%, over green vegetation up to 70% and over snow up to 90%. So the surface albedo plays a great role in enhancements of the solar radiation.

Furthermore the *Broken Cloud Effect* in a radiative transfer model has been examined. The used model is called GRIMALDI (Scheirer und Macke (2001)) and is based on the monte carlo method.

The clouds used in the model are from the nonhydrostatic cloud model GESIMA and a statistical cloud modell CLABAUTAIR. Additionally the case without a cloud has been simulated to make a look at the enhancements possible.

In the model the dependency on the surface albedo could be seen too. So the enhancements with a surface albedo of 0.9 are much bigger than the enhancements with a surface albedo of 0.2. The enhancements in the model are much bigger than the enhancements out of observations.

In addition the case has been found that the impact of clouds can differ in several spectral ranges. If the radiation in the UV is increased the radiation in the visible or the IR can be decreased. The same with the others.

Abkürzungen

AWI	Alfred Wegener Institut
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
CAU	Christian Albrechts Universität
DWD	Deutscher Wetterdienst
ESRL	Earth System Research Laboratory
ETHZ	Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
GESIMA	Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
IfM	Institut für Meereskunde Kiel
IfM-GEOMAR	Leibniz - Institut für Meereswissenschaften Kiel
IR	Infrarot
ME(S)Z	Central European (Summer) Time
MOZ	Mittlere Ortszeit
UTC	Coordinated Universal Time
UV	Ultraviolett
WCRP	World Climate Research Programme
WOZ	Wahre Ortszeit

Kapitel 1

Einleitung

Der *Broken Cloud Effect* benennt die Tatsache, dass bei durchbrochener Bewölkung mehr kurzwellige Strahlung am Erdboden ankommen kann, als dies bei wolkenfreiem Himmel der Fall wäre. Dies erscheint zunächst nicht logisch, da Wolken kurzwellige Strahlung absorbieren und in den Weltraum zurückreflektieren und so die kurzwellige Einstrahlung am Boden vermindern. Allerdings verstärken einige Arten von Bewölkung die Einstrahlung. Dies sind unter anderem cumulusartige Bewölkung in den unteren und Altocumulus in den hohen Schichten der Troposphäre (siehe z.B. Schade et al. (2007)). Dabei kommt es zu erhöhter diffuser Strahlung durch vermehrte abwärts gerichtete Streuung an den Wolken. Bei Auftreten des *Broken Cloud Effects* wird also, zusätzlich zu der direkten Einstrahlung, die diffuse Strahlung durch Streuung in den Wolken erhöht, was die Globalstrahlung im Verhältnis zum wolkenfreien Fall erhöht.

Die Dokumentation von Strahlungserhöhungen reicht schon weit zurück. So hat zum Beispiel Helmut Kraus in Nepal an einer Hochgebirgsmessstation in 4750m über NN über Moränenmaterial bei nacktem Boden mit spärlicher trockener Vegetation im Jahr 1963 Strahlungswerte gemessen, die größer waren als die Solarkonstante (Kraus (2008)). Emck und Richter aus der Abteilung für Geographie der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg berichten von Strahlungsmessungen von mehr als $1800\text{W}/\text{m}^2$ in den Anden Süd Ecuadors, während einer Messkampagne 1998 bis 2001, welche die theoretisch bei wolkenfreiem Himmel eintretende Einstrahlung um $700\text{W}/\text{m}^2$ übertrafen. Dies sind nur 2 Beispiele aus vielen Veröffentlichungen.

In dieser Arbeit wird der *Broken Cloud Effect* in verschiedenen Klimazonen betrachtet und untersucht, in welchem Maße er in einem Strahlungstransportmodell reproduziert werden kann.

Für die globale Betrachtung des *Broken Cloud Effects* werden Messwerte von Pyranometern verwendet. Ein Pyranometer misst die solare Strahlungsflussdichte (siehe Kapitel

4.6). Es werden Daten aus Lindenberg in Deutschland (mittlere Breiten), von der Nordseeinsel Sylt (mittlere Breiten), aus Barrow in Alaska (polare Breiten) und von einer Fahrt mit dem FS Polarstern von Bremerhaven nach Kapstadt (mittlere Breiten bis Tropen) verwendet. Die Daten von Sylt sind sekundliche und die vom Schiff 2 sekundliche und minutlich gemittelte Messwerte. Aus Lindenberg und Barrow sind die original Messwerte bereits Minutenmittel, wodurch leider extreme Erhöhungen herausgemittelt werden.

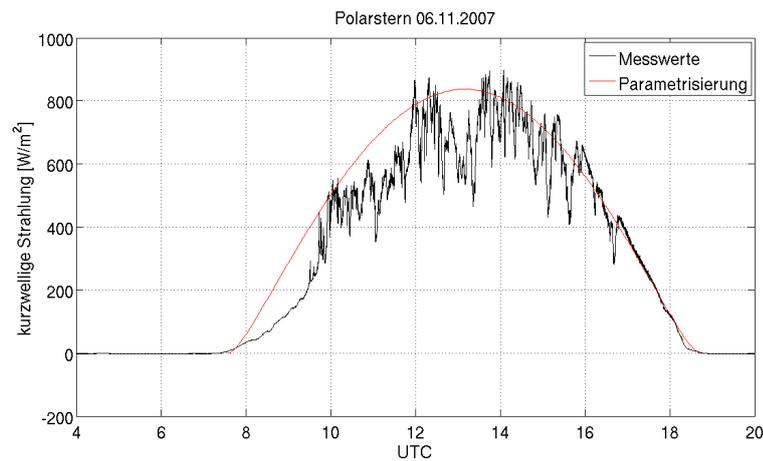


Abbildung 1.1: Beispiel für die Parametrisierung nach Zillman, optimiert durch Kalisch, **rot:** Tagesgang der solaren Einstrahlung nach Zillman, **schwarz:** Tagesgang der Messwerte des Pyranometers auf dem FS Polarstern am 6. November 2007



Abbildung 1.2: Bilder der Wolkenkamera auf dem FS Polarstern vom 6. November 2007, **links:** 10:07 UTC, **rechts:** 17:13 UTC

Um die Wirkung der Wolken auf die kurzweilige Einstrahlung am Boden aus den Messwerten zu ermitteln, muss festgestellt werden, wie groß die Einstrahlung ohne Wolken

wäre. Dazu wird eine Parametrisierung der solaren Einstrahlung am Boden nach verwendet (Zillman (1972)), welche die Solarkonstante, den Sonnenstand und den Dampfdruck berücksichtigt. Diese Parametrisierung wurde von Kalisch (2005) optimiert und eignet sich zur Berechnung der solaren Einstrahlung am Boden bei wolkenfreiem Himmel.

Ein Beispiel hierzu zeigt Abbildung 1.1. In rote Linie zeigt die Globalstrahlung aus der Parametrisierung in W/m^2 und die schwarze Linie die Messwerte des Pyranometers. An dem dargestellten Tag, dem 6. November 2007, war es bis etwa 17 UTC bewölkt und klarte anschließend über dem FS Polarstern auf. Der Einfluss der Wolken ist deutlich sichtbar. Nachmittags ist zu erkennen, dass die Messwerte mit der Kurve für den wolkenfreien Fall übereinstimmen, da kaum noch Wolken vorhanden sind. Bilder der Wolkenkamera auf dem FS Polarstern sind in Abbildung 1.2 zu sehen. Man sieht die nahezu stratiforme Bewölkung am Vormittag und den fast wolkenfreien Himmel am Nachmittag.

Als zweiter Punkt in dieser Arbeit wird untersucht, in welchem Maße sich der *Broken Cloud Effect* auch in einem Strahlungstransportmodell reproduzieren lässt. Es wird das von Scheirer im Rahmen seiner Dissertation am IfM-Geomar geschriebene Strahlungstransportmodell GRIMALDI verwendet, welches auf der Monte Carlo Methode basiert. Die benutzten Wolken stammen zum einen aus dem Atmosphärenmodell GESIMA und zum anderen aus dem Wolkenmodell CLABAUTAR, in welches Messdaten des Projektes INSPECTRO über Norfolks in England eingehen. Zusätzlich wird jeweils der wolkenfreie Fall simuliert. So werden für jede Wolke, für Zenitwinkel von 0 bis 90°, für 4 Azimutwinkel, für verschiedene Bodenarten und Bedeckungsgrade die Strahlungsfelder am Erdboden simuliert und die Größe und Häufigkeit der Strahlungserhöhungen ermittelt. Das solare Infrarot (IR), der sichtbare Bereich und das Ultraviolett (UV) wurden getrennt betrachtet, da die Strahlung in diesen 3 Spektralbereichen unterschiedlich auf den Menschen wirkt. Das IR empfindet der Mensch als Wärme, im sichtbaren Spektralbereich liegt das Maximum der kurzwelligeren Strahlung und das UV verursacht den Sonnenbrand.

Kapitel 2

Strahlung und Wolken

Die solare Einstrahlung ist der Hauptenergielieferant der Erde. Ohne sie wäre kein Leben auf der Erde möglich und es würden keine Bewegungen in Atmosphäre und Ozean stattfinden. Global und auf langen Zeitskalen ist der Strahlungshaushalt ausgeglichen, es ist also die solare Einstrahlung gleich der terrestrischen Ausstrahlung. Lokal und auf kürzeren Zeitskalen ist dies aber meist nicht der Fall. Es gibt zahlreiche Wechselwirkungen zwischen der solaren Strahlung und Objekten in der Atmosphäre.

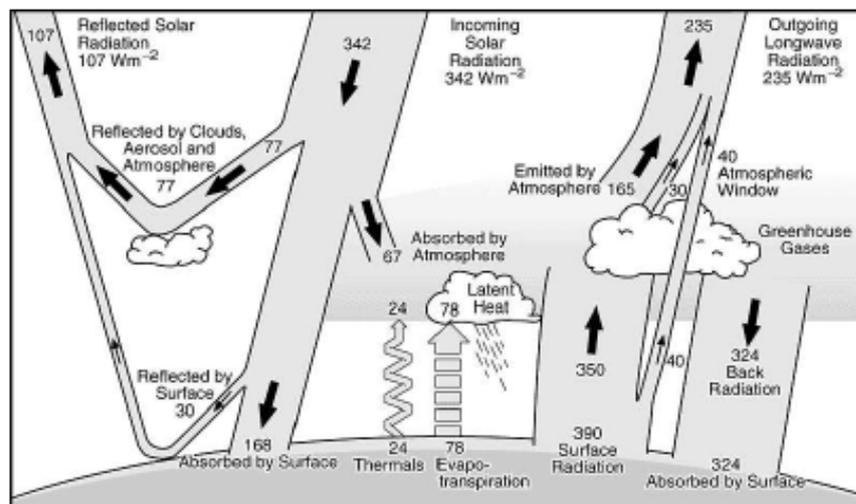


Abbildung 2.1: Energiebilanzschema der Erde. Nach Kiehl und Trenberth (1997).

In Abbildung 2.1 ist die Energiebilanz der Erde schematisch dargestellt. Die ankommende kurzwellige solare Strahlung wird in der Atmosphäre teilweise reflektiert und absorbiert oder gelangt durch direkte Transmission durch die Atmosphäre zum Erdboden. Die Strahlung, die am Erdboden angelangt, wird dort reflektiert oder absorbiert und

anschließend wieder emittiert. Die langwellige terrestrische Ausstrahlung setzt sich zusammen aus der Ausstrahlung der Erdoberfläche und Teilchen in der Atmosphäre. Die terrestrische Strahlung wird wiederum in der Atmosphäre reflektiert, absorbiert und re-emittiert und gelangt letztlich durch die atmosphärischen Fenster in den Weltraum.

Wie schon erwähnt, spielen Wolken eine wichtige Rolle für das Klima auf der Erde. Solare Strahlung und terrestrische Strahlung treten ständig mit ihnen in Wechselwirkung, da durchschnittlich zwei Drittel unseres Planeten mit Wolken bedeckt sind. So haben Wolken einen Einfluss auf den Strahlungshaushalt und den Klimazustand der Erde.

Durch den Albedoeffekt führen Wolken zu einer Abkühlung der Erde, da durch die Wolken ein großer Teil der solaren Strahlung in den Weltraum zurückgestreut wird. Der *Broken Cloud Effect* kann also als negativer Albedoeffekt bezeichnet werden. Durch den Treibhauseffekt wirken Wolken allerdings erwärmend, da die relativ kalten Wolkenoberkanten weniger thermische Energie abstrahlen, als der relativ warme Erdboden oder die Ozeane und Meere. Global überwiegt der Albedoeffekt, Wolken wirken also netto abkühlend. Lokal und vom Wolkentyp abhängig kann allerdings auch der Treibhauseffekt überwiegen.

Außerdem führen Wolken über Niederschlag zu einer Nettozufuhr latenter Wärme und einer Beeinflussung der Bodenalbedo und wirken somit wiederum auf den Strahlungshaushalt. Regen führt meist zu einer Verringerung der Bodenalbedo, also einer größeren Absorption der solaren Strahlung und Schnee zu einer Erhöhung der Bodenalbedo.

2.1 Grundlagen solare Strahlung

Der größte Teil der von der Sonne emittierten Energie stammt aus der Photosphäre, welche die sichtbare Schicht der Sonne ist. Die Temperatur der Photosphäre nimmt von innen nach außen von ca. 8000K auf 4000K ab. Der emittierte Strahlungsfluss der Sonne liegt bei $3,85 \cdot 10^{26} \text{W}$. Der mittlere Abstand der Sonne zur Erde liegt bei $1,5 \cdot 10^8 \text{km}$. Die Strahlung benötigt aber nur rund 8 Minuten vom Außenrand der Sonne bis zur Erde. Die Strahlungsflussdichte, die zur Erde gelangt, beträgt

$$S_0 = 1362 \pm 2 \quad [\text{W}/\text{m}^2] \quad (2.1)$$

und wird als Solarkonstante bezeichnet. Momentan kann man mit größtmöglicher Genauigkeit die Solarkonstante auf $2 \text{W}/\text{m}^2$ genau aus Satellitenmessungen bestimmen. Wegen der leichten Exzentrizität der Erdbahn unterliegt die Solarkonstante Schwankungen von $\pm 3,5\%$ im Verlauf des Jahres, wobei sie im Januar größer und im Juli kleiner ist als im Mittel. Die solare Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre ist durch:

$$F_{KW} = S_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \cos \theta \quad (2.2)$$

gegeben, wobei r_0 der Radius der Sonne, r der Abstand zwischen Erde und Sonne und θ der Zenitwinkel der Sonne ist. Der Zenitwinkel θ ist abhängig von der geographischen Breite ϕ , der Deklination der Sonne δ und dem Stundenwinkel der Sonne h (siehe Abschnitt 2.2).

Der größte Teil der solaren Strahlung, der bei der Erde ankommt, liegt zwischen dem ultravioletten (UV) Bereich und dem nahen infraroten (IR) Bereich der solaren Strahlung. Dieser Bereich, der sich von $0.28\mu\text{m}$ bis $4\mu\text{m}$ erstreckt, wird kurzwellige Strahlung genannt. Die Verteilung ist in Tabelle 2.1 zu sehen.

Strahlungsart	Wellenlänge [μm]	Anteil [%]
UV-Strahlung	0.28 - 0.4	7
Sichtbare Strahlung	0.4 - 0.73	42
IR-Strahlung	0.73 - 4.0	49

Tabelle 2.1: Einteilung der solaren Strahlung

2.2 Zenitwinkel

Der Sonnenzenitwinkel θ ist der Winkel zwischen dem Zenit und dem Sonnenmittelpunkt, es ist also $\theta = 0^\circ$, wenn die Sonne senkrecht über dem Beobachter steht. Für den Zenitwinkel gilt nach Liou (1980):

$$\cos \theta = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h \quad (2.3)$$

ϕ ist dabei die geographische Breite, δ die Deklination der Sonne und h der Stundenwinkel.

Die Deklination δ wird nach WMO - No.8 (1996) wie folgt berechnet:

$$\delta = \arcsin(0.397748 \sin(x - 77.51^\circ + 1.92^\circ \sin x)) \quad (2.4)$$

wobei für x gilt:

$$x = 0.9856^\circ T - 2.72^\circ \quad (2.5)$$

Hier ist T wiederum der Tag im Jahr nach dem Julianischen Kalender.

Der Stundenwinkel h ist nach WMO - No.8 (1996) gegeben durch:

$$h = \frac{2\pi(\text{WOZ} - 12 \cdot 3600\text{s})}{86400\text{s}} , \quad (2.6)$$

wobei WOZ die wahre Ortszeit ist, also am wahren Mittag ($\text{WOZ} = 12$) beträgt $h = 0$, während h vormittags negativ und nachmittags positiv ist. Durch die Exzentrizität der Erdbahn und die Schiefe der Ekliptik ändert sich der Stundenwinkel der Sonne nicht mit konstanter Winkelgeschwindigkeit, daher wird die WOZ in die mittlere Ortszeit (MOZ) und die Zeitgleichung (Z) zerlegt:

$$\text{WOZ} = \text{MOZ} + Z . \quad (2.7)$$

Die MOZ ist von der geographischen Länge λ abhängig, welche östlich des Nullmeridians positiv und westlich negativ ist. Pro Längengrad ändert sich die MOZ dabei um 4 Minuten, es gilt:

$$\text{MOZ} = \text{UTC} + \lambda \cdot 4 \cdot 60\text{s} . \quad (2.8)$$

Nach WMO - No.8 (1996) folgt mit Gleichung (2.5) für die Zeitgleichung Z:

$$Z[\text{sec}] = (-7.66 \sin x - 9.87 \sin(2x + 24.99^\circ + 3.83^\circ \sin x)) \cdot 60\text{s} . \quad (2.9)$$

So kann der Zenitwinkel für die unterschiedlichen Regionen, die in dieser Arbeit verwendet werden, genau berechnet werden. Dies ist wichtig, da die Intensität der solaren Einstrahlung am Boden in erster Linie vom Zenitwinkel der Sonne abhängt.

2.3 Wechselwirkungen zwischen atmosphärischen Gasen und solarer Strahlung

Die am Oberrand der Atmosphäre eintreffende solare Strahlung wird auf dem Weg zum Erdboden von Gasen, Aerosolen und Wolken in der Atmosphäre absorbiert, gestreut und reflektiert. Ein Teil gelangt direkt zum Erdboden und wird dort absorbiert oder reflektiert. Dieser Teil der solaren Strahlung wird daher direkte Strahlung genannt. Durch

Streuung entsteht die indirekte, diffuse Strahlung. Die Summe aus direkter und diffuser Strahlung wird Globalstrahlung genannt.

Auch in der unbewölkten Atmosphäre wird die solare Strahlung beeinflusst. Sie tritt mit Gasen in Wechselwirkung, welche zwar im Vergleich zu den Wechselwirkungen mit Wolkenpartikeln gering sind, allerdings auch nicht vernachlässigt werden sollten. Die Stärke der Wechselwirkung ist wellenlängenabhängig.

In dem kurzwelligen Bereich der solaren Strahlung absorbiert flüssiges Wasser kaum und die gesamte Absorption der solaren Strahlung geschieht durch die Gase (inklusive Wasserdampf) in der Atmosphäre. In Abbildung 2.2 a) ist unter anderem die Verteilung der Strahlungsflussdichte über die Wellenlänge für einen Schwarzkörper mit einer Temperatur von 6000 K dargestellt, welche also der Strahlungsflussdichte der Sonne am Oberand der Atmosphäre entspricht. In Abbildung 2.2 d) ist dargestellt, in welchem Maß die Strahlung bestimmter Wellenlängen von den einzelnen Bestandteilen der Atmosphäre absorbiert wird. Für H_2O liegt die Absorptivität bis zu einer Wellenlänge von $0.7\mu\text{m}$ bei 0%. Erst bei größeren Wellenlängen wird die Absorption durch H_2O wichtig.

An Gasen in der Atmosphäre wird die solare Strahlung nicht nur absorbiert, sondern auch gestreut. Diese Art von Streuung wird Rayleigh-Streuung genannt (siehe Abschnitt 2.5.1).

2.4 Grundlagen Wolken

In diesem Unterkapitel soll ein Überblick über die Ereignisse in den Wolken im Allgemeinen und speziell in dem in dieser Arbeit verwendeten Strahlungstransportmodell gegeben werden.

2.4.1 Wolkenarten

Es gibt verschiedene Arten von Wolken: reine Wasserwolken, reine Eiswolken und Mischwolken.

Reine Wasserwolken sind im Allgemeinen nicht kälter als -10°C . Unterkühltes Wasser kann vorhanden sein, wenn die Molekülzahl in einem Tropfen sehr gering ist und sich kein Eisnukleus bildet, der als Gefrierkern dienen kann. In Wasserwolken herrschen große Tröpfchenkonzentrationen vor, wofür es drei Gründe gibt. Zum einen kommen Wasserwolken in relativ geringen Höhen vor, es ist also verhältnismäßig warm und dementsprechend ist der Wasserdampfgehalt groß. Dann ist meist viel und vor allem

großes Grenzschichtaerosol vorhanden, welches als Kondensationskern dienen kann. Grund Nummer 3 ist die Tatsache, dass starke Aufwinde durch Konvektion dazu führen können, dass auch schon kleinere Aerosolpartikel als Kondensationskern fungieren. In Wasserwolken wird die solare Strahlung nur gestreut und nicht absorbiert, da die Wassertröpfchen klein sind und der Imaginärteil des Brechungsindex nahezu verschwindend gering ist. Wasserwolken haben eine große optische Dicke und sind (ohne Niederschlag) weiß.

Die Eiskristalle in Eiswolken sind wesentlich größer. Die Teilchenkonzentration ist in Eiswolken gering und zwar aus genau den umgekehrten Gründen wie für die große Tröpfchenkonzentration in Wasserwolken. Außerdem entstehen Eiskristalle nur an Partikeln, die die hexagonale Gitterstruktur des Eises unterstützen. Eiswolken haben eine geringe optische Dicke und erscheinen weiß und faserig.

Mischwolken bestehen aus Wassertröpfchen und Eiskristallen und erscheinen, aufgrund der großen Partikel und der großen optischen Dicke, meist grau.

In allen Wolkenarten wird solare Strahlung gestreut. Die vorkommenden Arten von Streuung sind Miestreuung (siehe Abschnitt 2.5.2) und Streuung nach den Gesetzen der geometrischen Optik (siehe Abschnitt 2.5.3).

Für den *Broken Cloud Effect* sind also Wasserwolken und Cirren günstig, da keine Absorption und viel Streuung, vor allem in Vorwärtsrichtung, auftritt.

2.4.2 Optische Eigenschaften von Wolken

Zu den optischen Eigenschaften von Wolken gehören der Extinktionskoeffizient σ_e , die Einfachstreueralbedo ω_0 und die Streufunktion. Der Extinktionskoeffizient σ_e setzt sich aus dem Absorptionskoeffizienten σ_a und dem Streukoeffizienten σ_s eines Mediums zusammen.

$$\sigma_e = \sigma_a + \sigma_s \quad \left[\frac{1}{\text{m}} \right] . \quad (2.10)$$

Er gibt die Abschwächung der eingestrahnten Energie innerhalb eines Mediums an. Die relative Bedeutung von Streuung und Absorption wird charakterisiert durch die Einfachstreueralbedo ω_0 :

$$\omega_0 = \frac{\sigma_s}{\sigma_e} \quad (2.11)$$

oder

$$\omega_0 = 1 - \frac{\sigma_a}{\sigma_e} . \quad (2.12)$$

Für ω_0 gilt also:

$$1 \geq \omega_0 \geq 0 . \quad (2.13)$$

Die Begrenzung der Einfachstreueralbedo ω_0 auf den größten Wert von 1 folgt aus der Energieerhaltung (siehe auch Lenoble (1993)).

Die Streufunktion gibt die Winkelverteilung der Intensität der gestreuten Strahlung wieder.

2.5 Streuung

Die Art und Weise, mit der wir Streuprozesse physikalisch beschreiben können, hängt von der Wellenlänge der Strahlung und der Größe und Form der Streupartikel ab. In der Atmosphäre findet Rayleigh- und Mie-Streuung (siehe Abbildung 2.3) sowie Streuung nach den Gesetzen der geometrischen Optik statt.

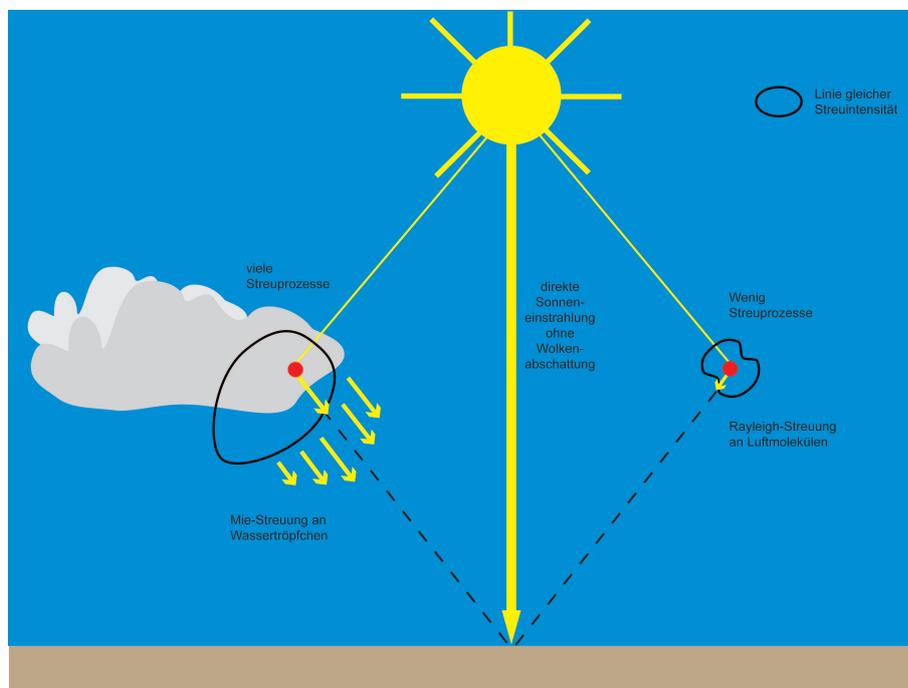


Abbildung 2.3: Streuung in der Atmosphäre

2.5.1 Rayleigh-Streuung

Wenn die Ausdehnung des Streukörpers klein ist gegen die Wellenlänge λ der gestreuten Strahlung, kann man die auftretenden Streuprozesse physikalisch durch die Rayleigh-Streuung beschreiben. Dies ist in der Atmosphäre bei Streuung an Gasmolekülen der Fall.

Die Strahldichte $L(\theta)$ der unter dem Winkel θ gestreuten Strahlung sieht dann in einem Abstand R , wobei $R \gg \lambda$, nach Liou (1980) folgendermaßen aus:

$$L(\theta) = \text{const} \cdot L_0 \frac{1}{R^2} \frac{1}{\lambda^4} (1 + \cos^2(\theta)) . \quad (2.14)$$

L_0 ist die Strahldichte der einfallenden Strahlung und die Konstante hängt von der Polarisierbarkeit des Teilchens an dem gestreut wird ab. Der Rayleigh-Streukoeffizient ist gegeben durch:

$$\alpha_s = \text{const} \cdot \lambda^{-4} , \quad (2.15)$$

wobei λ die Wellenlänge der einfallenden Strahlung ist. Daher wird der blaue Anteil des sichtbaren Lichtes an Gasmolekülen deutlich stärker gestreut als der rote Anteil und der Himmel erscheint blau.

Die Vorwärtsstreuung bei einem unbewölkten Himmel ist geringer als bei einem bewölkten Himmel und der Himmel erscheint dunkler.

2.5.2 Mie-Streuung

An größeren Teilchen, wie z.B. Aerosolen und Wolkentröpfchen, findet Mie-Streuung statt. Exakte Lösungen existieren für wenige hochgradig symmetrische Teilchen. Die Mie-Theorie liefert die Lösung für sphärische Streukörper, in der der Streuquerschnitt nur noch von der Größenverteilung der Streukörper und deren Brechungsindex abhängt. Die Wellenlängenabhängigkeit verschwindet für Partikelradien $r > 10\mu\text{m}$. Die Streuung wird dann weiß wie in Wolken und Nebel und die starke Vorwärtsstreuung begünstigt den *Broken Cloud Effect*.

Zur Untersuchung des *Broken Cloud Effects* im Modell wird ein Strahlungstransportmodell verwendet. In diesem wird von der Mie-Theorie gebrauch gemacht, um die Streuung in den Wolken zu berücksichtigen. Der Effektivradius der Wolkentröpfchen liegt bei einigen μm und ist somit wesentlich größer als die verwendeten Wellenlängen, die von $0.28\mu\text{m}$ bis $1.6\mu\text{m}$ reichen.

2.5.3 Geometrische Optik

Ist der Streukörper nicht mehr kugelförmig (z.B. Eiskristalle und Rußteilchen), dann ist die Mie-Theorie nicht mehr anwendbar. In Fällen, wo selbst die kleinste Ausdehnung des Streukörpers sehr viel größer als die Wellenlänge des einfallenden Lichtes ist, verwendet man die Näherung der geometrischen Optik (Fresnel'sche Formeln, Snellius'sches Brechungsgesetz), um Streuung und Absorption zu beschreiben. Hier ist die Seitwärtsstreuung verstärkt und wirkt somit nicht in besonderem Maße positiv auf den *Broken Cloud Effect*.

2.6 Bodenalbedo

Ist die solare Strahlung zum Erdboden gelangt, so wird sie dort reflektiert und absorbiert. Wie groß der Teil der solaren Strahlung ist, der reflektiert und absorbiert wird, hängt von der Bodenalbedo ab. Die Bodenalbedo ist das Reflexionsvermögen des Untergrundes. Sie ist abhängig von der Beschaffenheit des Bodens. In Tabelle 2.2 ist für einige natürliche Oberflächen das Reflexionsvermögen aufgelistet.

Oberfläche	a in [%]
reiner Neuschnee	75 - 95
Altschnee	40 - 70
Meer, Seen	6 - 12
trockener Sand	25 - 40
nasser Sand	15 - 30
Wälder	10 - 20
Wiesen und Felder	10 - 30

Tabelle 2.2: Das kurzwellige Reflexionsvermögen (Albedo a) von verschiedenen natürlichen Oberflächen, nach Kraus (2008).

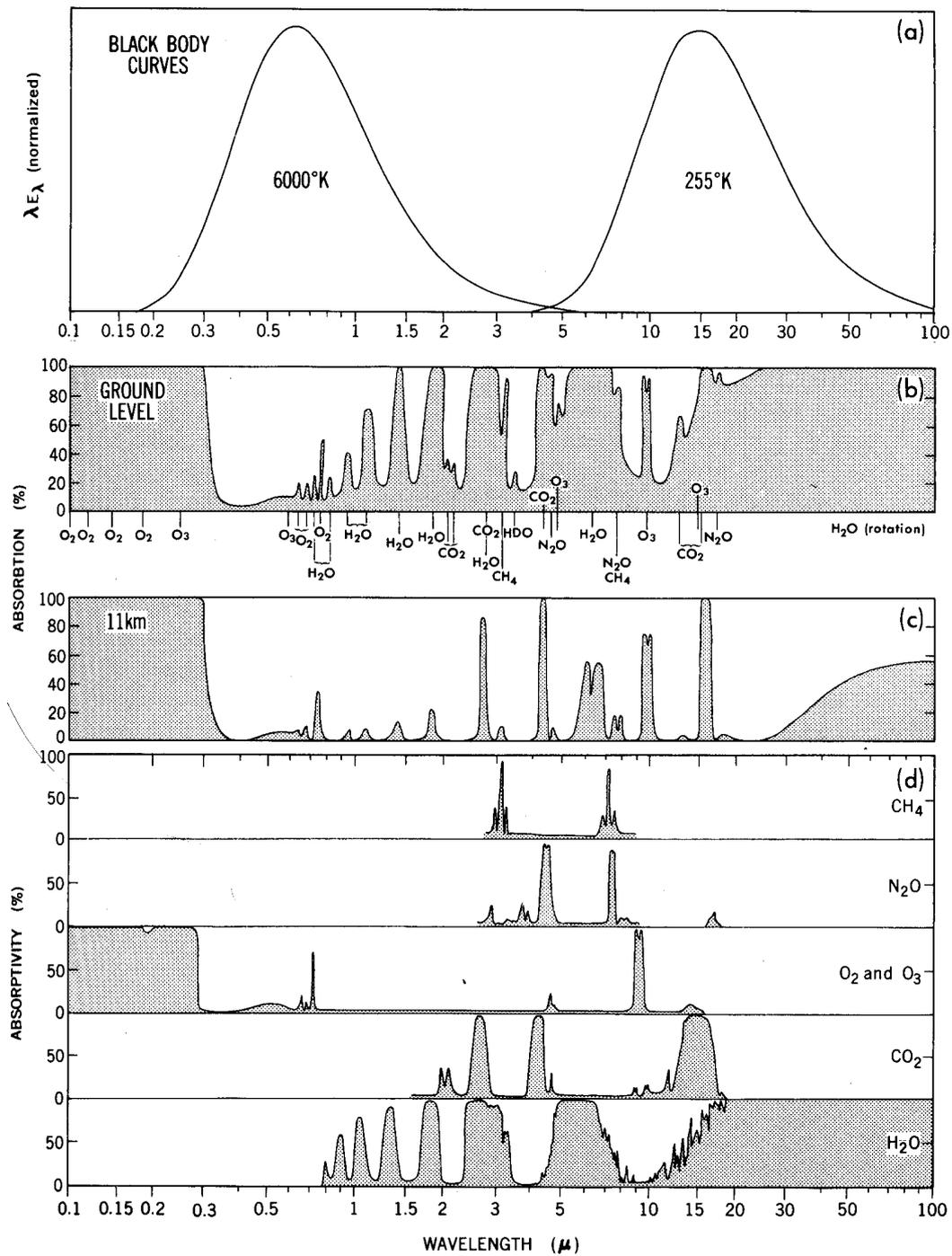


Abbildung 2.2: Spektrale Verteilung der solaren und terrestrischen Strahlung. a) Schwarzkörperstrahlung bei $T_S = 6000$ K und $T_E = 255$ K. Das Integral beider Kurven ist auf 1 normiert. b) Absorption der Solarstrahlung (Sonnenzenithwinkel = 50°) und der terrestrischen Strahlung für die gesamte vertikale Atmosphärenschicht. c) wie b), allerdings für die Schicht oberhalb 11 km. d) Absorptionsspektren verschiedener Gase für die gesamte vertikale Atmosphärenschicht. Aus Bauer et al. (1997).

Kapitel 3

Parametrisierung der solaren Strahlung

Die Parametrisierung der solaren Strahlung erfolgt hier nach Zillman (1972). Kalisch optimierte diese Parametrisierung im Rahmen seiner Diplomarbeit. Die Parametrisierung berücksichtigt die Solarkonstante, den Sonnenzenitwinkel und den Wasserdampfdruck in 2m Höhe sowie den Bedeckungsgrad.

Zunächst wird die solare Einstrahlung für den wolkenfreien Himmel $Q_{SW}(0)$ mit der Transmissivität für die wolkenfreie Atmosphäre T_0 berechnet. Es gilt:

$$Q_{SW}(0) = Q_0 \cdot T_0 = S_0 \cdot \cos \theta \cdot T_0 \quad . \quad (3.1)$$

Die Transmissivität wird von Zillman in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel θ und dem Partialdruck des Wasserdampfes p_w in der untersten Luftschicht berechnet. Da der Wasserdampf eines der Gase ist, das am meisten solare Strahlung in der Atmosphäre absorbiert, ist es wichtig, dass dieser hier berücksichtigt wird. Die Transmissivität T_0 der wolkenfreien Atmosphäre berechnet Zillman (1972) nach:

$$T_0 = \frac{\cos \theta}{(\cos \theta + 2.7)p_w 10^{-3} + 1.085 \cos \theta + 0.1} \quad , \quad (3.2)$$

mit p_w in hPa.

Für die Einstrahlung ergibt sich daher:

$$Q_{SW}(0) = \frac{S_0 \cdot \cos^2 \theta}{(\cos \theta + 2.7)p_w 10^{-3} + 1.085 \cos \theta + 0.1} \quad . \quad (3.3)$$

Zillman berücksichtigt nun noch alle Wolkenbedeckungsgrade N mit dem Wolkenfaktor T_W von Laevastu (1960). Der Wolkenfaktor hängt nicht linear vom Bedeckungsgrad ab. Daher ist die Transmissivität bei geringer und mittlerer Bewölkung noch recht hoch und verringert sich erst bei starker Bewölkung deutlich.

Für den Wolkenfaktor gilt nach Laevastu (1960):

$$T_W = 1.0 - 0.6 \cdot N^3 \quad , \text{ mit } N \in [0, 1] \quad . \quad (3.4)$$

Damit folgt für die Strahlungsparametrisierung:

$$Q_{SW}(N) = Q_{SW}(0) \cdot (1.0 - 0.6 \cdot N^3) \quad . \quad (3.5)$$

Kalisch optimierte diese Formeln in seiner Diplomarbeit, indem er die Gleichung 3.3 zur Berechnung der solaren Einstrahlung $Q_{SW}(0)$ bei wolkenfreiem Himmel und den Wolkenfaktor T_W nach Laevastu (1960) (Gleichung 3.4) in ihrer Struktur erhielt, aber die darin empirisch ermittelten Koeffizienten auf vorhandene Strahlungsdaten anpasste. Dazu variierte er die Parametrisierungskoeffizienten in einem sinnvollen Größenbereich. Tabelle 3 zeigt die Koeffizienten aus den Gleichungen 3.3 und 3.4 und die untersuchten Größenbereiche:

Zillman	Modifikation
2.7	2.2, 2.3, ..., 3.2
1.085	1.050, 1.055, ..., 1.120
0.1	0.0, 0.1, ..., 0.5
0.6	0.54, 0.56, ..., 0.64

Tabelle 3.1: Variation der empirischen Koeffizienten

Zu jeder der 10890 Kombinationen neuer Koeffizienten berechnete Kalisch die Mittelwerte und die Standardabweichungen der Differenzen von Parametrisierung und zeitlich gemitteltem Messwert.

Als bestmöglicher Kompromiss zwischen Reduzierung von Unterschätzung und Standardabweichung der parametrisierten Einstrahlung ergaben sich folgende modifizierte Gleichungen für $Q_{SW}(0)$ und T_W :

$$Q_{SW}(0) = \frac{S_0 \cdot \cos^2 \theta}{(\cos \theta + 2.5)p_w 10^{-3} + 1.120 \cos \theta + 0.1} \quad , \quad (3.6)$$

$$T_W = 1.0 - 0.55 \cdot N^3 \quad , \text{ mit } N \in [0, 1] \quad . \quad (3.7)$$

Später optimierte Kalisch diese Parametrisierung noch einmal für den wolkenfreien Fall. Die daraus resultierenden Koeffizienten werden in dieser Arbeit verwendet, um die kurzwellige Einstrahlung bei wolkenfreiem Himmel zu berechnen und somit die Strahlungserhöhungen quantifizieren zu können. Die verwendete Gleichung für $Q_{SW}(0)$ lautet:

$$Q_{SW}(0) = \frac{S_0 \cdot \cos^2 \theta}{(\cos \theta + 1.5)p_w 10^{-3} + 1.14 \cos \theta + 0.08} \quad . \quad (3.8)$$

Der Term für T_W ist in diesem Fall unwichtig, da der Bedeckungsgrad null ist und damit der Term keine Auswirkungen auf Q_{SW} hat.

Kapitel 4

Messstationen und Messinstrumente

Um unterschiedliche Klimazonen zu berücksichtigen, wurden Daten von dem Forschungsschiff Polarstern, der Nordseeinsel Sylt und den BSRN-Stationen Barrow in Alaska und Lindenberg in Deutschland verwendet. Bei den Daten handelt es sich um Pyranometermessungen, also Daten der Globalstrahlung. Außerdem werden zur Berechnung der solaren Einstrahlung am Boden für den wolkenfreien Fall Lufttemperatur und relative Feuchte in 2m Höhe benötigt.

4.1 Das BSRN

Das **Baseline Surface Radiation Network**, kurz BSRN, ist ein Projekt des World Climate Research Programme (WCRP) und des Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX). Als solches ermittelt es wichtige Veränderungen im Strahlungsfeld an der Erdoberfläche, die mit Klimaveränderungen zusammenhängen können. Zu dem BSRN gehören knapp 40 Messstationen in verschiedenen Klimazonen, die den Bereich von 80°N bis 90°S abdecken (siehe Abbildung 4.1). Dort werden unter anderem direkte und diffuse Strahlung mit der größtmöglichen Genauigkeit und mit einer zeitlichen Auflösung von ein bis drei Minuten aufgezeichnet.

Die Strahlungsdaten werden zusammen mit anderen Standardgrößen der Meteorologie, wie z.B. der Luftfeuchte, Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und -richtung, an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich (ETHZ) gespeichert. Die Datenbank wird momentan allerdings an das Alfred Wegener Institut (AWI) in Bremerhaven verlegt. Welche Größen an den Stationen gemessen werden ist sehr unterschiedlich. Die Basisgrößen sind Globalstrahlung, diffuse Strahlung, direkte Strahlung, langwellige abwärts gerichtete Strahlung und Lufttemperatur, relative Luftfeuchte und Druck auf der Höhe des Messinstrumentes für langwellige Strahlung. Ebenso werden synoptische Beobachtungen von Temperatur, Druck an der Station und auf Meeressniveau, Taupunkt, Windrich-

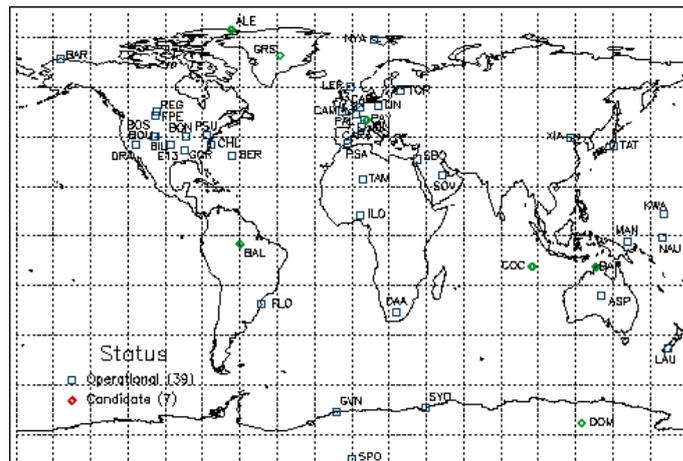


Abbildung 4.1: Übersicht der BSRN-Stationen

tung und -geschwindigkeit, Wetter, totaler Bedeckungsgrad und der Bedeckungsgrad in der unteren und mittleren Schicht, Wolkentypen in unterer, mittlerer und hoher Schicht, Wolkenunterkantenhöhe, Untergrundbedingungen, Schneetiefe, Sturmereignisse, sowie horizontale und vertikale Sichtweite dokumentiert. Zuletzt gehören noch Druckniveau, Höhe, Temperatur, Taupunkt, Ozon, Windrichtung und Windgeschwindigkeit als atmosphärische Messungen zu den Basisgrößen des BSRN. Einige Stationen betreiben zudem noch erweiterte Messungen wie zum Beispiel Strahlungsmessungen in einzelnen Wellenlängenbereichen oder Messungen des Flüssigwasserpfad.



Abbildung 4.2: BSRN-Station in Barrow (Alaska)

4.2 Barrow, Alaska

Die Messstation bei Barrow wurde 1973 gegründet und liegt 8 km westlich von Barrow bei 71.323°N und 203.393°E . Sie ist seit Januar 1992 Mitglied des BSRN und zeichnet so-

mit mit hoher Genauigkeit Messungen der Globalstrahlung auf. Fotos der Station sind in Abbildung 4.2 zu sehen. Es herrscht polares Klima und nur von Juni bis September ist Barrow schneefrei, außerdem wird es aufgrund der Lage in hohen Breiten vom 19. November bis 26. Januar nicht hell und somit können für diesen Zweck in diesem Zeitraum keine sinnvollen Strahlungsmessungen stattfinden. Für diese Arbeit werden Daten von April, Mai und Juni aus den Jahren 2004 und 2005 verwendet. Die Daten sind, wie es im BSRN üblich ist, Minutenmittelwerte.

4.3 Lindenberg

Das Richard-Aßmann-Observatorium des DWD in Lindenberg liegt bei 52.175°N und 14.062°E im Osten Deutschlands. Es wurde 1905 gegründet und ist seit September 1996 eine Station des BSRN. Es herrschen kontinentales Klima und Vegetation vor. Die verwendeten Daten sind von Mai bis September der Jahre 2005 und 2006 und sind auch Minutenmittelwerte. Die Messinstrumente stehen auf dem Dach eines hohen Gebäudes, sodass alle Instrumente so gut wie frei von störenden Einflüssen messen können (Abbildung 4.3).



Abbildung 4.3: Blick vom Dach der Messstation in Lindenberg

4.4 Polarstern

Das Forschungsschiff Polarstern fuhr im November 2007 von Bremerhaven nach Kapstadt. Während der Fahrt wurde unter anderem alle 2 Sekunden die Globalstrahlung

gemessen. Die Borddaten liefern außerdem minütliche Messungen. Hier ist es nicht so einfach möglich die Messinstrumente mit freier Sicht und ohne störende Einflüsse aufzustellen, da der Platz begrenzt ist.



Abbildung 4.4: FS Polarstern



Abbildung 4.5: Dach der Forschungsstation des Instituts für Medizinische Klimatologie auf Sylt, rechts oben: Pyranometerplattform

4.5 Sylt

Auf Sylt bei 54.93°N und 8.31°E gibt es von dem Institut für Medizinische Klimatologie der CAU Kiel eine Messstation, wo unter anderem sekundlich die Globalstrahlung gemessen wird. Die Daten für Mai bis September 2006 und 2007 wurden mir zur Verfügung gestellt. Die Messinstrumente dort stehen auf dem Dach eines Hauses, welches auf einer Düne gelegen ist, sodass möglichst wenige störende Objekte im Messbereich aller Instrumente zu finden sind. Im Gegensatz zur Station in Lindenberg herrscht bevorzugt maritimes Klima.

4.6 Das Pyranometer

Die Globalstrahlung, welche die Summe aus direkter und diffuser Strahlung ist, wird mit Pyranometern gemessen. Im Folgenden wird ein kurzer Einblick in die Funktionsweise eines Pyranometers gegeben. Der schematische Aufbau eines Pyranometers ist in Abbildung 4.6 am Beispiel des CM21 von Kipp und Zonen dargestellt.

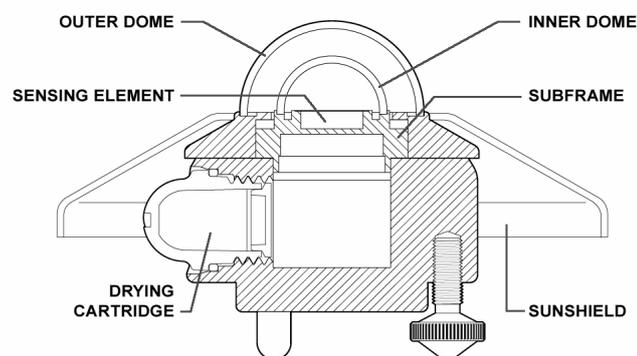


Abbildung 4.6: Aufbau eines CM21 Pyranometers von Kipp und Zonen

Pyranometer messen die Globalstrahlung im sichtbaren Spektralbereich und große Teile des UV und nahen IR im oberen Halbraum. Geschützt wird die Messapparatur durch 2 Halbkugeln aus Glas, dem "inner" und "outer dome". Darunter befindet sich eine schwarze Keramikplatte, die durch die einfallende Strahlung erwärmt wird. Es entsteht ein Wärmeunterschied zwischen der Platte und dem Pyranometerinneren, welcher, mittels einer Thermosäule, bestehend aus bis zu 100 Thermoelementen, in eine Spannung umgewandelt wird, aus der die solare Einstrahlung berechnet wird.

Kapitel 5

Strahlungstransportmodell GRIMALDI

Das in dieser Arbeit verwendete Strahlungstransportmodellpaket GRIMALDI wurde von Scheirer (2001) im Rahmen seiner Dissertation entwickelt. Die Lösung des Strahlungstransportes basiert auf der Monte Carlo Methode. GRIMALDI besteht aus mehreren Fortran-Programmen, die unter anderem Gasabsorptionskoeffizienten Linie für Linie berechnen und einer Eingabedatei, in der man z.B. den Einfallswinkel der solaren Photonen festlegen kann (Beispiel im Anhang).

5.1 Monte Carlo Strahlungstransport

Die Monte Carlo Methode ist eine Möglichkeit zur Berechnung des Strahlungstransportes in einer dreidimensionalen inhomogenen Atmosphäre. Es wird die stochastische Natur der Photonenstreuung genutzt, indem die Streufunktion als Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für die Streuung eines Photons in eine bestimmte Richtung betrachtet wird. Es wird also jedes Photon einzeln betrachtet. Außerdem wird die zurückgelegte Wegstrecke der Photonen durch die Wahrscheinlichkeit, dass ein Photon eine bestimmte optische Dicke durchdringen kann, berechnet. Über den Ort und die Art der Wechselwirkung der Photonen mit dem durchdrungenen Medium, wird das Strahlungsfeld ermittelt. Als Wechselwirkungen sind Absorption und Streuung, also Extinktion, möglich. Der Ort der Wechselwirkung wird über eine verfügbare optische Dicke bestimmt, die jedem Photon beim Start gegeben wird. Diese verfügbare optische Dicke ist gegeben durch (Marshak und Davis (2005)):

$$\Upsilon = -\ln(r) , \quad (5.1)$$

wobei r eine gleichverteilte Zufallszahl ($0 < r < 1$) ist, welche in diesem Fall die Transmis-

sion beschreibt. Es findet eine Wechselwirkung statt, wenn

$$\Upsilon = \sum_i^I s_i \beta_{x_i}(x, y, z) \quad (5.2)$$

gilt. β_{x_i} ist hier der Volumenextinktionskoeffizient in den verschiedenen Modellboxen. Die Schrittweite s_i der Photonenstrünge ist so gewählt, dass genau eine Modellbox durchquert wird. Ist die optische Dicke größer als die verfügbare optische Dicke, wird zu dem Punkt zurückgesprungen, wo beide Werte gleich groß waren.

Findet an einem Ort nun Absorption statt, wird das Photonengewicht mit der Einfachstreueralbedo ω_0 multipliziert. Zur Bestimmung der Richtung eines Streuprozesses wird einmal der isotrope azimutale Streuwinkel Φ direkt über eine gleichverteilte Zufallszahl r nach $\Phi = 360 \cdot r$ ermittelt. Der zenitale Streuwinkel wird mithilfe der lokalen Streufunktion bestimmt. (Für mehr Details siehe Scheirer (2001).)

Das Modellgebiet besteht aus einem Gitter von Modellboxen, die jeweils homogen sind. Um eine Modellbox vollständig zu beschreiben, benötigt man ihre Position und Größe, den Volumenextinktionskoeffizienten β , die Einfachstreueralbedo ω_0 und die Phasenfunktion. Diese Größen sind in den Dateien für die Wolken enthalten, die GRIMALDI benötigt. Diese Wolkendateien stammen z.B. aus dem Wolkenmodell GESIMA.

5.2 Wolkenmodell GESIMA

Die hier verwendeten Wolkendateien stammen unter anderem aus dem Modell GESIMA (Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre). In diesem Modell werden bei der Simulation kleinskaliger Prozesse in der Atmosphäre, die für Wolkenbildung und -zerfall zuständig sind, mikrophysikalische Prozesse mithilfe der Bulk-Parametrisierungen nach Levkov et al. (1992) berücksichtigt. Es wird unterschieden zwischen Wolken- und Regenwasser, Eis und Schnee. Zur Initialisierung des Gebietes werden Radiosondenaufstiege verwendet (Bremen et al. (2002)). In der anschließenden zeitlichen Entwicklung der Wolken, die durch einen künstlichen Wasserdampfüberschuss verstärkt wird, werden die oben genannten Eigenschaften, wie z.B. die Einfachstreueralbedo, für jede Modellbox und jeden Zeitschritt berechnet (Macke et al. (1999)). Durch unterschiedlich ausgedehnte Störungen werden unterschiedliche Wolkenarten modelliert. Setzt man zum Beispiel eine punktuelle Störung an, entsteht ein Cumulus, während bei einer großflächigen Störung Stratus entsteht.

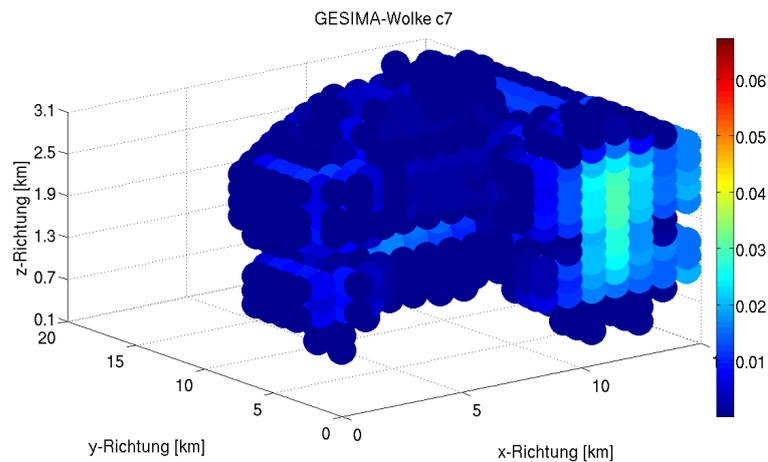


Abbildung 5.1: GESIMA-Wolke c7: 3-dimensionale Darstellung des Extinktionskoeffizienten in $[\frac{1}{m}]$

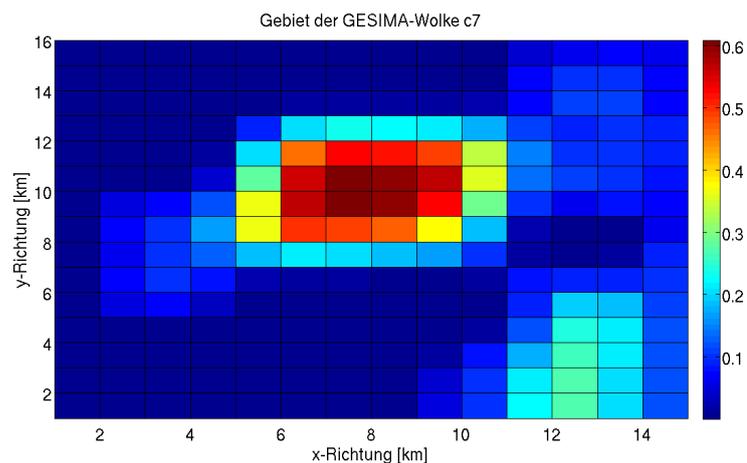


Abbildung 5.2: GESIMA-Wolke c7: Gebiet der Wolke, dargestellt ist die optische Dicke in $[\frac{1}{m}]$

Die in dieser Arbeit verwendete GESIMA-Wolke ist in den Abbildungen 5.1 und 5.2 dargestellt. In Abbildung 5.1 ist die Wolke 3-dimensional gezeigt, in Abbildung 5.2 ist die Wolke von oben bzw. unten, also das Gebiet der Wolke, dargestellt. Es ist jeweils der Extinktionskoeffizient β dargestellt. Für die 3-dimensionale Darstellung ist der Extinktionskoeffizient β für jede Modellbox gezeigt. Für die Aufsicht der Wolke wurde in jeder vertikalen Säule der Extinktionskoeffizient β aufsummiert, es ergibt sich also die optische Dicke. Die Wolke umfasst ein Gebiet von 15km mal 16km und ist 3km hoch. Es handelt sich um eine reine Wasserwolke. Es findet also Mie-Streuung an den Wolkentröpfchen statt.

5.3 INSPECTRO

Von größtem Interesse bei dem Projekt INSPECTRO war die Charakterisierung des dreidimensionalen Feldes der chemisch aktiven Strahlung unter bewölkten Bedingungen. Es wurden 2 Messkampagnen durchgeführt, eine in Norfolk in England und eine in Niederbayern in Deutschland. Es wurden Satelliten-, Flugzeug- und Bodenmessungen kombiniert. Außerdem wurden Simulationen mit dem eindimensionalen Strahlungstransportmodell UVSPEC und dem dreidimensionalen Strahlungstransportmodell MYSTIC durchgeführt. Für mehr Informationen siehe Thiel et al. (2008). Die aus den Messungen in Norfolk resultierende 3D Wolkenverteilung wurde mir freundlicher Weise von R. Scheirer zur Verfügung gestellt. Abbildung 5.3 zeigt dieses Wolkenfeld vom Boden und vom Flugzeug aus fotografiert.



Abbildung 5.3: Bilder des Wolkenfeldes über Norfolk, *links:* vom Boden aus gesehen, *rechts:* vom Flugzeug aus gesehen

Die Wolkendaten sind der effektive Radius (r_{eff}) und der Flüssigwassergehalt (LWC). Aus dem effektiven Radius wurde, mithilfe einer mir von Andreas Macke zur Verfügung gestellten Streufunktionsdatenbank, die Streufunktion ermittelt. Der Extinktionskoeffizient wurde nach Han et al. (1994) wie folgt berechnet:

$$\beta_{\text{ext}} = \frac{3}{2} \frac{\text{LWC}}{\rho_w r_{\text{eff}}} , \quad (5.3)$$

wobei ρ_w die Dichte von Wasser ist.

Abbildung 5.4 zeigt den Extinktionskoeffizienten und die optische Dicke über das gesamte Gebiet auf die gleiche Weise wie es für die Wolke c7 gemacht wurde.

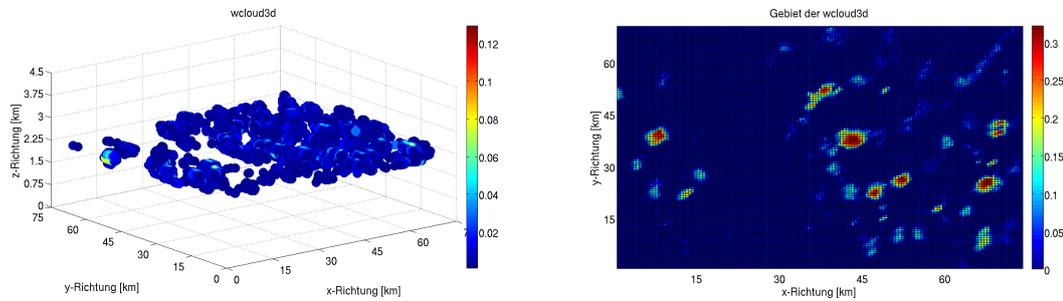


Abbildung 5.4: *links:* Extinktionskoeffizient des Wolkenfeldes über Norfolk für jede Modellbox, *rechts:* Darstellung der optischen Dicke

Zur Berechnung der Strahlungserhöhungen mit GRIMALDI musste, aufgrund von Arbeitsspeicherknappheit, das Gebiet in 4 Teile zerlegt werden. Aus den 4 ca. 30km mal 30km großen Teilen wurden die in Abbildung 5.5 und 5.6 dargestellten ausgewählt. Im Folgenden werden diese beiden Wolkenfelder *wklein1* und *wklein4* genannt. Die anderen 2 Teile beinhalten ähnliche Wolken und ähnliche Bedeckungsgrade, weshalb keine signifikant anderen Ergebnisse, als in den beiden ausgewählten Wolkenfeldteilen, zu erwarten waren.

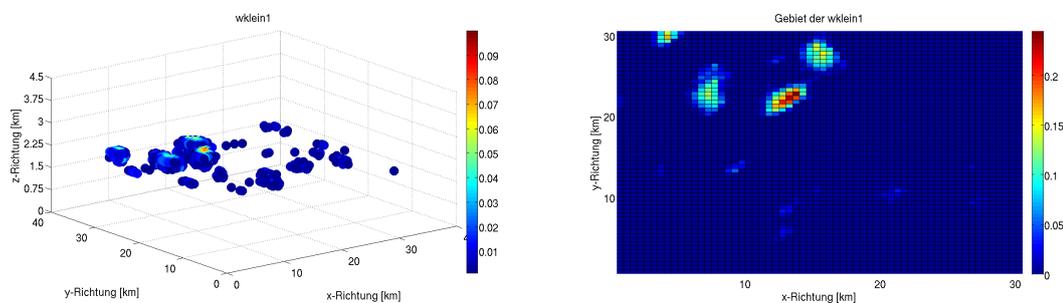


Abbildung 5.5: *links:* Extinktionskoeffizient des Wolkenfeldteils für jede Modellbox, *rechts:* Darstellung der optischen Dicke

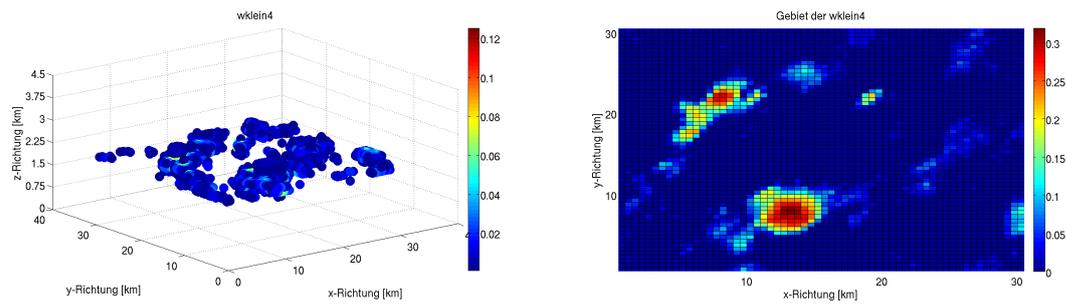


Abbildung 5.6: links: Extinktionskoeffizient des Wolkenfeldteils für jede Modellbox, rechts: Darstellung der optischen Dicke

Kapitel 6

Strahlungserhöhungen aus Beobachtungen

In diesem Kapitel sollen die Messdaten und die daraus resultierenden Strahlungserhöhungen näher untersucht werden.

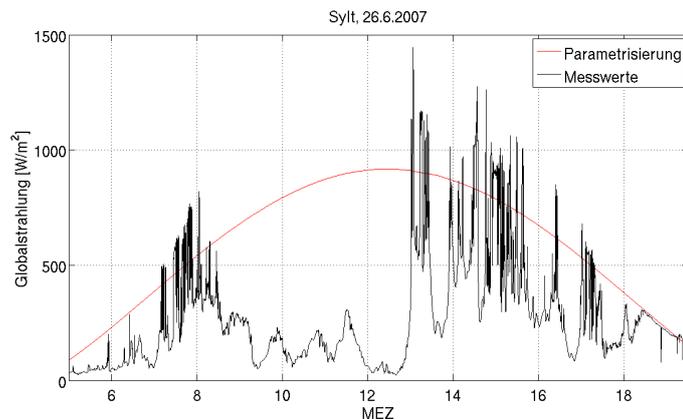


Abbildung 6.1: Tagesgang der solaren Einstrahlung auf Sylt am 26. Juni 2007 und die Strahlungserhöhung um 537 W/m^2 um 13:06 MEZ

Aus den sekundlichen Pyranometerdaten von Sylt ergab sich ein vermutlicher Rekord publizierter Strahlungserhöhung von 537 W/m^2 am 26. Juni 2007. Dies übersteigt die zuletzt von Schade et al. (2007) ermittelte Erhöhung von 522 W/m^2 . Der vollständige Tagesgang der solaren Einstrahlung ist in Abbildung 6.1 dargestellt. Die schwarze Kurve zeigt die gemessene Globalstrahlung, die rote die nach Zillman errechnete theoretisch mögliche Strahlung bei wolkenfreiem Himmel. Die besonders hohe Strahlungserhöhung trat um 13:06 MEZ auf. Auch später am Tag traten Strahlungserhöhungen auf, welche

aber geringer waren. Den Großteil des Tages war es bewölkt, da die Einstrahlung relativ zum unbewölkten Fall stark variiert.

Wie schon beschrieben, hat der Sonnenzenitwinkel einen großen Einfluss auf die am Boden eintreffende kurzwellige Strahlung. Daher wurden in den Abbildungen 6.2 bis 6.4 jeweils Monate mit zumindest ähnlichen Sonnenzenitwinkeln miteinander verglichen. Dies waren für die vorhandenen Daten für Lindenberg und Sylt der September und für Barrow der Mai mit jeweils einem minimalen Zenitwinkel von circa 50° . Zu Vergleichszwecken wurden die Daten von Sylt auch minütlich gemittelt.

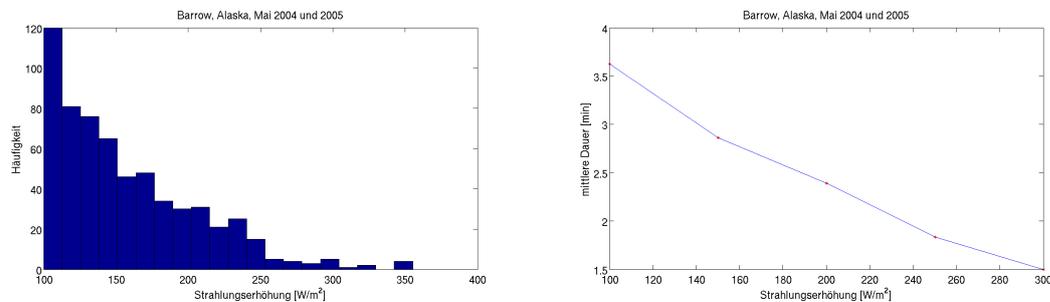


Abbildung 6.2: links: Histogramm der Strahlungserhöhungen, rechts: mittlere Dauer der Strahlungserhöhungen bei einem Sonnenzenitwinkel von minimal 56° bis 50° in Barrow

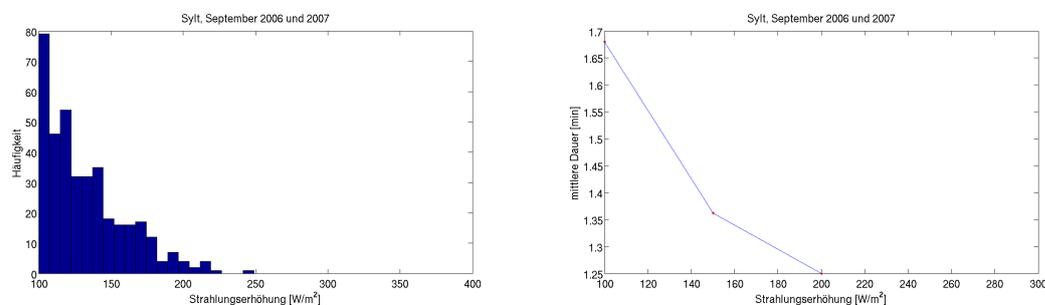


Abbildung 6.3: links: Histogramm der Strahlungserhöhungen, rechts: mittlere Dauer der Strahlungserhöhungen bei einem Sonnenzenitwinkel von minimal 47° bis 56° auf Sylt

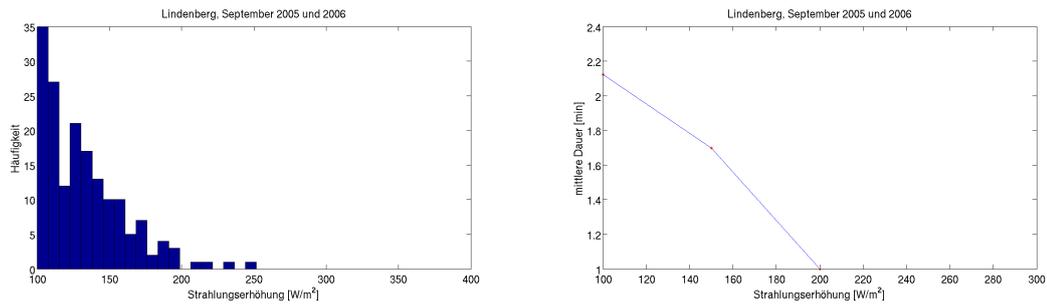


Abbildung 6.4: links: Histogramm der Strahlungserhöhungen, rechts: mittlere Dauer der Strahlungserhöhungen bei einem Sonnenzenitwinkel von minimal 47° bis 56° in Lindenberg

Die Histogramme (Abbildungen 6.2 bis 6.4 links) zeigen wie häufig die Strahlungserhöhungen im Mai 2004 und 2005 in Barrow, im September 2006 und 2007 auf Sylt und im September 2005 und 2006 in Lindenberg vorkamen. Kleine Strahlungserhöhungen von $100W/m^2$ sind am häufigsten und größere Erhöhungen treten weniger häufig auf. In einigen Fällen kommen größere Erhöhungen häufiger vor als kleinere, was allerdings an der geringen Datenmenge liegt und für eine größere Datenmenge seltener vorkommt. Es ergab sich eine maximale Erhöhung von jeweils etwa $250W/m^2$ in Lindenberg und auf Sylt und gut $350W/m^2$ in Barrow (Abbildungen 6.2 bis 6.4 links). Ein Unterschied zwischen Sylt und Lindenberg war in der Größe der Strahlungserhöhungen nicht feststellbar, insofern ist kein großer Unterschied zwischen Landesinnerem und Küste auszumachen. Lediglich scheinen die Bedingungen für das Eintreten des *Broken Cloud Effects* an der Küste günstiger zu sein als im Landesinnern, da es insgesamt häufiger zu Strahlungserhöhungen kommt. Dies könnte an der für das Eintreten des *Broken Cloud Effects* günstigen Bewölkung bei Seewind liegen (siehe dazu Schade (2005)), welche aus "Schönwetter-Cumuli" besteht. In Barrow, mit schneebedecktem Boden, treten die einzelnen Erhöhungen deutlich häufiger auf und sind um fast 50% größer als in Lindenberg mit Vegetation und auf Sylt mit Wasser, Vegetation und Sand als Untergrund.

Betrachtet man die mittlere Dauer der Strahlungserhöhungen (Abbildungen 6.2 bis 6.4 rechts), sieht man, dass die Erhöhungen in Barrow nicht nur größer sind, sondern auch länger andauern. Während z.B. eine Erhöhung um $200W/m^2$ in Barrow bis zu 3 Minuten andauert, hält sie in Lindenberg und auf Sylt nur etwa eine Minute an. Zwischen Sylt und Lindenberg ist wiederum kein großer Unterschied sichtbar. Zu bedenken ist allerdings, dass es sich bei diesen Daten um Minutenmittel der solaren Einstrahlung am Boden handelt und daher auch kleinere und größere Erhöhungen in einen Messwert mit einfließen.

Um die Resultate aus den Beobachtungen mit denen aus dem Strahlungstransportmodell vergleichen zu können, werden im Folgenden prozentuale Strahlungserhöhungen untersucht. Die prozentuale Strahlungserhöhung ist die Strahlungserhöhung in Relation zu der Einstrahlung bei wolkenfreiem Himmel. Für die Auswertung wurden nur Zenitwinkel $\leq 80^\circ$ verwendet, da kleine Erhöhungen morgens und abends große prozentuale Erhöhungen ergeben, allerdings nicht relevant sind für die Betrachtung des *Broken Cloud Effects*. Aus Barrow wurden Daten von April und Mai verwendet, da es in dieser Zeit tagsüber hell wird und um den Einfluss des hellen Untergrundes (in diesen Monaten liegt Schnee) auf die Strahlungserhöhungen zu untersuchen. Von dem FS Polarstern und aus Lindenberg wurden alle zur Verfügung stehenden Daten verwendet. So können gegebenenfalls vorhandene Einflüsse des Untergrundes erkannt werden, hier also Vegetation, Schnee und Wasser. Sylt wurde nicht weiter betrachtet, da keine großen Unterschiede zu Lindenberg zu erwarten waren aus den bisherigen Betrachtungen (Abbildungen 6.3 und 6.4) und da die Summe aus den 3 vorherrschenden Bodenalbeden (siehe Tabelle 2.2) von Wasser, Vegetation und Sand auf Sylt etwa der Bodenalbedo von Vegetation in Lindenberg entspricht.

Die Abbildungen 6.5 bis 6.7 zeigen die Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen relativ zur Gesamtzahl der Messungen in Barrow, Lindenberg und auf dem FS Polarstern. Hier ist zu sehen, dass die einzelnen Strahlungserhöhungen über Schnee (Barrow) deutlich häufiger auftreten als über Land (Lindenberg) und Wasser (FS Polarstern). In Barrow treten Strahlungserhöhungen von circa 10% am häufigsten auf. Zu größeren und kleineren Erhöhungen wird die Häufigkeit geringer. In Lindenberg und auf dem FS Polarstern sind die kleinsten Erhöhungen am häufigsten und größere Erhöhungen kommen fast stetig weniger oft vor. Auf dem FS Polarstern gibt es ein zweites Maximum der Häufigkeit bei 4% Strahlungserhöhung. Allerdings standen von dem FS Polarstern nur ein Monat Daten zur Verfügung, dieses zweite Maximum kann also Zufall sein und in einem anderen Monat nicht auftreten. Es ergaben sich maximale Erhöhung der kurzwelligen Strahlung von gut 50% auf dem FS Polarstern, 70% in Lindenberg und Werte bis maximal 90% in Barrow. Dies ist auf den Einfluss der Bodenalbedo zurückzuführen. Während über Wasser die Erhöhungen verhältnismäßig gering sind, sind sie in Barrow, wo Schnee liegt, sehr groß. Die maximalen Strahlungserhöhungen über grüner Vegetation (Lindenberg) liegen größtmäßig zwischen denen über Meer und Schnee. Die Albedo von Schnee ist im kurzwelligen Strahlungsbereich am größten, für Vegetation geringer und für Wasser am kleinsten (siehe Tabelle 2.2). Eine höhere Albedo bedeutet eine höhere Reflexion und mehr Möglichkeiten für Rückstreuung der reflektierten kurzwelligen Strahlung.

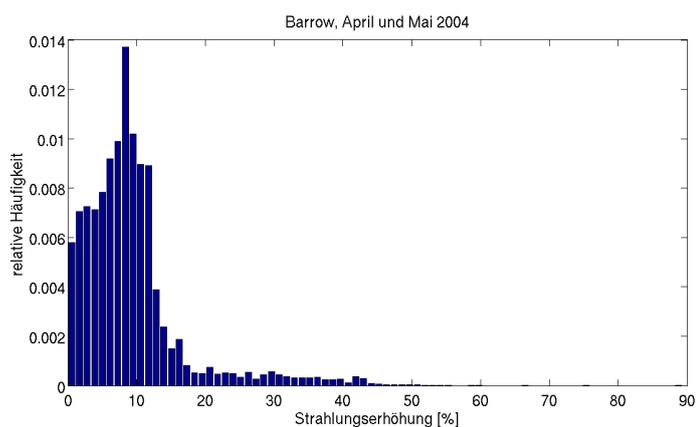


Abbildung 6.5: Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen in Barrow im April und Mai 2004 relativ zur Gesamtzahl der Messungen

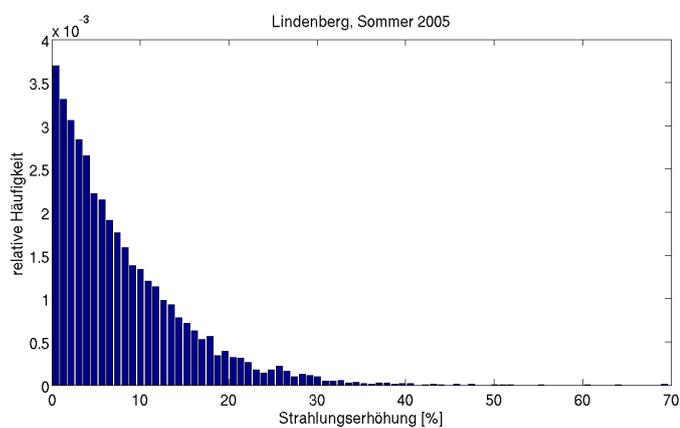


Abbildung 6.6: Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen in Lindenberg im Sommer 2005 relativ zur Gesamtzahl der Messungen

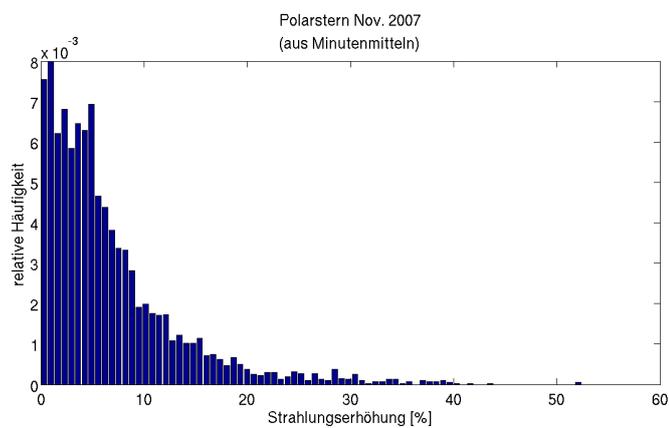


Abbildung 6.7: Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen auf FS Polarstern im November 2007 relativ zur Gesamtzahl der Messungen

Auffällig ist, dass die häufigsten Strahlungserhöhungen in Barrow bei schneebedecktem Untergrund etwa 10% betragen und nicht, wie es in Lindenberg und auf dem FS Polarstern der Fall ist, kleinere Erhöhungen prinzipiell häufiger vorkommen. Nimmt man Daten für Juni hinzu, wo kein Schnee mehr liegt, die Bodenalbedo also geringer ist, bekommt man größere Häufigkeiten bei geringeren Erhöhungen. In Abbildung 6.8 ist dies einmal für das Jahr 2005 dargestellt. Diese Tatsache könnte damit begründet werden, dass durch Schnee nicht so viel solare Strahlung absorbiert wird und somit mehr Strahlung durch Wolken zurückgestreut werden kann und so vor allem größere Erhöhungen auftreten können. Schmilzt der Schnee, dann wird die Absorption solarer Strahlung größer und kleinere Erhöhung treten häufiger auf, da nicht mehr so viel Strahlung zur Erhöhung der Strahlung am Boden zur Verfügung steht.

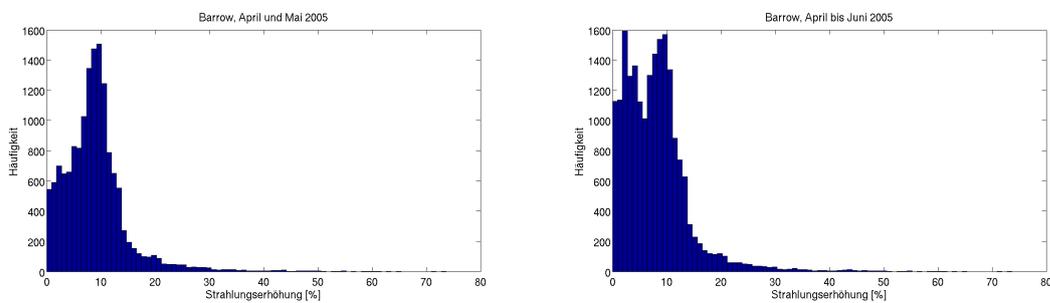


Abbildung 6.8: Histogramm der prozentualen Strahlungserhöhungen in Barrow, **links:** Daten von April 2005 und Mai 2005, **rechts:** Daten von April 2005 bis Juni 2005

Kapitel 7

Strahlungserhöhungen im Modell

In diesem Kapitel sollen die Ergebnisse der Reproduzierbarkeit des *Broken Cloud Effects* mit dem Strahlungstransportmodell GRIMALDI aufgezeigt werden.

Für die Betrachtung des *Broken Cloud Effects* im Modell wurden der UV-Bereich des solaren Spektrums ($0.28\mu\text{m}$ bis $0.4\mu\text{m}$), $0.55\mu\text{m}$ repräsentativ für den sichtbaren Bereich als die Wellenlänge mit maximaler Intensität und $1.6\mu\text{m}$ für den solaren IR-Bereich verwendet. Diese Aufteilung wurde vorgenommen, da die Strahlung in diesen 3 Spektralbereichen unterschiedlich auf den Menschen wirkt. Das IR empfindet der Mensch als Wärme, im sichtbaren Spektralbereich liegt das Maximum der Intensität der solaren Strahlung und das UV verursacht den Sonnenbrand. Aufgrund zu kleinen Arbeitsspeichers und aus Gründen der Rechenzeit, wurde nicht der komplette sichtbare und infrarote Bereich gerechnet. Neben den verschiedenen Spektralbereichen wurden verschiedene Bedeckungsgrade, Bodenalbeden, Sonnenzenit- und Sonnenazimutwinkel betrachtet.

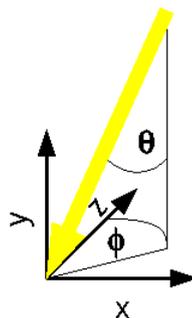


Abbildung 7.1: Richtung der einfallenden Photonen, Sonnenzenitwinkel θ und Sonnenazimutwinkel φ

Abbildung 7.1 zeigt die Richtung des Sonnenzenitwinkels θ und des Sonnenazimutwin-

kels φ . Bei einem Sonnenazimutwinkel von $\varphi = 0^\circ$ kommen die Photonen quasi von Süden in das Modellgebiet, bei $\varphi = 180^\circ$ von Norden, bei $\varphi = 90^\circ$ von Westen und bei $\varphi = 270^\circ$ von Osten. Der Sonnenzenitwinkel entspricht dem bekannten Schema, also bei einem Sonnenzenitwinkel von $\theta = 0^\circ$ kommen die Photonen senkrecht von oben und bei einem Sonnenzenitwinkel von $\theta = 90^\circ$ vom Horizont. Die Bodenalbedo beträgt 0.2, solange es nicht anders erwähnt ist, was in etwa der Bodenalbedo im kurzwelligen Bereich über grüner Vegetation entspricht.

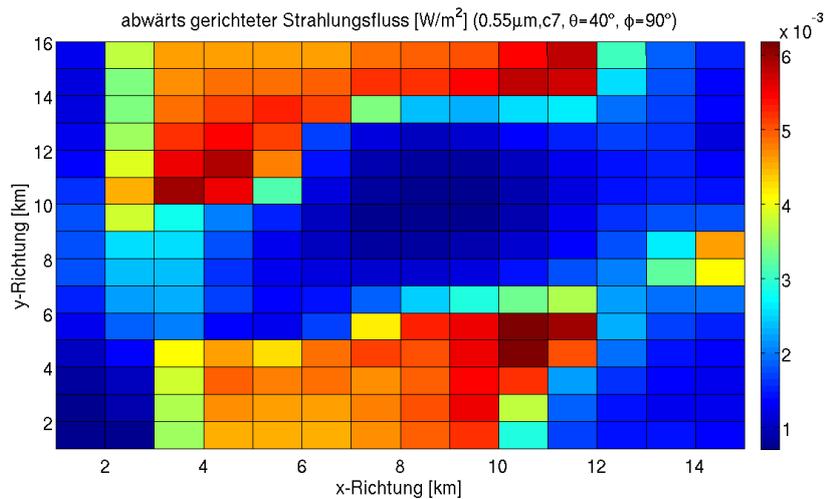


Abbildung 7.2: GRIMALDI-Strahlungsfeld am Boden mit c7-Wolke für Photonen mit $\lambda = 0.55\mu\text{m}$, einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 40^\circ$ und einen Sonnenazimutwinkel $\varphi = 90^\circ$

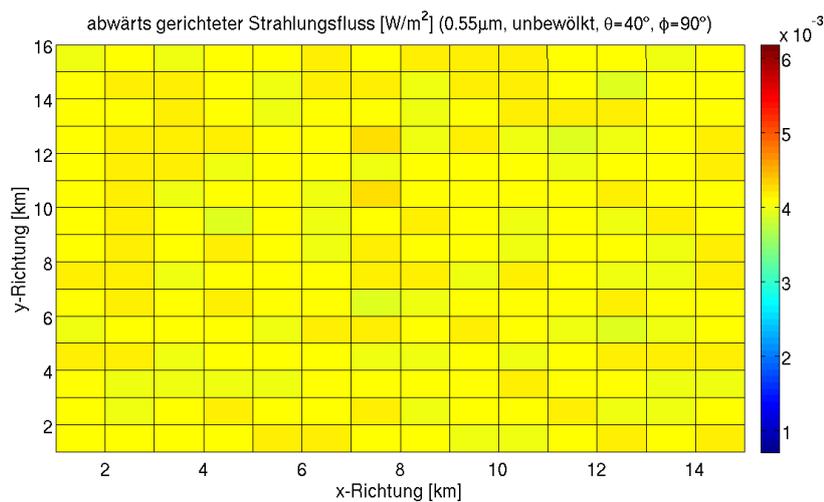


Abbildung 7.3: GRIMALDI-Strahlungsfeld am Boden für den unbewölkten Fall für Photonen mit $\lambda = 0.55\mu\text{m}$, einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 40^\circ$ und einen Sonnenazimutwinkel $\varphi = 90^\circ$

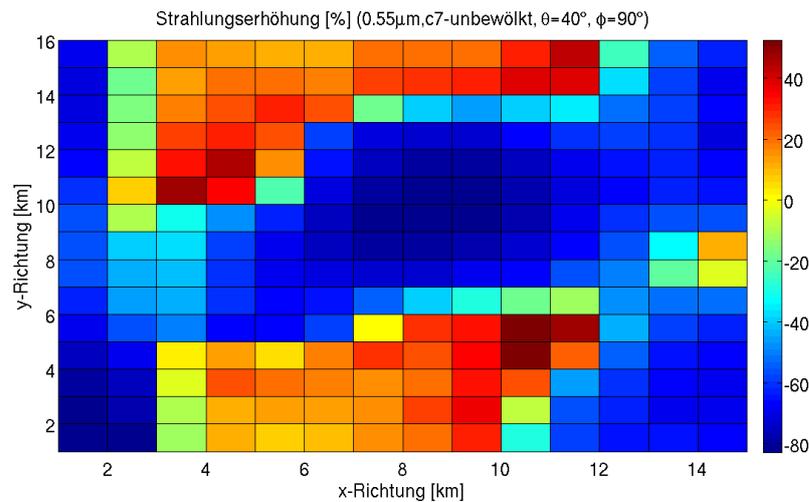


Abbildung 7.4: zu den Abbildungen 7.2 und 7.3 gehöriges Feld der prozentualen Strahlungserhöhungen

Die Strahlungserhöhungen wurden ermittelt, indem das Modell einmal mit eingefügter Wolke und einmal ohne Bewölkung ausgeführt wurde. Es ergeben sich Strahlungsfelder wie in den Abbildungen 7.2 und 7.3 gezeigt. Ein Muster wie man es in etwa erwarten würde entsteht für den Fall mit der Wolke c7 für einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 40^\circ$ und einem Sonnenazimutwinkel von $\varphi = 90^\circ$. Durch Streuung an den Wolkenkanten trifft besonders viel Strahlung westlich der Wolke auf den Boden auf. Im unbewölkten Fall ist das Strahlungsfeld konstant, die Schwankungen sind vernachlässigbar geringes Rauschen des Strahlungstransportmodells. Das Beispiel in den Abbildungen 7.2 und 7.3 ist für eine Wellenlänge von $0.55\mu\text{m}$ berechnet. Im Folgenden werden wieder die Strahlungserhöhungen in Prozent der Strahlung im unbewölkten Fall betrachtet, da für einzelne Wellenlängen bzw. kleine Wellenlängenbereiche, die absoluten Erhöhungen in W/m^2 sehr geringe Werte im Bereich von 10^{-4} ergeben und aufgrund der unterschiedlich breiten Spektralintervalle nicht mit den Ergebnissen aus den Beobachtungen vergleichbar wären. In Abbildung 7.4 sind die aus den Abbildungen 7.2 und 7.3 resultierenden Strahlungserhöhungen dargestellt. Die maximale relative Erhöhung beträgt in diesem Fall 52.6% und trat von der Sonne aus gesehen vor der Wolke auf. Unter der Wolke kommen nur Strahlungsverringerungen relativ zum unbewölkten Fall vor.

7.1 Winkelabhängigkeit der Strahlungserhöhungen

In diesem Unterkapitel wird betrachtet, ob eine Winkelabhängigkeit der maximalen Strahlungserhöhungen besteht. Dazu ist in den Abbildungen 7.5, 7.6 und 7.7 die maximale prozentuale Strahlungserhöhung über den Sonnenzenitwinkel für 4 bzw. 6 Sonnenazimutwinkel gezeigt. In Abbildung 7.5 ist dies für die Wolke c7 für 4 Sonnenazimut-

winkel, in Abbildung 7.6 für das Wolkenfeld wklein1 für 4 Sonnenazimutwinkel und in Abbildung 7.7 für das Wolkenfeld wklein4 für 6 Sonnenazimutwinkel aufgetragen. Für die Wolke c7 (Abbildung 7.5) steigt die maximale prozentuale Strahlungserhöhung mit größer werdendem Sonnenzenitwinkel an, erreicht ein Maximum bei einem Sonnenzenitwinkel von $\theta = 70^\circ$ und fällt für einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 80^\circ$ stark ab. Das Verhalten ist für die 4 betrachteten Sonnenazimutwinkel von $\varphi = 0^\circ, 90^\circ, 180^\circ$ und 270° gleich. Die Erhöhungen für die verschiedenen Sonnenazimutwinkel weichen nicht mehr als gut 10% voneinander ab.

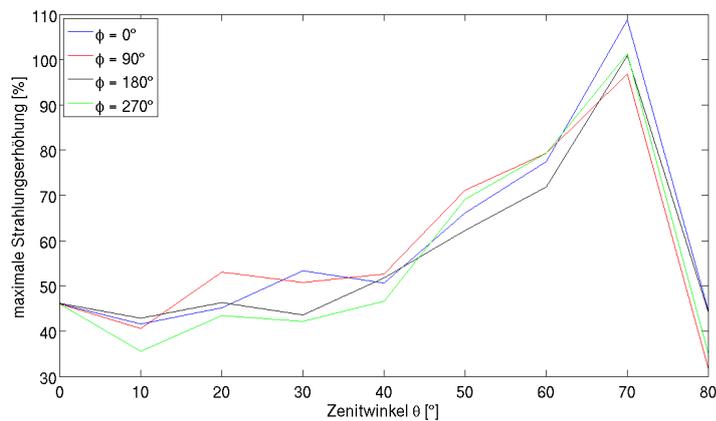


Abbildung 7.5: prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für die Sonnenazimutwinkel $\varphi = 0^\circ, 90^\circ, 180^\circ$ und 270° für die Modellwolke c7 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$

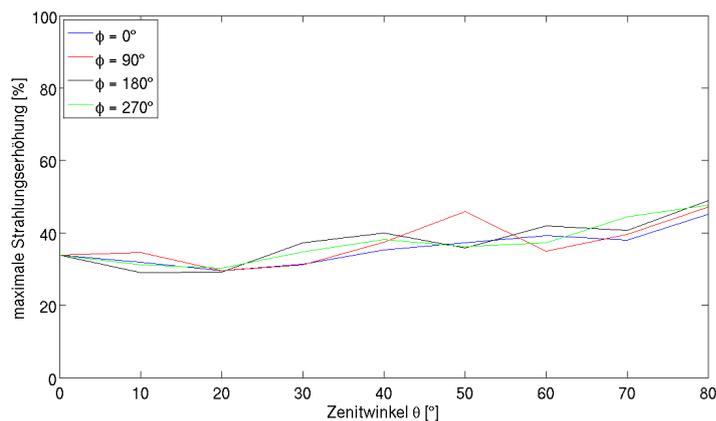


Abbildung 7.6: prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für die Sonnenazimutwinkel $\varphi = 0^\circ, 90^\circ, 180^\circ$ und 270° für das Wolkenfeld wklein1 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$

Für das Wolkenfeld wklein1 wurden dieselben 4 Sonnenazimutwinkel betrachtet (Abbil-

dung 7.6) wie für die Wolke c7. Die maximalen prozentualen Erhöhungen zeigen keine Abhängigkeit vom Sonnenstand. Die Strahlungserhöhungen liegen für alle Sonnenzenit- und Sonnenazimutwinkel zwischen 30% und 50%. Zur Betrachtung der Winkelabhängigkeit für das Wolkenfeld wklein4 wurden die Sonnenazimutwinkel $\varphi = 10^\circ$ und 350° hinzugenommen, da bei einem Sonnenazimutwinkel von $\varphi = 0^\circ$ für einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 50^\circ$ eine signifikant größere maximale prozentuale Strahlungserhöhung auftrat, als bei den anderen Winkelkombinationen. Für alle Winkel (außer $\varphi = 0^\circ$ und $\theta = 50^\circ$) liegen die Erhöhungen zwischen 50% und 70%. Die Erhöhung für $\varphi = 0^\circ$ und $\theta = 50^\circ$ liegt mit 91% als einzige deutlich über 70%. Diese starke Erhöhung wird verursacht durch die Geometrie der Wolke, da sie nur bei einem Sonnenazimutwinkel von $\varphi = 0^\circ$ und nicht mehr bei gering veränderten Sonnenazimutwinkeln von $\varphi = 350^\circ$ und $\varphi = 10^\circ$ auftritt. Um solche zufällig auftretenden ungewöhnlich starken Erhöhungen herauszufiltern, wird im Folgenden meist über die 4 Sonnenazimutwinkel $\varphi = 0^\circ$, $\varphi = 90^\circ$, $\varphi = 180^\circ$ und $\varphi = 270^\circ$ gemittelt. In Kapitel 7.2 wird nicht über die 4 Sonnenazimutwinkel gemittelt, da das dort auftretende Ergebnis für alle 3 Wolken schon für nur einen Sonnenazimutwinkel deutlich sichtbar ist.

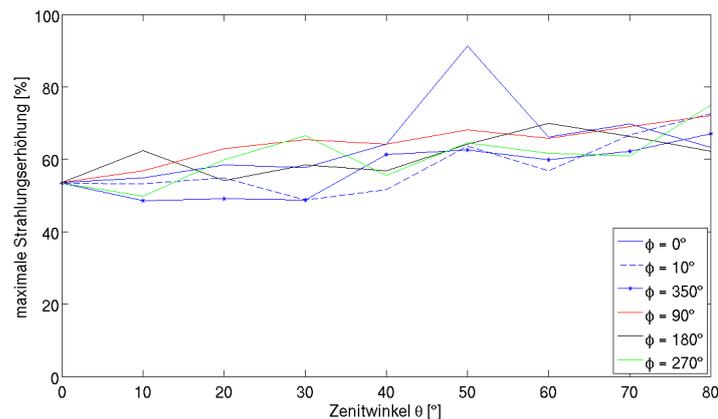


Abbildung 7.7: prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für die Sonnenazimutwinkel $\varphi = 0^\circ, 10^\circ, 90^\circ, 180^\circ, 270^\circ$ und 350° für das Wolkenfeld wklein4 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$

7.2 Änderung der Strahlungserhöhungen mit der Bodenbedo

Ändert man die Bodenbedo im Modell, ändern sich auch die maximalen Strahlungserhöhungen. In Abbildung 7.8 sind dazu die maximalen relativen Strahlungserhöhungen über dem Zenitwinkel für die Wolke c7 für eine Bodenbedo von 0.2 und 0.9 aufgetragen. Eine Bodenbedo von 0.2 im kurzwelligen Strahlungsbereich entspricht dabei der Bodenbedo von Vegetation (z.B. einer Wiese) und 0.9 entspricht frisch gefallenem Schnee (Tabelle 2.2). Der Verlauf der beiden Kurven ist identisch, die maximalen Erhö-

hungen bei einer Bodenalbedo von 0.2 liegen allerdings immer deutlich unter den Werten für eine Bodenalbedo von 0.9. Das Maximum tritt jeweils bei einem Zenitwinkel von 70° auf und beträgt 96.9% für eine Bodenalbedo von 0.2 und 157.6% für eine Bodenalbedo von 0.9.

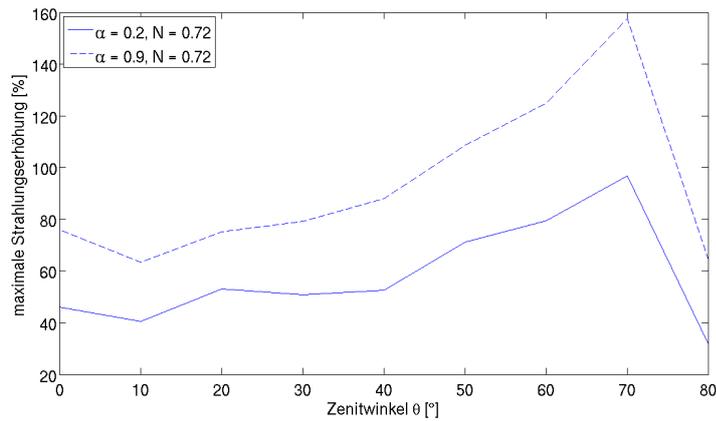


Abbildung 7.8: prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für eine Bodenalbedo von 0.2 und 0.9 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ für die Modellwolke c7

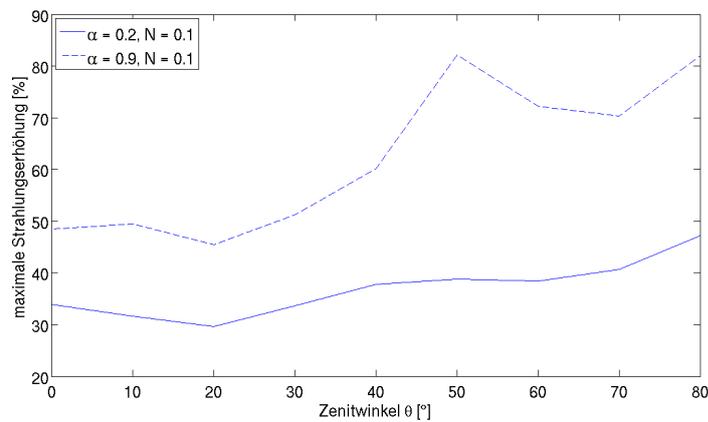


Abbildung 7.9: prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für eine Bodenalbedo von 0.2 und 0.9 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ für das Wolkenfeld wklein1

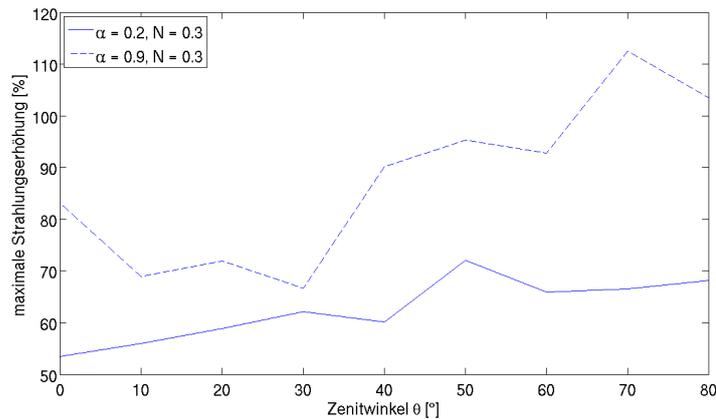


Abbildung 7.10: prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für eine Bodenalbedo von 0.2 und 0.9 und die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ für das Wolkenfeld *wklein4*

Wie für die Wolke *c7*, wurde auch für die beiden Wolkenfelder *wklein1* und *wklein4* die Veränderung der maximalen Strahlungserhöhungen mit sich verändernder Bodenalbedo betrachtet. Dies ist in den Abbildungen 7.9 und 7.10 dargestellt. Für *wklein1* sind die maximalen Strahlungserhöhungen für alle Zenitwinkel für eine Bodenalbedo von 0.9 stets auch deutlich größer als für eine Bodenalbedo von 0.2. Für *wklein4* sind die Erhöhungen für eine Bodenalbedo von 0.9 auch immer höher, allerdings für einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 30^\circ$ nur sehr knapp. Es treten also auch im Modell bei einer größeren Albedo größere Strahlungserhöhungen auf. Im Vergleich der drei Abbildungen (7.8, 7.9 und 7.10) ist deutlich zu erkennen, dass die größte Erhöhung bei dem größten Bedeckungsgrad, also für die Wolke *c7* mit fast 160% Strahlungserhöhung, und die kleinsten Erhöhungen beim geringsten Bedeckungsgrad, also für *wklein1* mit gut 80% Erhöhung, auftreten.

7.3 Strahlungserhöhungen in verschiedenen Wellenlängenbereichen

Nun werden die 3 Wellenlängenbereiche (UV, sichtbarer Bereich und IR) betrachtet. Ein Unterschied in den maximalen Strahlungserhöhungen in den verschiedenen Wellenlängenbereichen ist für die Wolke *c7* in Abbildung 7.11 auszumachen. Die maximalen Strahlungserhöhungen im Ultravioletten ($0.28\mu\text{m}$ bis $0.4\mu\text{m}$), gemittelt über 4 Azimutwinkel, sind für alle Sonnenzenitwinkel θ geringer als die Erhöhungen im Sichtbaren ($0.55\mu\text{m}$) und im Infraroten ($1.6\mu\text{m}$). Das Maximum nehmen alle drei Kurven bei einem Sonnenzenitwinkel von $\theta = 70^\circ$ ein. Die maximale Strahlungserhöhung im UV beträgt in diesem Fall 80%, im Sichtbaren 102% und im IR 108.3%.

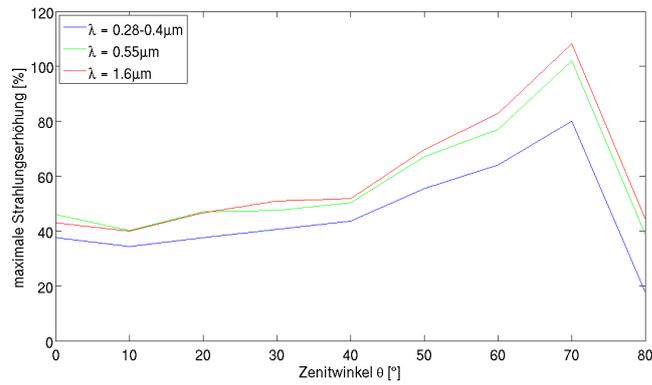


Abbildung 7.11: maximale prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für den UV-Bereich, $0.55\mu\text{m}$ und $1.6\mu\text{m}$ für die Modellwolke c7

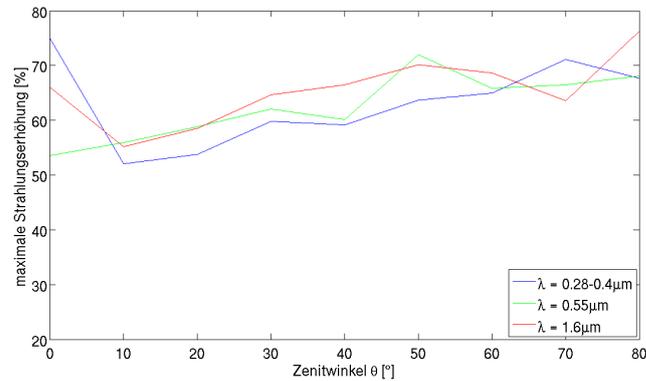


Abbildung 7.12: maximale prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für den UV-Bereich, $0.55\mu\text{m}$ und $1.6\mu\text{m}$ für das Wolkenfeld wklein4

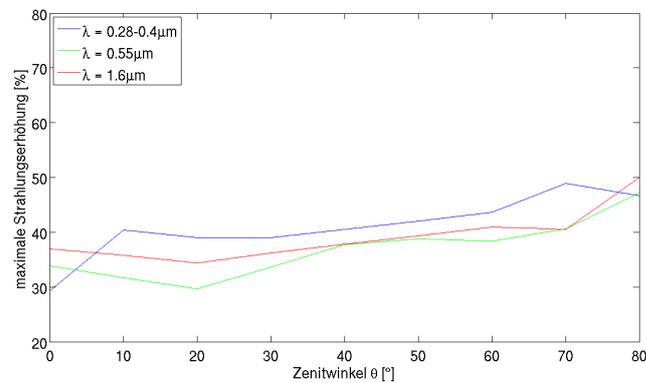


Abbildung 7.13: maximale prozentuale Strahlungserhöhung gegen den Sonnenzenitwinkel θ für den UV-Bereich, $0.55\mu\text{m}$ und $1.6\mu\text{m}$ für das Wolkenfeld wklein1

Durch die Rayleigh-Streuung, die im UV größer ist als im sichtbaren Spektralbereich und im IR, ist die diffuse Strahlung im UV bereits im wolkenfreien Fall höher als bei größeren Wellenlängen und daher sind die Strahlungserhöhungen im UV kleiner. Der Anstieg der maximalen Strahlungserhöhungen mit größerem Sonnenzenitwinkel kann damit begründet werden, dass bei größerem Sonnenzenitwinkel mehr Strahlung auf die Wolkenkanten fällt und somit der diffuse Strahlungsanteil stärker erhöht wird als bei kleinem Sonnenzenitwinkel.

Für die Wolkenfelder w_{klein4} und w_{klein1} ist der Unterschied in den 3 Bereichen des solaren Spektrums in den Abbildungen 7.12 und 7.13 gezeigt. In diesen beiden Fällen sehen die Kurven deutlich anders aus. Für w_{klein4} sind die Erhöhungen im UV meist noch kleiner als in den beiden anderen Bereichen, für einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 70^\circ$ sind die maximalen Strahlungserhöhungen im UV allerdings größer als im Sichtbaren und im IR. Für die 4 Sonnenazimutwinkel φ liegen die maximalen Erhöhungen zwischen 64.3% und 75.8%. Die Größe der Spitze liegt also nicht in einem extremen Ausreißer begründet, sondern ist für alle betrachteten Sonnenazimutwinkel φ relativ groß. Für w_{klein1} sind die maximalen Erhöhungen im UV für fast alle Sonnenzenitwinkel θ minimal größer als im sichtbaren Spektralbereich und im IR.

Der Anstieg der maximalen prozentualen Strahlungserhöhungen mit größer werdendem Sonnenzenitwinkel ist bei w_{klein4} und w_{klein1} nicht mehr so deutlich wie bei $c7$. In den beiden Wolkenfeldern w_{klein4} und w_{klein1} sind die Wolken aber auch wesentlich weniger stark vertikal ausgedehnt, sodass dieser Effekt auch nicht so stark zu erwarten war.

Die Abbildungen 7.12 und 7.13 zeigen eine Umkehr des Verhaltens der maximalen prozentualen Strahlungserhöhungen bei $\theta = 0^\circ$ und $\theta \geq 10^\circ$. Für w_{klein4} und einen Sonnenzenitwinkel von $\theta = 0^\circ$ ist die Erhöhung im UV noch größer als im IR und im sichtbaren Spektralbereich und für $\theta \geq 10^\circ$ kleiner. Der Grund dafür kann sein, dass die Strahlung im UV bereits durch die Rayleigh-Streuung mehr gestreut ist und somit der diffuse Anteil auch bei einem Einfallswinkel der Strahlung von $\theta = 0^\circ$ durch Streuung an den Wolkenkanten von w_{klein4} mehr verstärkt wird als es im sichtbaren Bereich und im IR der Fall ist. Fällt die Strahlung bei einem Sonnenzenitwinkel von $\theta = 10^\circ$ dann nicht mehr senkrecht ein, kommt es durch die Wolken zu mehr Abschattung der direkten Einstrahlung am Boden und dadurch zu einer Verringerung der Wahrscheinlichkeit, dass extreme Strahlungserhöhungen auftreten. Für größere Sonnenzenitwinkel kommt es dann zu mehr Streuung, da mehr Strahlung auf die Wolkenkanten trifft, und somit kommt es wieder zu geringfügig größeren Erhöhungen.

Für die Abbildung 7.13 ist auch eine Umkehr des Verhaltens von einem Sonnenzenitwinkel von $\theta = 0^\circ$ hin zu größeren Sonnenzenitwinkeln sichtbar, allerdings ist diese sehr klein und nicht für alle der 4 Sonnenazimutwinkel, über die gemittelt wurde, zu beob-

achten.

Im Folgenden wird die Häufigkeit der Strahlungserhöhungen betrachtet. Zur Erstellung eines Histogramms der Strahlungserhöhungen, für eine Wellenlänge von $0.55\mu\text{m}$, wurden die Strahlungserhöhungen aus allen Modellboxen am Boden für die Berechnungen aus 4 Sonnenazimutwinkeln $\varphi = 0^\circ$, $\varphi = 90^\circ$, $\varphi = 180^\circ$ und $\varphi = 270^\circ$ und alle Sonnenzenitwinkel von $\theta = 0^\circ$ bis $\theta = 80^\circ$ in 10° -Schritten verwendet, um möglichst viele Daten zu erhalten. Das daraus resultierende Histogramm der relativen Häufigkeiten ist in Abbildung 7.14 gezeigt. Es ist die gleiche Form wie bei den aus den Messwerten resultierenden Histogrammen (Abbildungen 6.5 bis 6.7) erkennbar, da die Wellenlänge $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ repräsentativ für breitbandige Messungen ist. Zu Vergleichszwecken ist das Histogramm der Strahlungserhöhungen in Lindenberg (Abbildung 6.6) noch einmal in Abbildung 7.15 gezeigt. Es gibt also eine prozentuale Strahlungserhöhung, die am häufigsten vorkommt und größere und kleinere Erhöhungen werden immer seltener. Im Vergleich zu dem Histogramm aus den Messwerten in Lindenberg tritt für die Wolke c7 und eine Wellenlänge von $\lambda = 0.55\mu\text{m}$ eine Verschiebung der Häufigkeiten zu größeren Strahlungserhöhungen auf.

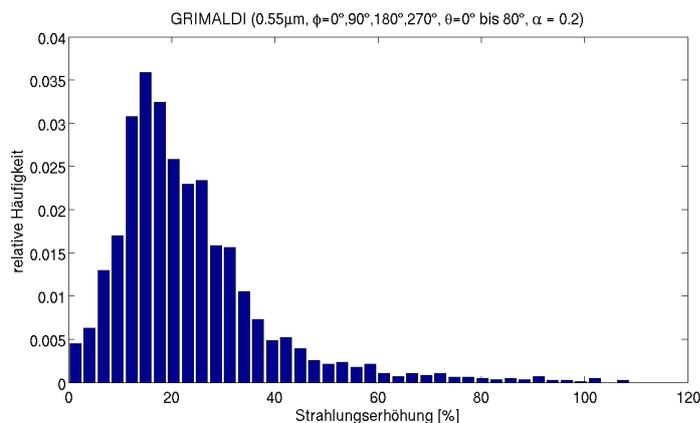


Abbildung 7.14: Histogramm der Strahlungserhöhungen für eine Wellenlänge von $0.55\mu\text{m}$ und eine Bodenalbedo von 0.2 für die Modellwolke c7

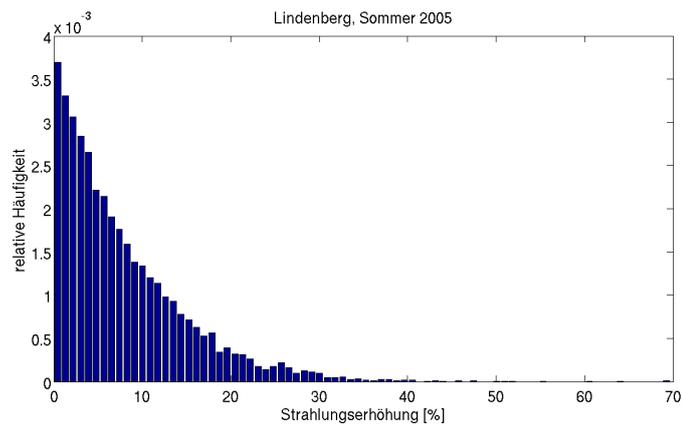


Abbildung 7.15: Häufigkeit der prozentualen Strahlungserhöhungen in Lindenberg im Sommer 2005 relativ zur Gesamtzahl der Messungen

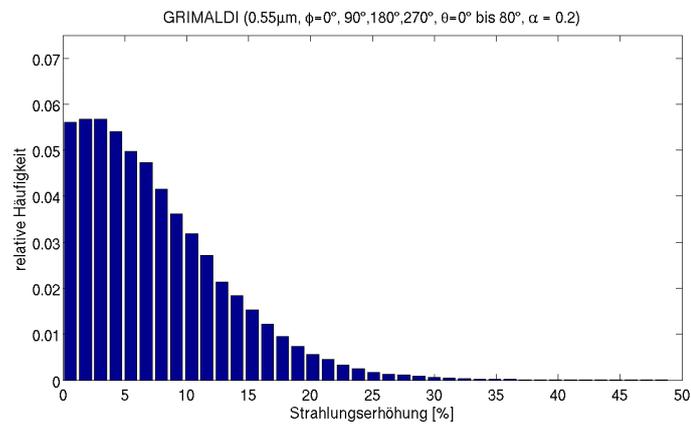


Abbildung 7.16: Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von 0.55 μm und eine Bodenalbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein1

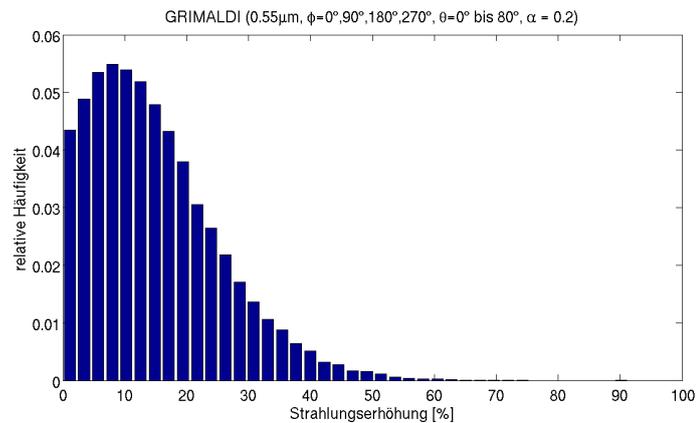


Abbildung 7.17: Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von 0.55 μm und eine Bodenalbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein4

Neben der Wolke c7, wurden auch wieder wklein1 und wklein4 verwendet. Die daraus resultierenden Häufigkeitsverteilungen der relativen Strahlungserhöhungen sind in den Abbildungen 7.16 und 7.17 zu sehen. Für wklein1 sind sehr kleine Erhöhungen am häufigsten und größere Erhöhungen weniger häufig. Mit wklein4 kommen Strahlungserhöhungen von etwa 10% am häufigsten vor. Die Histogramme für wklein1 und wklein4 sind wesentlich glatter als das Histogramm für c7, da hier mehr Daten eingehen, da wklein1 und wklein4 aus wesentlich mehr Modellboxen bestehen und somit bei der Berechnung der Histogramme extreme Werte herausgemittelt werden. Die Verschiebung der am häufigsten auftretenden prozentualen Strahlungserhöhung mit kleinerem Bedeckungsgrad zu kleineren Erhöhungen ist die Folge daraus, dass bei einem kleineren Bedeckungsgrad nicht mehr so viele Wolken zur Streuung der Strahlung zur Verfügung stehen und somit größere Erhöhungen seltener werden.

Histogramme dieser Art wurden auch jeweils für den UV-Bereich und die Wellenlänge $1.6\mu\text{m}$ im IR-Bereich erstellt (siehe Abbildungen 7.18 bis 7.21). Die Form der Histogramme ist wieder denen aus den Messungen mit dem Pyranometer ähnlich, obwohl der UV-Bereich und eine Wellenlänge von $\lambda = 1.6\mu\text{m}$ im IR nicht repräsentativ für breitbandige Messungen gesehen werden können.

Für die Wolke c7 (Abbildungen 7.14, 7.18 und 7.19) fällt auf, dass die einzelnen Strahlungserhöhungen im IR- und im sichtbaren Bereich geringfügig häufiger auftreten als im UV. Insgesamt kommt es im UV zu 28.91%, im Sichtbaren zu 29.54% und im IR zu 29.66% zu Strahlungserhöhungen. Zudem ist ebenfalls sichtbar, dass die maximal auftretenden Strahlungserhöhungen im UV am kleinsten und im IR am größten sind.

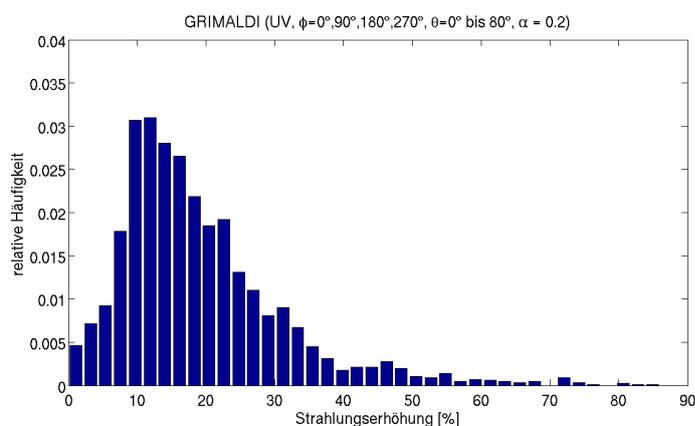


Abbildung 7.18: Histogramm der Strahlungserhöhung für den UV-Bereich und eine Bodenbedeckung von 0.2 für die Wolke c7

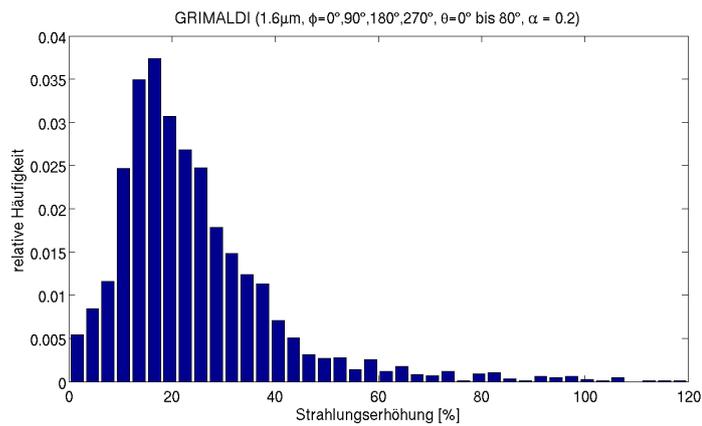


Abbildung 7.19: Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von 1.6µm und eine Bodenalbedo von 0.2 für die Wolke c7

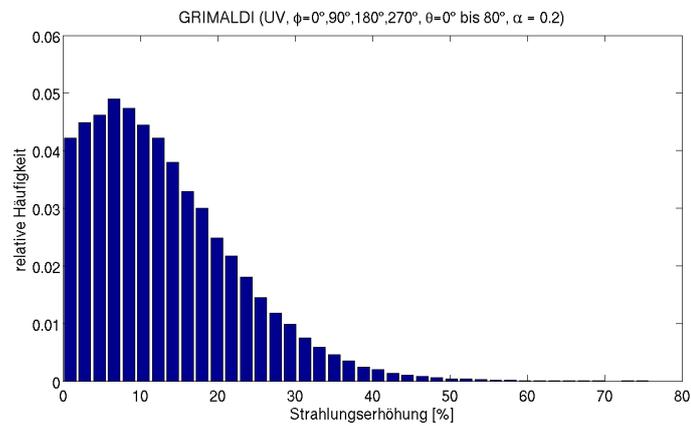


Abbildung 7.20: Histogramm der Strahlungserhöhung für den UV-Bereich und eine Bodenalbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein4

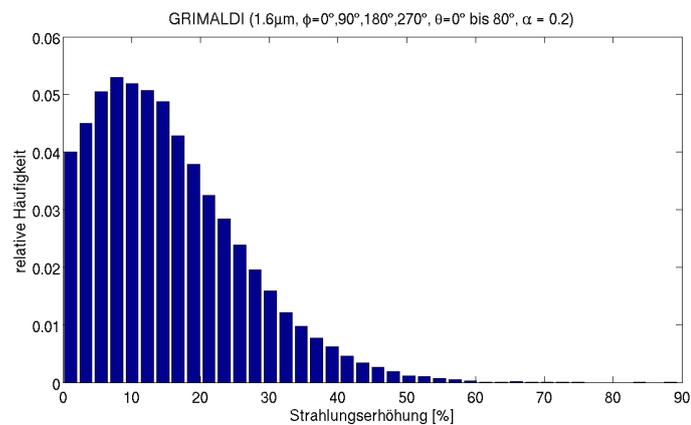


Abbildung 7.21: Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von 1.6µm und eine Bodenalbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein4

Schon Lovengreen et al. (2005) erhielten aus Strahlungsmessungen in Chile im UV- und im sichtbaren Spektralbereich das Resultat, dass Strahlungserhöhungen im Sichtbaren häufiger auftreten und größer sind als im UV. Messungen im IR-Bereich wurden leider keine durchgeführt bzw. veröffentlicht.

Für *wklein4* und *wklein1* ist mit bloßem Auge nicht mehr so deutlich auszumachen, in welchem Spektralbereich die einzelnen Strahlungserhöhungen am häufigsten auftreten. Die Unterschiede in den Spektralbereichen sind teilweise sehr viel geringer. Für *wklein4* (Abbildungen 7.17, 7.20 und 7.21) sind die maximalen Strahlungserhöhungen im UV geringer als im Sichtbaren und im IR. Auch die Häufigkeit der Erhöhungen sind im UV nicht ganz so groß wie in den beiden anderen Bereichen. Insgesamt kommt es im UV zu 54.89% zu Strahlungserhöhungen, im Sichtbaren zu 58.79% und im IR zu 59.28%.

Für *wklein1* (Abbildungen 7.16, 7.22 und 7.23) mit einem Bedeckungsgrad von 0.1 ist dies allerdings nicht mehr der Fall. Dort sind die einzelnen Erhöhungen im UV oft genauso häufig oder sogar häufiger als im Sichtbaren und im IR. Zudem treten auch größere Erhöhungen im UV auf. Insgesamt kommt es allerdings im UV zu 52.78% zu Strahlungserhöhungen, im Sichtbaren zu 56.4% und im IR zu 56.86%. Insgesamt ist es also auch bei dieser Wolke so, dass es im UV mit einer kleineren Wahrscheinlichkeit zu Strahlungserhöhungen kommt als im Sichtbaren und im IR. Der Unterschied zwischen der Häufigkeit der Erhöhungen im Sichtbaren und im IR ist für alle 3 Wolken relativ gering.

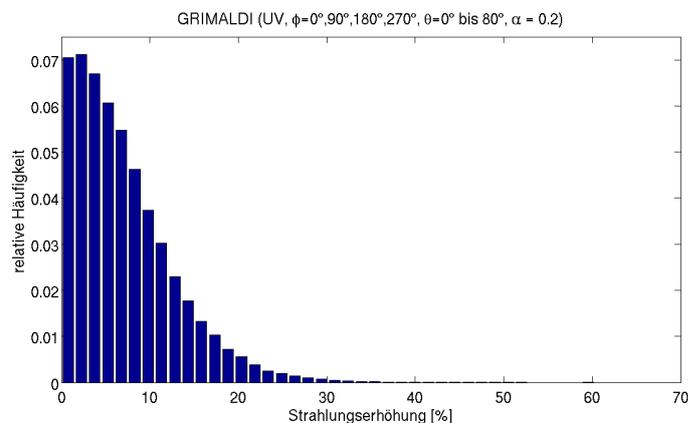


Abbildung 7.22: Histogramm der Strahlungserhöhung für den UV-Bereich und eine Bodenabedeckung von 0.2 für das Wolkenfeld *wklein1*

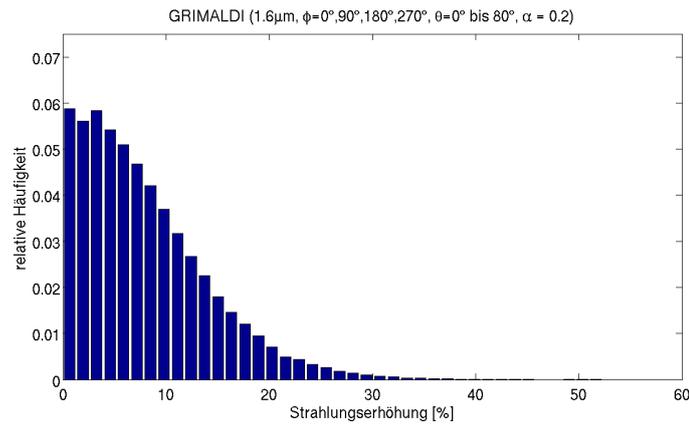


Abbildung 7.23: Histogramm der Strahlungserhöhung für eine Wellenlänge von 1.6µm und eine Bodenalbedo von 0.2 für das Wolkenfeld wklein1

Die Tatsache, dass die Strahlungserhöhungen im UV bei einem relativ großen Bedeckungsgrad (c7 mit einem Bedeckungsgrad von 0.72 und wklein4 mit einem Bedeckungsgrad von 0.3) kleiner sind und insgesamt seltener auftreten als im sichtbaren Spektralbereich und im IR, liegt darin begründet, dass die Strahlung im UV durch die Rayleigh-Streuung in der Atmosphäre bereits im wolkenfreien Fall mehr gestreut ist und somit der diffuse Anteil der Strahlung durch die Streuung an den Wolken nicht mehr ganz so stark vermehrt wird wie für sichtbare Wellenlängen und das IR. Durch die bereits stärkere diffuse Streuung im UV kann dann aber im Vergleich zur sichtbaren und infraroten Wellenlänge bei einem kleinen Bedeckungsgrad (wklein1 mit einem Bedeckungsgrad von 0.1) an den wenigen Wolkenkanten mehr Streuung im UV stattfinden und so können die einzelnen Erhöhungen größer werden und häufiger auftreten als im sichtbaren Spektralbereich und im IR.

Aufgrund dieser Unregelmäßigkeit in den verschiedenen Spektralbereichen wurden die Strahlungserhöhungen noch näher untersucht. Dazu wurden hier zwei Felder der Strahlungserhöhungen im Sichtbaren mit den entsprechenden (d.h. gleiche Bedingungen wie z.B. Einfallswinkel und Bodenalbedo) im UV und IR verglichen. Es wird unterschieden zwischen Strahlungserhöhung und Strahlungsverringerung relativ zur Einstrahlung im wolkenfreien Fall (Abbildungen 7.25 bis 7.27 und 7.29 bis 7.31). In den rot gekennzeichneten Modellboxen kam es zu Strahlungserhöhungen und in den blau gekennzeichneten kam es zu Strahlungsverringerungen. Modellboxen in denen die Strahlungsveränderungen kleiner als $\pm 5\%$ sind wurden als Boxen betrachtet, in denen keine Strahlungsveränderungen relativ zur wolkenfreien Einstrahlung auftraten, um mögliche Ungenauigkeiten herauszufiltern. Diese Felder ohne signifikante Strahlungsveränderung sind weiß dargestellt.

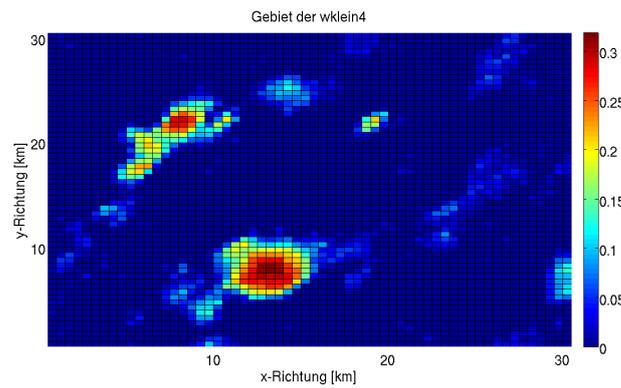


Abbildung 7.24: Gebiet des Wolkenfeldes wklein4, dargestellt ist die optische Dicke

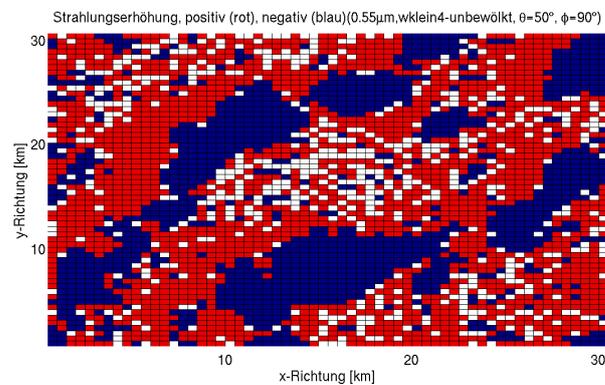


Abbildung 7.25: Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\phi = 90^\circ$ im sichtbaren Spektralbereich für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2

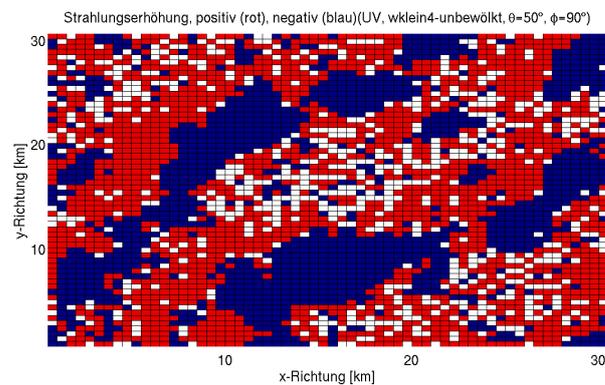


Abbildung 7.26: Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\phi = 90^\circ$ im UV für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2

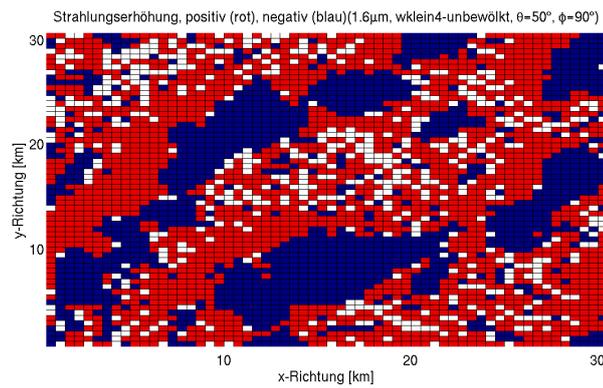


Abbildung 7.27: Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im IR für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2

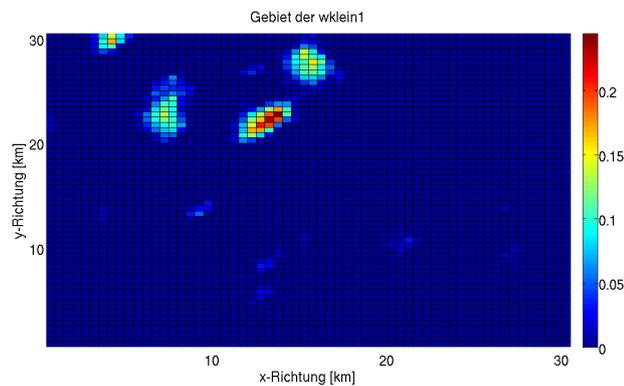


Abbildung 7.28: Gebiet des Wolkenfeldes wklein1, dargestellt ist die optische Dicke

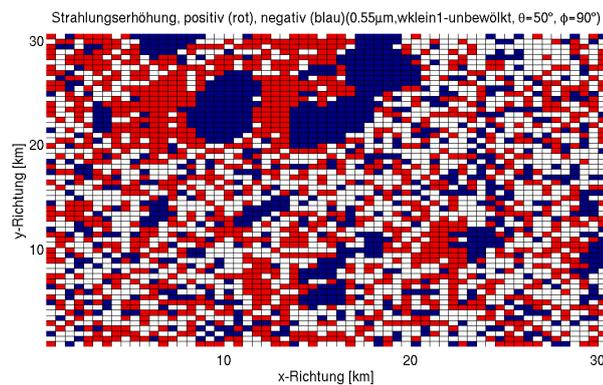


Abbildung 7.29: Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im sichtbaren Spektralbereich für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2

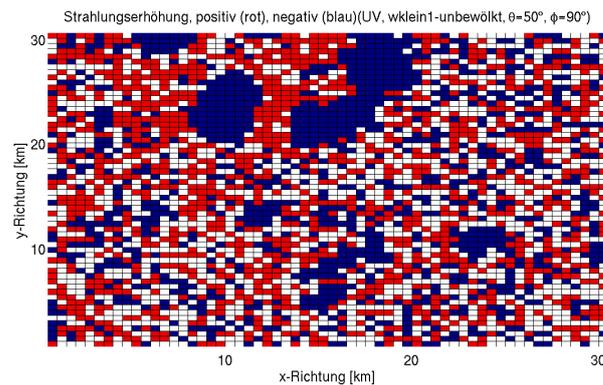


Abbildung 7.30: Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im UV für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2

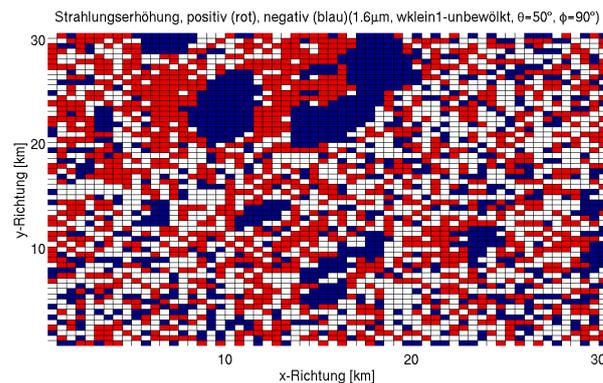


Abbildung 7.31: Strahlungserhöhungen (rot), Strahlungsverringerungen (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\varphi = 90^\circ$ im IR für wklein1 bei einer Bodenalbedo von 0.2

Je zwei dieser Felder für sichtbares Licht, IR und UV werden dann multipliziert (Abbildung 7.32 bis 7.37) und die Extremfälle in denen im einen Spektralbereich Erhöhung und im anderen Verringerung der Strahlung stattfindet einzeln betrachtet. Modellboxen in denen die Strahlung für die zu vergleichenden Spektralbereiche in beiden Bereichen erhöht oder in beiden Bereichen verringert ist, sind als rote Felder dargestellt. Modellboxen in denen die Strahlung entgegengesetzt beeinflusst wird, also im einen Bereich erhöht und im anderen verringert ist, sind als blaue Felder dargestellt. Felder in denen keine Beeinflussung der Strahlung stattfindet, sind weiß gekennzeichnet.

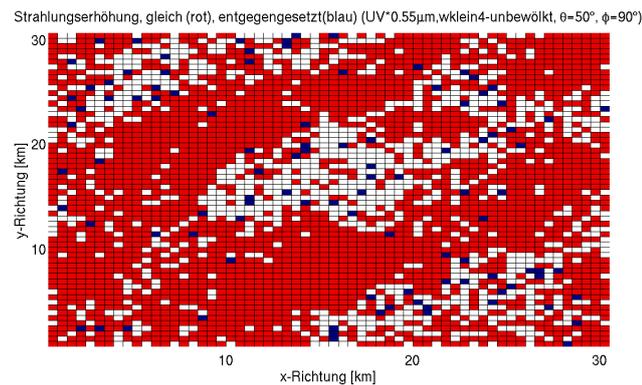


Abbildung 7.32: Sichtbarer Spektralbereich und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\phi = 90^\circ$ für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2

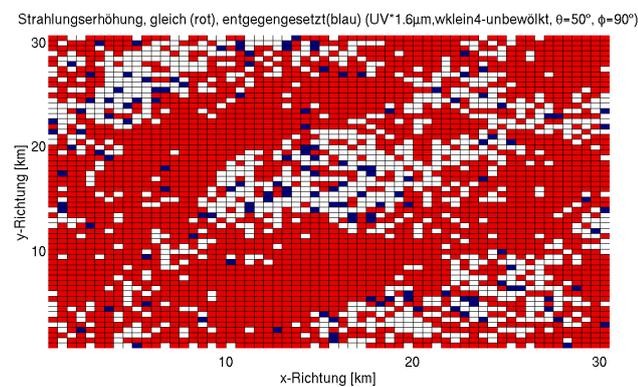


Abbildung 7.33: IR und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\phi = 90^\circ$ für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2

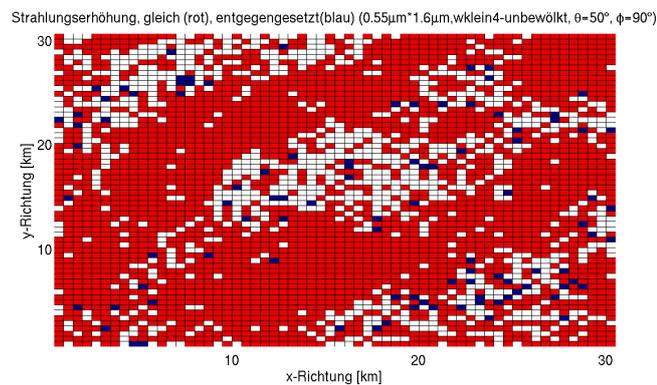


Abbildung 7.34: Sichtbarer Spektralbereich und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\phi = 90^\circ$ für wklein4 bei einer Bodenalbedo von 0.2

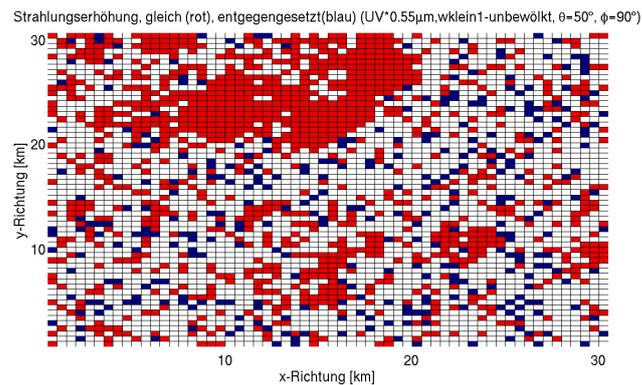


Abbildung 7.35: Sichtbarer Spektralbereich und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\phi = 90^\circ$ für wklein1 bei einer Bodenbedo von 0.2

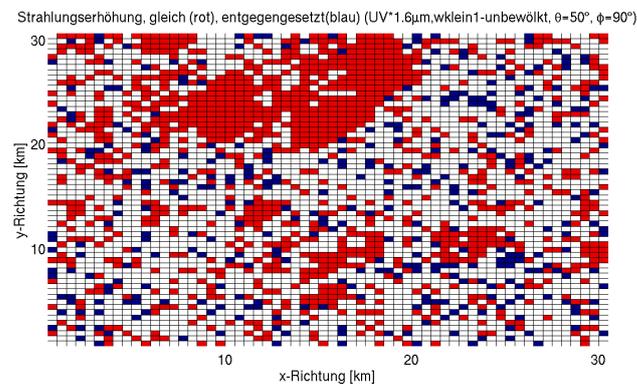


Abbildung 7.36: IR und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\phi = 90^\circ$ für wklein1 bei einer Bodenbedo von 0.2

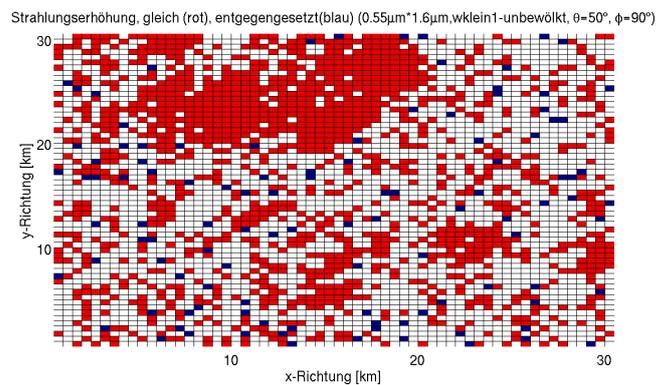


Abbildung 7.37: Sichtbarer Spektralbereich und UV im Vergleich: gleiche (rot), entgegengesetzte (blau) und Strahlungsveränderungen kleiner 5% (weiß) für $\theta = 50^\circ$ und $\phi = 90^\circ$ für wklein1 bei einer Bodenbedo von 0.2

Der Vergleich der Strahlungsveränderungen im UV und im Sichtbaren relativ zum unbeeinträchtigteten Fall (Abbildungen 7.42 und 7.46) ergab in insgesamt 444 von 7442 Modellboxen entgegengesetzte Strahlungsveränderungen im Sichtbaren und im UV. In 277 Boxen war dabei die Strahlung im Sichtbaren erhöht und im UV verringert und in 167 Boxen die Strahlung im UV erhöht und im Sichtbaren verringert. Allerdings traten 340 dieser Gegensätze bei dem Wolkenfeld *wklein1* und nur 104 bei *wklein4* auf. Der Vergleich von UV und IR (Abbildungen 7.43 und 7.47) ergab in 534 Boxen unterschiedliche Strahlungsveränderungen. In 302 Boxen war die Strahlung im IR erhöht und im UV verringert und in 212 Boxen die Strahlung im UV erhöht und im IR verringert. Wiederum trat der Großteil dieser Gegensätze bei *wklein1* (369 Boxen) und nur ein geringer Teil bei *wklein4* (145 Boxen) ein. Im Vergleich zwischen infraroter und sichtbarer Wellenlänge (Abbildungen 7.44 und 7.48) gab es nur 215 Boxen mit entgegengesetzten Strahlungsveränderungen. Wobei es kaum Unterschiede in der Anzahl der Boxen mit entgegengesetzten Strahlungsveränderungen zwischen den Wolkenfeldern (101 bei *wklein4* und 114 bei *wklein1*) gab. Ebenfalls war die Anzahl der Boxen bei der jeweils die Erhöhung eintrat im IR und im sichtbaren Spektralbereich gleich groß (Sichtbar erhöht: 108 Boxen und IR erhöht: 107 Boxen). Diese Ergebnisse sind in den Abbildungen 7.3 und 7.3 graphisch dargestellt. In Abbildung 7.3 ist die Anzahl der Modellboxen in denen im Vergleich zweier Spektralbereiche gleichzeitig Strahlungserhöhungen und -verringerungen stattfinden und die Anteile, die jeweils mit *wklein1* und *wklein4* auftraten, aufgetragen. In Abbildung 7.3 ist die Anzahl der Modellboxen in denen im Vergleich zweier Spektralbereiche gleichzeitig Strahlungserhöhungen und -verringerungen stattfinden und die Anteile, in denen in dem jeweiligen Spektralbereich die Erhöhungen auftraten, gezeigt.

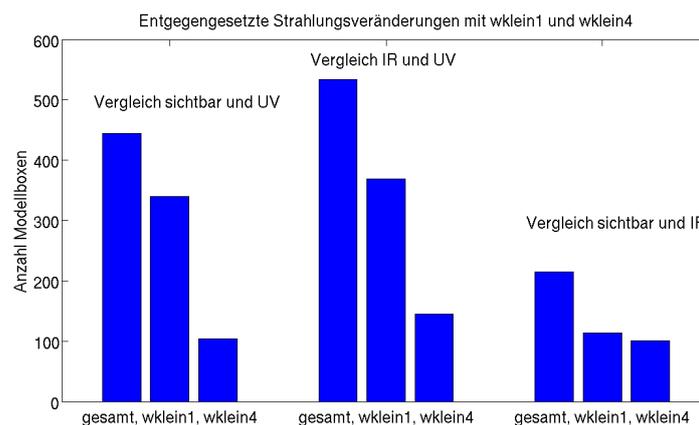


Abbildung 7.38: Anzahl der Modellboxen in denen im Vergleich zweier Spektralbereiche gleichzeitig Strahlungserhöhungen und -verringerungen stattfinden und die Anteile, die jeweils mit *wklein1* und *wklein4* auftraten

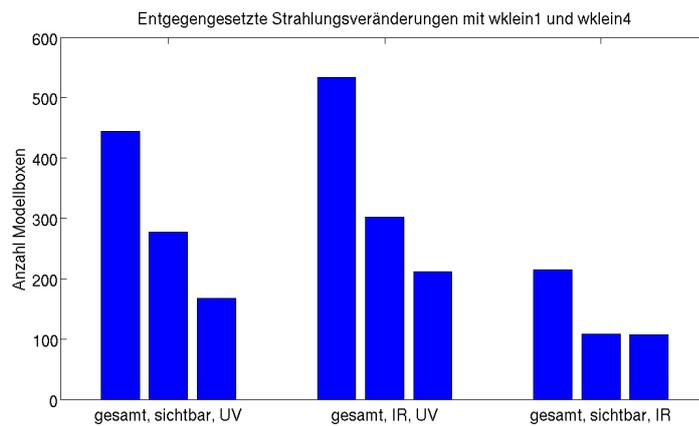


Abbildung 7.39: Anzahl der Modellboxen in denen im Vergleich zweier Spektralbereiche gleichzeitig Strahlungserhöhungen und -verringerungen stattfinden und die Anteile, in denen in dem jeweiligen Spektralbereich die Erhöhungen auftraten

Die größten Unterschiede zwischen UV und Sichtbar betragen 37% relativ zur Einstrahlung im wolkenfreien Fall, zwischen UV und IR 51,2% und zwischen IR und sichtbarer Wellenlänge 41,6%. Dieses Experiment wurde auch mit der Modellwolke c7 für 8 verschiedene Kombinationen von Sonnenazimut- und Sonnenzenitwinkel durchgeführt. Es ergaben sich allerdings keine entgegengesetzten Strahlungsveränderungen. Die häufigsten Fälle entgegengesetzter Strahlungsveränderungen relativ zum unbewölkten Fall treten also bei einem Bedeckungsgrad von 0.1 mit einer relativ geringen optischen Dicke (wklein1), weniger häufig bei einem Bedeckungsgrad von 0.3 mit mittlerer optischer Dicke (wklein4) und gar nicht bei einem Bedeckungsgrad von 0.72 mit der höchsten optischen Dicke (c7) ein. Die Streuung der solaren Strahlung ist bei einem hohen Bedeckungsgrad und einer hohen optischen Dicke stärker und die Fläche in der Strahlungserhöhungen auftreten können kleiner als bei kleineren Bedeckungsgraden, daher ist es weniger wahrscheinlich, dass es nicht in allen Wellenlängen gleichermaßen zu Strahlungserhöhungen kommt.

Es konnte definitiv festgestellt werden, dass es nicht zwangsläufig so ist, dass in allen Spektralbereichen die Strahlung durch Wolken auf die gleiche Weise beeinflusst wird. Lovengreen et al. (2005) stellten Unterschiede in der Erhöhung und Verringerung der Einstrahlung am Boden für den sichtbaren und den UV-Bereich fest. Als ein Kriterium für die Erhöhung der Einstrahlung im UV nahmen sie eine Erhöhung von mindestens 10% gegenüber dem unbewölkten Fall im sichtbaren Spektralbereich, um auch in den kleineren Wellenlängen im UV eine Erhöhung zu erwarten. Für 305nm war dies bei einer aus 391 Messungen allerdings nicht der Fall, die Wirkung der Wolken auf die Strahlung im sichtbaren Spektralbereich war also nicht die gleiche wie im UV bei 305nm. Die Autoren nehmen dies allerdings als Ausnahme hin und gehen nicht weiter darauf ein.

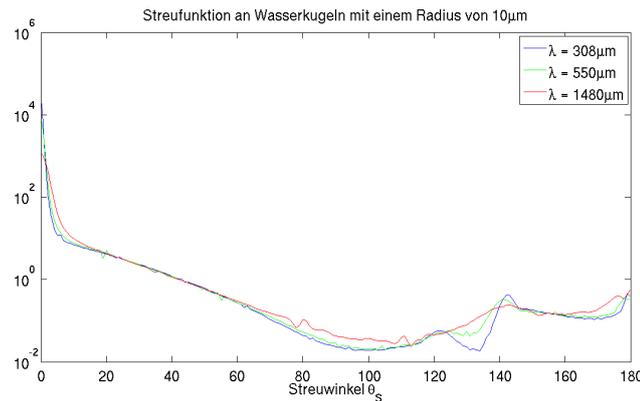


Abbildung 7.40: Streufunktionen für eine Wellenlänge im UV ($\lambda = 308\mu\text{m}$), eine Wellenlänge im sichtbaren Spektralbereich ($\lambda = 550\mu\text{m}$) und eine Wellenlänge im solaren IR ($\lambda = 1480\mu\text{m}$)

Um eventuell ein Muster in den unterschiedlichen Strahlungsveränderungen relativ zu den Wolken und dem Sonnenstand ausmachen zu können, wurden noch einmal die einzelnen Fälle betrachtet (Abbildungen 7.42 bis 7.44 und 7.46 bis 7.48). Zur Erinnerung ist in den Abbildungen 7.41 und 7.45 das Gebiet der Wolkenfelder nochmals dargestellt. Die Photonen kommen jeweils mit einem Sonnenazimutwinkel von $\varphi = 90^\circ$ und einem Sonnenzenitwinkel von $\theta = 50^\circ$ in das Gebiet. Es konnte aber leider kein Muster festgestellt werden, dazu wäre wohl eine idealisierte Wolke in der Mitte des Gebietes geeigneter gewesen. So wäre eindeutig, ob die entgegengesetzt Strahlungsveränderung relativ zum Sonnenstand vor oder hin der Wolke auftritt. Die Unterschiede liegen wahrscheinlich in den leicht verschiedenen Streufunktionen in den verschiedenen Bereichen begründet. Die Streufunktionen für eine Wellenlänge im UV ($\lambda = 308\mu\text{m}$), eine Wellenlänge im sichtbaren Spektralbereich ($\lambda = 550\mu\text{m}$) und eine Wellenlänge im solaren IR ($\lambda = 1480\mu\text{m}$) sind in Abbildung 7.3 gezeigt. Da Strahlung verschiedener Wellenlängen in unterschiedliche Winkel unterschiedlich stark gestreut wird, kommt es also folglich auch an unterschiedlichen Stellen relativ zur Wolke zu Strahlungserhöhungen.

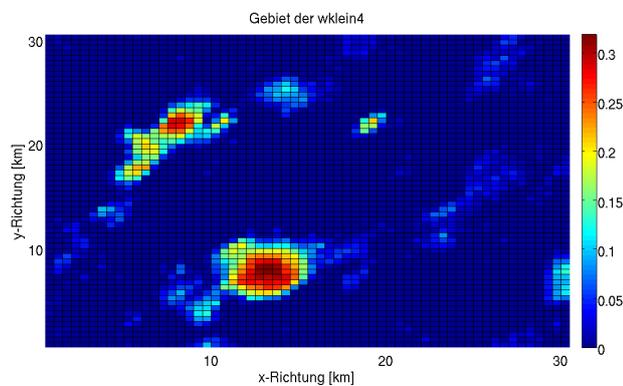


Abbildung 7.41: Gebiet des Wolkenfeldes *wklein4*, dargestellt ist die optische Dicke

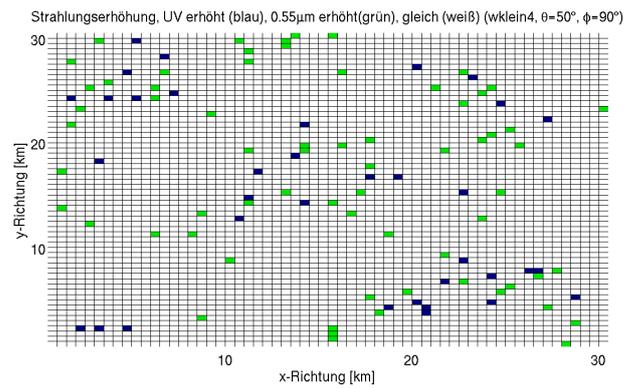


Abbildung 7.42: Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: Sichtbarer Spektralbereich erhöht (grün), UV erhöht (blau) für wklein4

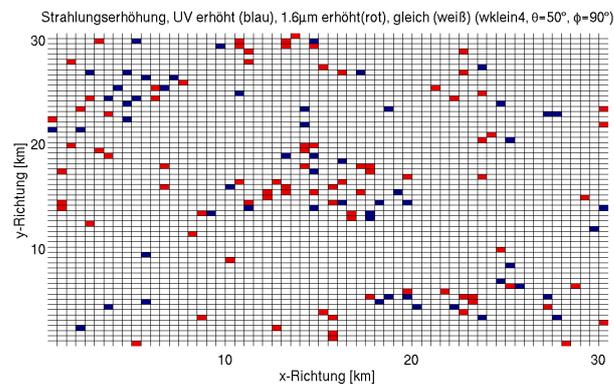


Abbildung 7.43: Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: IR erhöht (rot), UV erhöht (blau) für wklein4

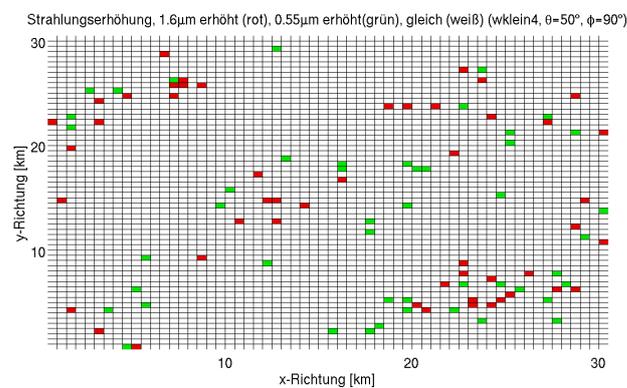


Abbildung 7.44: Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: Sichtbarer Spektralbereich erhöht (grün), IR erhöht (rot) für wklein4

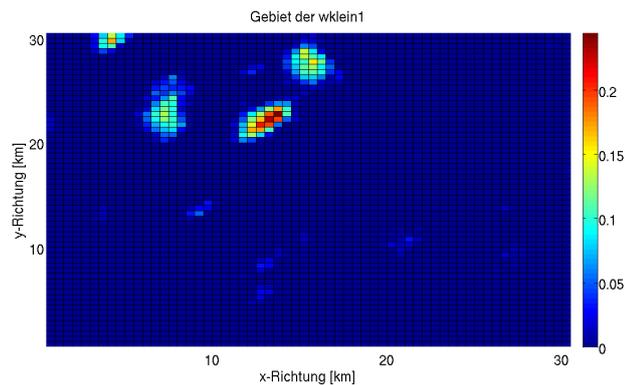


Abbildung 7.45: Gebiet des Wolkenfeldes *wklein1*, dargestellt ist die optische Dicke

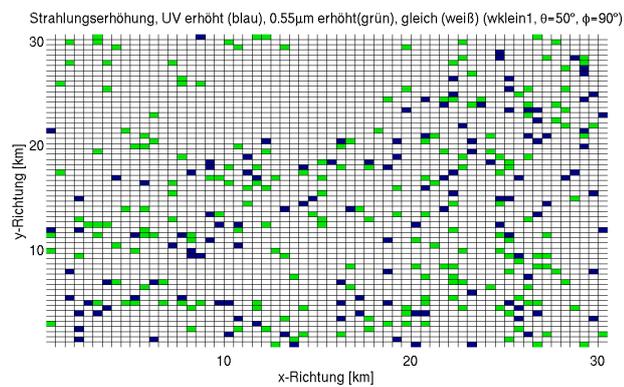


Abbildung 7.46: Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: Sichtbarer Spektralbereich erhöht (grün), UV erhöht (blau) für *wklein1*

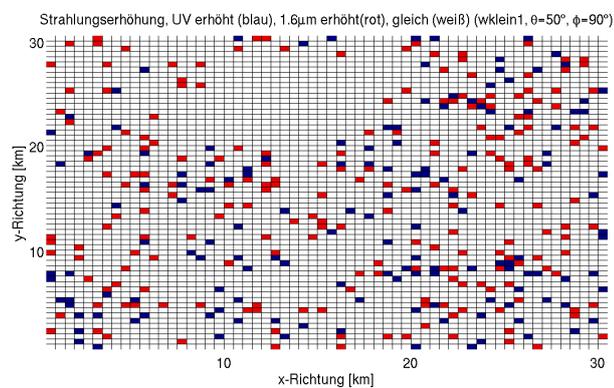


Abbildung 7.47: Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: IR erhöht (rot), UV erhöht (blau) für *wklein1*

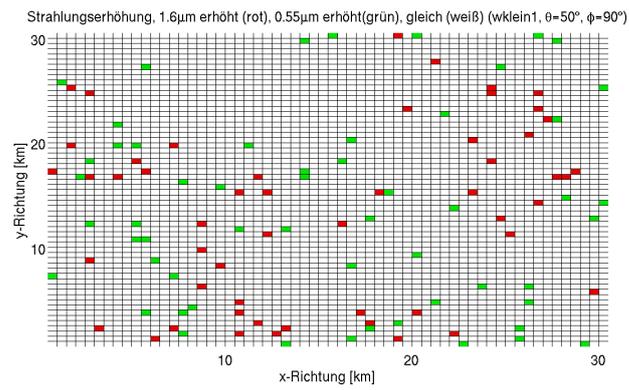


Abbildung 7.48: Fälle in denen Strahlungsveränderungen im Vergleich zum unbewölkten Fall entgegengesetzt sind: Sichtbarer Spektralbereich erhöht (grün), IR erhöht (rot) für wklein1

Kapitel 8

Zusammenfassung und Schlussbetrachtung

In dieser Arbeit wurden die Ausmaße des *Broken Cloud Effects* in verschiedenen Regionen der Erde und im Modell untersucht. Es wurden Daten aus Lindenberg in Deutschland, von der Nordseeinsel Sylt, aus Barrow in Alaska und von einer Forschungsfahrt mit dem FS Polarstern verwendet. So sind klimatisch möglichst unterschiedliche Bedingungen abgedeckt. Lindenberg liegt im Landesinneren und in mittleren Breiten, Sylt hat im Gegensatz zu Lindenberg maritimes Klima und liegt auch in den mittleren Breiten, Barrow liegt in sehr hohen Breiten und es liegt meist Schnee. Das FS Polarstern war von Bremerhaven bis Kapstadt unterwegs. Lindenberg und Barrow sind Stationen des Baseline Surface Radiation Network (BSRN). Die Messungen auf Sylt werden von dem Institut für Medizinische Klimatologie der Christian Albrechts Universität in Kiel unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. C. Stick durchgeführt.

Auf Sylt konnten Strahlungserhöhungen von bis zu $537\text{W}/\text{m}^2$ festgestellt werden. Dieser hohe Wert konnte ermittelt werden, da vom Institut für Medizinische Klimatologie in Kiel sekundliche Messwerte zur Verfügung gestellt wurden. Die größte Strahlungserhöhung aus minütlich gemittelten Daten von Sylt ergab eine Erhöhung von $448\text{W}/\text{m}^2$. Die Originaldaten aus Lindenberg und Barrow sind Minutenmittelwerte der kurzwelligen Strahlung am Boden. Die daraus ermittelten Erhöhungen sind wesentlich kleiner, da Spitzen herausgemittelt werden. Die stärkste Erhöhung in Lindenberg liegt bei $368\text{W}/\text{m}^2$ im August 2006 und in Barrow bei $354\text{W}/\text{m}^2$ im Mai 2005.

Die Strahlungserhöhungen wurden auch prozentual betrachtet, also die gemessene kurzwellige Strahlung am Boden in Prozent der theoretisch bei wolkenfreiem Himmel einfallenden kurzwelligen Strahlung. Dabei stellte sich heraus, dass die Erhöhungen auch von der Bodenbedo abhängen. So ergaben sich über Wasser (FS Polarstern) Strahlungserhöhungen von bis zu 50%, über Land mit Vegetation (Lindenberg und Sylt) Erhöhungen von bis zu 70% und über Schnee (Barrow) Erhöhungen bis zu 90%. Zudem dauern die

Erhöhungen im Mittel über Schnee länger an als über Wasser und Vegetation.

Des Weiteren wurde untersucht, in welchem Maße der *Broken Cloud Effect* auch in einem Strahlungstransportmodell auftritt. Das verwendete Modell GRIMALDI von Scheirer (2001) basiert auf der Monte Carlo Methode.

Es wurde eine aus dem Wolkenmodell GESIMA stammende Wolke und ein beobachtetes Wolkenfeld verwendet. Zudem wurde jeweils der unbewölkte Fall simuliert, um die Strahlungserhöhungen relativ zum unbewölkten Fall berechnen zu können. Aus den daraus resultierenden Daten erhält man Felder der Strahlungserhöhung.

Eine Abhängigkeit der maximalen prozentualen Strahlungserhöhungen vom Sonnenstand konnte, anhand der 3 verwendeten Wolken, nicht eindeutig festgestellt werden. Die Erhöhungen über den Sonnenzenitwinkel aufgetragen waren für alle verwendeten Sonnenazimutwinkel fast identisch. Die aus den Wolkenfeldteilen resultierenden maximalen prozentualen Strahlungserhöhungen zeigten zudem keine Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel. Nur für die GESIMA-Wolke ergaben sich größere maximale Strahlungserhöhungen mit größer werdendem Sonnenzenitwinkel. Es zeigte sich, dass es Einstrahlrichtungen gibt, in denen, durch die Geometrie der Wolke hervorgerufen, besonders starke prozentuale Erhöhungen auftreten können.

Wie in den Beobachtungen, ist auch im Modell die Abhängigkeit der Strahlungserhöhungen von der Bodenalbedo deutlich sichtbar, so treten bei einer Bodenalbedo von 0.9 deutlich höhere Strahlungserhöhungen auf als bei einer Bodenalbedo von 0.2 und ansonsten identischen Bedingungen. Die aus der Modellwolke resultierenden Strahlungserhöhungen sind allerdings zum Teil wesentlich größer als die in den Beobachtungen auftretenden.

Der Vergleich der Strahlungserhöhungen im UV, sichtbaren Spektralbereich und IR ergab, dass die Häufigkeit der Strahlungserhöhungen bei relativ großen Bedeckungsgraden (0.72 und 0.3) im IR am größten und im UV am kleinsten waren. Ebenso waren die maximalen Erhöhungen im IR am größten und im UV am kleinsten. Bei einem Bedeckungsgrad von 0.1 war dies allerdings nicht mehr der Fall. Dort waren die Größe und die Häufigkeit der einzelnen Strahlungserhöhungen im UV oft größer als in den anderen beiden Spektralbereichen. Dies ist mit der stärkeren Rayleigh-Streuung im UV zu begründen (siehe Kapitel 7.3).

Allerdings ist es nicht zwangsläufig so, dass die Einstrahlung in allen Spektralbereichen auf die gleiche Art und Weise von den Wolken beeinflusst wird. So traten in den Modellrechnungen Fälle mit einer Strahlungserhöhung im sichtbaren Spektralbereich und einer Verringerung der Einstrahlung im UV und auch anders herum, also einer Verringerung im sichtbaren Spektralbereich und einer Erhöhung im UV, auf. Dies war bei einem Bedeckungsgrad von 0.1 besonders stark zu beobachten und auch bei einem Bedeckungsgrad von 0.3 trat dieser Fall auf. Bei einem Bedeckungsgrad von 0.72 war diese entgegenge-

setzte Wirkung der Wolken auf die Strahlung nicht mehr zu beobachten.

In nachfolgenden Arbeiten könnte der *Broken Cloud Effect* aus Beobachtungen anhand von mehr Daten und weiteren Messstationen und zum Beispiel synoptische Daten mit einbeziehend noch genauer betrachtet werden.

Der *Broken Cloud Effect* im Modell sollte ausführlicher untersucht werden indem zum einen mehr Wolken verwendet werden und zum anderen sollte zur Untersuchung eines gegebenenfalls vorhandenen Musters der Verteilung der entgegengesetzten Strahlungsveränderungen eine idealisierte Wolke in ein Strahlungstransportmodell integriert werden.

Anhang

“control”-Datei aus GRIMALDI

```

#####

                BASIC GEOMETRICS

-----

    select, how zenith and azimuth should be calculated :

&incident_beam ibeam=3 /      1 = by random,
                               2 = depend on time + position,
                               3 = user chosen
                               4 = azimuth is set by random,
                                   zenith is user chosen

        in case of '1', give minimum and maximum zenith angle:
&theta_set    min_theta=30, max_theta=60 / in Deg.

        in case of '2', give place and time coordinates:
&time_and_place month=6, day=26, hour=13., geophi=54. /

        in case of '3', give zenith(intheta) and azimuth(inphi),
        in case of '4', only zenith is necessary
&constant_angle intheta=40, inphi=90 / in Deg.

-----

    select range of model-area (in meter) :

&area xmin=0, xmax=16000, ymin=0, ymax=17000,
      zmin=0, zmax=40000 /

-----

    select boundary conditions :

&boundary xperiodic=1, yperiodic=1 /
                               0 = non-periodic
                               1 = periodic
                               2 = reflecting

        EXAMPLE: if xperiodic = 1 then
                  if x_position of photon is less then
                    xmin, new x_position of photon is set
                    to:
                    x_pos_new = xmax - (xmin - x_position)

&underground ground_reflection=1, ground_alb=0.2 /
              -ground_reflection, 0 = totally black
                  underground
                  1 = Lambert reflector
              -ground_alb is the albedo of chosen
                  underground

#####

                PHOTONS

```

```

-----

give parameter about photons :

&photons  all_phot=1000000, store_every=10000,
          lambda_m=0.55, bbl=0.55, bbu=0.55, e_phot_min=1d-7 /
          - all_phot is the number of photons
          - every store_every photons,
            intermediate results are saved
          - lambda_m is the scattering
            wavelength in microns
          - bbl is the lower border of bandwidth
            from spectral-band to calculate the
            effective abs. coeff. in microns
          - bbu is the upper border
          - e_phot_min is the lowest
            photon - energy

say, where photons should hit model-area :

&ihit hitit=1, xhit=150000, yhit=20000, zhit=1000 /
          - hitit  1 = distributed by random,
                  2 = always in the center
                  3 = choose own point,
                    (give xhit,yhit and zhit)
                  4 = hit-point is selected
                    by probability (which
                    depends on incident
                    angle)

#####

          CLOUDS

-----

give cloud-parameter :

&clouds  set_cloud=1, cloudfile='c7', center_cloud=1, fit_area=1 /
          - set_cloud, 0 = no clouds included
                  1 = clouds inside
          - cloudfile  is the name of modified gesima
                    output without extension
          - center_cloud, 0 = cloudposition is
                    user-chosen
                    1 = cloud will be placed in
                    the center of model-x-y
                    area
          - fit_area, 0 = model-area is set as selected
                    in BASIC GEOMETRICS
                    1 = model-area is chosen as a
                    box around the cloud
                    NOTE:area selection in BASIC
                    GEOMETRICS will have no
                    effect in this case!

for calculating more than one cloud ...

```

```

&cloud_list use_list=0, first_number=1, last_number=3 /

- use_list, 0 = only the cloud, you specified
                above will be calculated
                1 = cloudnames will be taken
                  from list (names under:
                  /casino/utils/)
- first_number number of name in list, where
                calculation will start
- last_number  number of name in list, where
                calculation will stop

NOTE: if names of cloudfiles will be taken
      from a list, outputfiles 'll get special
      names (see manual)

in case of center_cloud='0', give position of cloud-center :
&cloudpos x_cloudpos=100.0, y_cloudpos=100.0 / (in meter)

#####

PROFILES

-----

select vertical profile :

&profile iprof = 2 /
          1 = tropical
          2 = mid - latitude summer
          3 = mid - latitude winter
          4 = sub - arctic summer
          5 = sub - arctic winter
          6 = arctic summer
          7 = arctic winter
          ( 8 = read radio sonde data )

#####

OTHER SETTINGS

-----

select approximation :

&easy_going ipa = 0 /
            - ipa, 0 = horizontal transport enabled
              1 = independent pixel approximation
              -> no horizontal transport

-----

set interactions with gas-molecules :

&gaseous_interaction gas_interact = 1,

```

```

                                even_cloud = 1 /
- gas_interact, 0 = no rayleigh scattering, no gas absorption
                  1 = rayleigh scattering and gas absorption
                    is enabled
- even_cloud,    0 = no gaseous interaction in cloud-area
                  1 = gaseous interaction in whole model-range

-----

      set gaseous absorption :

&gas_abs  h2o = 1, o2 = 1, co2 = 1, o3 = 1 /
              0 = no absorption by these molecules
              1 =  absorption by these molecules

      set carbon dioxide content (per cent by volume):

&amount  volupro = 0.0314 /

      set calculation mode :

&calcmob  broad = 1 /
              0 = monochromatic or extremely narrow band
              1 = broadband calculation

      select line shape :

&line_shape  shape = 3 /
              - shape, 1 = voigt line shape
                  2 = lorentz line shape
                  3 = voigt line shape is used
                      if aL <= 12aD and lorentz
                        line shape is used if
                          aL > 12 aD

              NOTE : lorentz line shape is faster to
                      calculate but its range of
                      application is limited to lower
                      atmosphere (high pressure)

-----

      select size of each lookup table :

&tablesize  itable=5000 /

              NOTE : a heigh value requires much memory !

-----

      select optimising :

&optima  rerum = 3 /

              this option will cause the program NOODLE.F90 to transform
              program RAINIER.F90 to ALBERT.F90 as follows:

              0 = no optimatation
```

```
in case of radiances = 1, give width of sample angles for zenith
(d_the_sample) and azimuth (d_phi_sample) in deg. :

&samp_ang      d_the_sample = 90, d_phi_sample = 180 /

in case of detector > 0, give positions and sizes of
detectors [deg]:

&det_positions det_phi=180,180,0,0,0,0,0,0,0,0,
det_theta=45,60,0,0,0,0,0,0,0,0,
apex_angle=0.5,0.5,0,0,0,0,0,0,0,0 /

give names of output files :

&outfile path_file = 'scat_points.dat',
radi_file = 'radiance',
stat_file = 'status.dat',
resu_file = 'final.dat',
scat_file = 'phase_mean',
abso_file = 'absor.dat',
abfi_file = 'absfield.dat',
gabs_file = 'gabfield.dat',
ffup_file = 'fluxup.dat',
ffdo_file = 'fluxdo.dat',
ffdi_file = 'fluxdi.dat',
rfup_file = 'radiup.dat',
rfdo_file = 'radido.dat',
spfi_file = 'detecfield.dat',
spot_file = 'detector.dat',
pavf_file = 'pot_abs_ver.dat',
difp_file = 'prof_flx_di.dat',
dnfp_file = 'prof_flx_dn.dat',
upfp_file = 'prof_flx_up.dat' /
```

```
#####
```


Literaturverzeichnis

AWI, Zugriff im Sommer 2008. www.awi.de.

Bauer, S. J., R. Gutdeutsch, a. M. H., Reuter, H., Rucker, H. O., Siedler, G., Spohn, T., Steinacker, R., und Zenk, W., 1997. *Bergmann-Schaefer: Lehrbuch der Experimentalphysik, Band 7: Erde und Planeten*. de Gruyter, Berlin, New York.

Bremen, L. v., Ruprecht, E., und Macke, A., 2002. Errors in liquid water path retrieval arising from cloud inhomogeneities: The beam-filling effect. *Meteorologische Zeitschrift*, 11(1), 13–19.

Brodbeck, D. R., 2001. Die Zeitgleichung. <http://lexikon.astronomie.info/zeitgleichung>.

DWD, 1987. *Leitfaden des DWD, Nr.1: Allgemeine Meteorologie*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Emck, P. und Richter, M., 2008. An upper threshold of enhanced global shortwave irradiance in the troposphere derived from field measurements in tropical mountains. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.

ESRL, Zugriff im Sommer 2008. www.esrl.noaa.gov.

ETHZ, Zugriff im Sommer 2008. www.bsrn.ethz.ch.

Eucken, A., 1952. *Landolt-Börnstein: 3. Band, Astronomie und Geophysik*. Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, 6. Auflage.

Han, Q., Rossow, W. B., und Lacis, A. A., 1994. Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using isccp data. *Journal of Climate*.

Heise, C., 2004. Der Einfluss durchbrochener Bewölkung auf die solare Einstrahlung: Eine Studie für Kiel, Diplomarbeit. Leibniz Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.

Kalisch, J., 2005. Parametrisierungen der solaren Einstrahlung über dem Ozean im Rahmen des „Meridional Ocean Radiation Experiment“ MORE. Leibniz Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.

- Kiehl, J. und Trenberth, K., 1997. Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197–208.
- Kipp&Zonen, 2006. *Instruction Manual CM-Series*.
- Kraus, H., 2008. *Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie*. Springer Berlin Heidelberg.
- Kylling, A., Albold, A., und Seckmeyer, G., 1997. Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the uv-range: Physical interpretation. *Geophysical Research Letters*, 24(4), 397–400.
- Laevastu, T., 1960. Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. *Comment. Phys. Math.*, 25(1).
- Lenoble, J., 1993. *atmospheric radiative transfer*. A. DEEPAK Publishing.
- Levkov, L., Rockel, B., Kapitza, H., und Raschke, E., 1992. 3d mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution. *Contrib. Atmos. Phys.*, 65, 35–38.
- Lind, R. J., Katsaros, K. B., und Gube, M., 1984. Radiation budget components and their parametrization in JASIN. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 110, 1061–1071.
- Liou, K.-N., 1980. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, New York.
- Lovengreen, C., Fuenzalida, H. A., und Videla, L., 2005. On the spectral dependency of uv radiation enhancements due to clouds in valdivia, chile. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Macke, A., 2005. Skript zur Vorlesung Wolkenphysik und Niederschlag. IfM-Geomar an dem Leibniz Insitut für Meereswissenschaften der Universität Kiel.
- Macke, A., Mitchell, D., und Bremen, L., 1999. Monte Carlo Radiative Transfer Calculations from Inhomogeneous Mixed Phase Clouds. *Phys. Chem. Earth (B)*, 24(3), 237–241.
- Marshak, A. und Davis, A., 2005. *3D Radiative Transfer in Cloudy Atmospheres*. Springer.
- Schade, N., 2005. Experimentelle Erfassung und Interpolation der solare Einstrahlung bei durchbrochener Bewölkung, Diplomarbeit. Leibniz Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.
- Schade, N. H., Macke, A., Sandmann, H., und Stick, C., 2007. Enhanced solar global irradiance during cloudy sky conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(3), 295–303.
- Scheirer, R., 2001. Solarer Strahlungstransport in der inhomogenen Atmosphäre. Leibniz Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.

- Scheirer, R. und Macke, A., 2001. On the accuracy of the independent column approximation in calculating the downward fluxes in the uva, uvb, and par spectral ranges. *Journal of Geophysical Research*, 106(D13).
- Seckmeyer, G., Erb, R., und Albold, A., 1996. Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the uv-range. *Geophysical Research Letters*, 23(20), 2753–2755.
- Shine, K. P., 1984. Parametrisation of the shortwave flux over high albedo surfaces as a function of cloud thickness and surface albedo. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 110, 747–764.
- Thiel, S., Ammannato, L., Bias, A., Bandy, B., Blumthaler, M., Bohn, B., Engelsen, O., Gobbi, G. P., Gröbner, J., Jäkel, E., Junkermann, W., Kazadzis, S., Kift, R., Kjeldstad, B., Kouremeti, N., Kylling, A., Mayer, B., Monks, P. S., Reeves, C. E., Schallhart, B., Scheirer, R., Schmidt, S., Schreder, J., Silbernagel, R., Topaloglou, C., Thorseth, T. M., Webb, A. R., Wendisch, M., und Werle, P., 2008. Influence of clouds on the spectral actinic flux density in the lower troposphere (INSPECTRO): overview of the field campaigns. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 1–24.
- WMO - No.8, 1996. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland, 6. Auflage.
- Zillman, J., 1972. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. In *Meteorological study*. Bureau of Meteorology, Dept. of the Interior, Canberra, Australia, 1972. 526 pp.

Danksagung

Als erstes danke ich Herrn Prof. Dr. A. Macke für die Betreuung meiner Diplomarbeit und die vielen hilfreichen Kommentare während der Anfertigung der Arbeit. Des Weiteren danke ich natürlich der gesamten Arbeitsgruppe "Wolken und Strahlung" für die Ratschläge in den Arbeitsgruppentreffen und das gute Arbeitsklima.

Ich danke ebenso, für die Bereitstellung der Daten, Herrn Prof. Dr. C. Stick, dem Richard-Aßmann-Observatorium, dem BSRN, den Polarsternfahrern der ANT XXIV/1 und den Mitarbeitern des Projektes INSPECTRO.

Außerdem danke ich Herrn Dr. R. Scheirer für die Beantwortung vieler Fragen hinsichtlich des Strahlungstransportmodells GRIMALDI.

Zuletzt danke ich natürlich noch meiner Familie für die Unterstützung während meines gesamten Studiums.

Erklärung

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Diplomgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, September 2008

(Inger Jahnke)