

Der Einfluss von Wolken auf den Strahlungsantrieb der Erde

DISSERTATION
ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES
DER MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT
ZU KIEL

VORGELEGT VON

John Kalisch



Kiel, Juni 2011

Referent/-in: Prof. Dr. Andreas Macke
Korreferent/-in: Prof. Dr. Manfred Wendisch

Tag der mündlichen Prüfung: 30.09.2011
Zum Druck genehmigt: 30.09.2011

gez. Prof. Dr. Lutz Kipp, Dekan

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	I
Abstract	III
Abkürzungen	V
1 Einleitung	1
2 Stand der Forschung	5
2.1 Strahlungstransport in der Atmosphäre	5
2.1.1 Albedo der Meeresoberfläche	7
2.1.2 Strahlungsparametrisierungen für wolkenfreie Atmosphäre	9
2.2 Strahlungsbilanzen und Wolkeneffekte	12
2.3 ARM-Program	13
2.4 ECHAM5 Einfachsäulenmodell	14
3 Forschungsfahrten und Datenerfassung	17
3.1 Forschungsfahrten auf FS POLARSTERN	17
3.2 Strahlung	21
3.3 Fernerkundung per Wolkenkamera	24
3.3.1 Bedeckungsgrad und Wolkentypen	26
3.3.2 Meridionale Häufigkeitsverteilung von Wolken	30
3.3.3 Tagesgang von Bedeckungsgrad und Wolkentyp	38
3.4 Mikrowellenradiometrie	40
3.5 Forschungscontainer OCEANET-Atmosphäre	42
3.6 MSG	44
4 Strahlungsbilanzierung und Energiehaushalt der Erde	47
4.1 Langwellige Strahlungsbilanz	51
4.2 Kurzwellige Strahlungsbilanz und Abschattungseffekt	54
4.3 Nettostrahlungsbilanz	57
5 Wolken-Strahlungs-Effekt	63
5.1 Strahlungsantrieb am Boden	66

5.2	Parametrisierung des Effektes am Boden	72
5.3	Oberrand der Atmosphäre	76
5.4	Atmosphärensäule	80
5.5	Fehlerabschätzungen	84
6	Wolken-Strahlungs-Effekt aus ECHAM-Modellrechnungen	91
7	Schlussbetrachtung	97
A	Strahlungsmessungen und Wolkenparameter	101
A.1	Tagesgänge, ANT-XXIII/10	102
A.2	Tagesgänge, ANT-XXIV/1	104
A.3	Tagesgänge, ANT-XXIV/4	106
A.4	Tagesgänge, ANT-XXV/5	108
A.5	Tagesgänge, ANT-XXVI/1	111
A.6	Wolkentypen zu A.1 bis A.5	114
A.7	Cirrus und Cirrostratus in ISCCP	116
A.8	Wolkentypen vs. Lokalzeit und Sonnenzenitwinkel	117
B	Strahlungsbilanzierung	119
B.1	Langwellige Strahlungsbilanz	120
B.2	Kurzwellige Strahlungsbilanz	121
B.3	Nettostrahlungsbilanz	122
C	Wolken-Strahlungs-Effekt	123
C.1	Boden	124
C.2	Parametrisierung am Boden	127
C.3	Oberrand der Atmosphäre	128
C.4	Atmosphärensäule	131
C.5	ECHAM-Einfachsäulenmodell, Boden	134
	Literatur	137
	Danksagung	149
	Erklärung	151

Teile dieser Dissertation wurden bereits in folgenden Fachzeitschriften veröffentlicht:

Kalisch, J., and Macke, A., 2008: *Estimation of the total cloud cover with high temporal resolution and parametrization of short-term fluctuations of sea surface insolation*, Meteor. Z., 17(5), 603 -611

Macke, A., Kalisch, J., and Hollmann, R., 2010: *Validation of downward surface radiation derived from MSG data by in-situ observations over the Atlantic ocean*, Meteor. Z., 19, 155-167

Macke, A., Kalisch, J., Zoll, Y., and Bumke, K., 2010: *Radiative effects of the cloudy atmosphere from ground and satellite based observations*, EPJ Web of Conferences, 9, 83-94

Abbildungsverzeichnis

2.1	Albedo der Meeresoberfläche.	8
2.2	Beispiel gemessener und parametrisierter atmosphärischer Gegenstrahlung.	10
2.3	Globale mittlere Energiebilanz.	12
3.1	Transatlantische Fahrtrouten von FS POLARSTERN	18
3.2	Wolkenkamerabild und Sonnenuntergang bei Staubeignis.	19
3.3	Pyrgeometer, Pyranometer und direktonaler Fehler.	21
3.4	Tagesgänge der Einstrahlung bei Wolkenfreiheit und bei einem Staubeignis.	22
3.5	Tagesgänge der Einstrahlung mit Maximalwert der solaren Einstrahlung.	23
3.6	Wolkenformation bei starker Strahlungserhöhung.	24
3.7	Wolkenkamera nach Kalisch und Macke (2008a).	25
3.8	Wolkenbild und Bildanalyse.	27
3.9	Bildausschnitt mit Dispersionerscheinungen.	27
3.10	Wolkenbilder und Häufigkeitsverteilungen der R/B-Verhältnisse.	28
3.11	Meridionale Häufigkeitsverteilung der Wolkenkammermessungen.	31
3.12	Normierte meridionale Häufigkeitsverteilung der Wolkentypen, Messungen vs. Synoptik.	33
3.13	Mittlerer Bedeckungsgrad verschiedener Wolkentypen im ISCCP-Datensatz.	36
3.14	Mittlerer Bedeckungsgrad vs. Lokalzeit und Sonnenzenitwinkel.	38
3.15	Normierte Häufigkeiten der Wolkentypen vs. Lokalzeit und Sonnenzenitwinkel.	39
3.16	HATPRO in OCEANET-Atmosphäre und als Schnittdarstellung.	41
3.17	Extinktionskoeffizienten der bewölkten Atmosphäre.	41
3.18	Forschungscontainer OCEANET-Atmosphäre.	42
3.19	Falschfarbenaufnahme von MSG und Satellit MSG	44
3.20	Scanprozeß von SEVIRI	45
4.1	Langwellige Strahlungsbilanzen auf ANT-XXIII/10.	52
4.2	Kurzwellige Strahlungsbilanzen auf ANT-XXIII/10.	55
4.3	Netto-Strahlungsbilanzen auf ANT-XXIII/10.	58
4.4	Netto-Strahlungsbilanz der Atmosphäre.	59
4.5	Netto-Strahlungsbilanz am Boden.	60

5.1	Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden.	67
5.2	Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Boden..	69
5.3	Wolken-Strahlungs-Effekt als Funktion des Sonnenzenitwinkels.	72
5.4	Langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt als Funktion von Sonnenzenitwinkel und Bedeckungsgrad.	73
5.5	Kurzwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt als Funktion von Sonnenzenitwinkel und Bedeckungsgrad.	74
5.6	Parametrisierter Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt.	75
5.7	Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre.	77
5.8	Wolken-Strahlungs-Effekt in der Atmosphärensäule.	81
5.9	Abschattung und Reflexion am Krähenest.	86
5.10	Abschattung des Pyranometer während ANT-XXIV/1 und ANT-XXIV/4.	86
6.1	Tagesgänge der Einstrahlung am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen.	93
6.2	Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen. . .	94
A.1	Tagesgänge von solarer Einstrahlung, atmosphärischer Gegenstrahlung, Bedeckungsgrad und Wolkentyp während ANT-XXIII/10.	103
A.2	Tagesgänge von solarer Einstrahlung, atmosphärischer Gegenstrahlung, Bedeckungsgrad und Wolkentyp während ANT-XXIV/1.	105
A.3	Tagesgänge von solarer Einstrahlung, atmosphärischer Gegenstrahlung, Bedeckungsgrad und Wolkentyp während ANT-XXIV/4.	107
A.4	Tagesgänge von solarer Einstrahlung, atmosphärischer Gegenstrahlung, Bedeckungsgrad und Wolkentyp während ANT-XXV/5.	110
A.5	Tagesgänge von solarer Einstrahlung, atmosphärischer Gegenstrahlung, Bedeckungsgrad und Wolkentyp während ANT-XXVI/1.	113
A.6	Wolkentyp 1 (Cumulus)	114
A.7	Wolkentyp 2 (Cirrus/Cirrostratus)	114
A.8	Wolkentyp 3 (Cirrocumulus/Alto cumulus)	114
A.9	Wolkentyp 4 (wolkenfrei)	115
A.10	Wolkentyp 5 (Stratocumulus)	115
A.11	Wolkentyp 6 (Stratus)	115
A.12	Wolkentyp 7 (Cumulonimbus/Nimbostratus)	115
A.13	Mittlerer Bedeckungsgrad für Cirrus und Cirrostratus im ISCCP-Datensatz.	116
A.14	Absolute Häufigkeiten der Wolkentypen vs. Lokalzeit und Sonnenzenitwinkel.	117
B.1	Langwellige Strahlungsbilanzen, Gesamtdatensatz.	120
B.2	Kurzwellige Strahlungsbilanzen, Gesamtdatensatz.	121
B.3	Nettotrahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre.	122
C.1	Langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Boden.	124

C.2	Kurzweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Boden.	125
C.3	Langweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt als Funktion der SST.	126
C.4	Differenzen von Parametrisierung und Messung des Wolken-Strahlungs-Effektes.	127
C.5	Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Oberrand der Atmosphäre.	128
C.6	Langweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Oberrand der Atmosphäre.	129
C.7	LKurzweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Oberrand der Atmosphäre.	130
C.8	Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen in der Atmosphärensäule.	131
C.9	Langweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen in der Atmosphärensäule.	132
C.10	Kurzweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen in der Atmosphärensäule.	133
C.11	Langweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen.	134
C.12	Kurzweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen.	135
C.13	Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen.	136

Tabellenverzeichnis

3.1	Fahrtabschnitte von FS POLARSTERN.	18
3.2	Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010).	29
3.3	Zuordnung synoptischer Wolkenschlüssel zu den Wolkenklassen.	32
4.1	Statistik der Bilanzierung langwelliger Strahlungsflüsse für die einzelnen Fahrten.	53
4.2	Statistik der Bilanzierung langwelliger Strahlungsflüsse für die einzelnen Wolkenklassen.	53
4.3	Statistik der Bilanzierung kurzwelliger Strahlungsflüsse für die einzelnen Fahrten.	56
4.4	Statistik der Bilanzierung kurzwelliger Strahlungsflüsse für die einzelnen Wolkenkameraklassen.	56
4.5	Statistik der Bilanzierung der Netto-Strahlungsflüsse für die einzelnen Fahrten.	59
4.6	Statistik der Bilanzierung der Netto-Strahlungsflüsse für die einzelnen Wolkenklassen.	60
5.1	Statistik der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden.	66
5.2	Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden für die einzelnen Wolkenklassen.	70
5.3	Korrigierte Wolken-Strahlungs-Effekte am Boden.	70
5.4	Statistik der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre.	77
5.5	Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre für die einzelnen Wolkenklassen.	79
5.6	Statistik der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effekt in der Atmosphärensäule.	82
5.7	Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt in der Atmosphärensäule für die einzelnen Wolkenklassen.	82
5.8	Korrigierte Wolken-Strahlungs-Effekte in der Atmosphärensäule.	83
5.9	Absolute Fehlergrenzen der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effektes.	89
6.1	Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen.	94

6.2	Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen für die einzelnen Wolkenklassen.	95
-----	---	----

Zusammenfassung

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in den quantitativen Abschätzungen der Strahlungsbilanzen und der Effekte von Wolken auf den Strahlungshaushalt der Erde. Die Untersuchungen wurden am Boden, am Oberrand der Atmosphäre und für die Atmosphärensäule durchgeführt. Zusätzlich wurden bodennahe Strahlungsflüsse vom Einfachsäulenmodell ECHAM5 simuliert.

Die Datengrundlage bilden radiometrische Messungen während fünf transatlantischer Fahrten auf dem Forschungseisbrecher POLARSTERN und der korrespondierenden Satellitenfernerkundung durch MSG. Zur optischen Beobachtung des bewölkten Himmels wurde eine seefeste automatische Wolkenkamera entwickelt, aus deren Wolkenfotos die Bedeckungsgrade und Wolkentypen berechnet werden. Die atmosphärischen Temperatur- und Feuchteprofile sowie der Flüssigwasserpfad wurden mittels Mikrowellenradiometer hochfrequent gemessen.

Das Nettobudget am Boden wird von der solaren Komponente dominiert und beträgt im Mittel 144 W/m^2 , wobei Cirren im solaren Spektralbereich eine geringe und Stratus eine hohe Extinktion hervorrufen. Am Oberrand der Atmosphäre überwiegt in tropischen Tagessummen der Strahlungsflüsse meist die solare Komponente. Hier ergibt sich eine Nettobilanz von 37 W/m^2 . Die Atmosphärensäule verliert ständig thermische Energie und besitzt eine nur geringe Absorption von solarer Strahlung. Das atmosphärische Nettobudget beträgt -100 W/m^2 .

Am Boden haben die tiefsten Wolken im langwelligen Spektralbereich den größten positiven Wolken-Strahlungs-Effekt. Im Solaren verursachen Wolken mit sehr hohen optischen Dicken bei hohem Sonnenstand stark negative Effekte. Der mittlere Nettoeffekt liegt am Boden bei -34 W/m^2 . Zur Berechnung des Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden konnte eine neue Parametrisierung eingeführt werden, die auf dem Wolkenbedeckungsgrad und dem Sonnenzenitwinkel basiert. Am Oberrand der Atmosphäre werden Strahlungsflüsse für wolkenfreie Bedingungen teilweise ungenau approximiert. Der mittlere Nettoeffekt beträgt -3 W/m^2 . Cirren haben hier einen geringen solaren sowie einen starken langwelligen Effekt und wirken als einziger Wolkentyp erwärmend auf das Klima der Erde. In der Atmosphärensäule sind die langwelligen Wolken-Strahlungs-Effekte von optisch dichten und tiefen Wolken stark negativ. Mittlere solare Effekte aller Wolkentypen sind positiv. Der Nettoeffekt liegt bei -4 W/m^2 .

Die solaren Wolken-Strahlungs-Effekte am Boden auf Basis von ECHAM5-Simulationen zeigen eine um etwa 20 W/m^2 stärkere Abschattung als in Messungen. Die langwelligen Mittel unterscheiden sich kaum. Unter Anwesenheit von Cirrus und Stratus arbeitet die Modellphysik mit der einzelnen planparallelen Wolkenschicht relativ genau; hier liegen die modellierten Effekte bei denen der Messungen. Konvektive Wolken, vor allem Stratocumului, werden in ihren mittleren solaren Effekten am Boden um bis zu 120 W/m^2 überschätzt.

Abstract

The aim of this study is to estimate radiative budgets and radiative effects by clouds onto the radiation balance of the earth. The estimation was performed at the surface, the top of the atmosphere and for the atmospheric column. In addition, the surface radiative fluxes have been simulated by the single column model ECHAM5.

The robust data base of the radiative measurements was set up along five cruises of the icebreaker POLARSTERN and the corresponding satellite remote sensing by MSG. A full sky imager for a rough offshore application was developed to derive the total cloud amount and the cloud type. Utilizing a microwave radiometer, the atmospheric temperature and humidity profiles as well as the liquid water path were measured continuously.

The surface net budget is dominated by the solar radiative component with a mean value of 144 W/m^2 , whereas the solar impact is high for cirrus and low for stratus. At the top of the atmosphere the solar fluxes are predominantly within the daily net budgets at tropical latitudes. This results in a radiative forcing of 37 W/m^2 . The atmospheric column shows a strong thermal emittance and a slight solar absorption. Its net heat loss amounts to a total of -100 W/m^2 .

The strongest surface cloud longwave effects were determined in the presence of low level clouds. Clouds with a high optical density induce strong negative solar effects when the solar altitude is high. The mean surface net effect is -34 W/m^2 . For the purpose of calculating the mean surface net effect, a new parametrization was created, considering the total cloud amount and the solar zenith angle. At the top of the atmosphere the clear sky radiative fluxes are approached inaccurately. The average atmospheric cloud effect is -3 W/m^2 . Cirrus clouds have little atmospheric solar effects and strong longwave effects, thus cirrus is the only cloud type causing a heating of the climate. The atmospheric longwave effects are highly negative for optical thick low level clouds. Mean atmospheric solar effects are positive for each cloud type. The atmospheric net effect is -4 W/m^2 .

Based on ECHAM5 simulations, the surface solar effects are about 20 W/m^2 higher than the measured effects. Surface longwave effects are simulated well. Under existence of cirrus and stratus the model physics with its single cloud layer works exactly. The surface solar effects of convective clouds, especially stratocumulus, show a large overestimation of up to 120 W/m^2 .

Abkürzungen

AOD	Aerosoloptische Dicke (engl. aerosol optical depth)
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
ASTM	American Society for Testing and Materials
AWI	Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung
Bft	Beaufort (Windgeschwindigkeit)
Cb	Cumulusnimbus
CAU	Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
CCD	Charge-coupled Device
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
Ci	Cirrus
Ci Cum	Cirrocumulus
Ci Str	Cirrostratus
CRE	Wolken-Strahlungs-Effekt (engl. cloud radiative effect)
Cu	Cumulus
Cu Nb	Cumulonimbus
DLR	langwellige Einstrahlung (engl: downward longwave radiation)
DSR	kurzwellige Einstrahlung (engl: downward shortwave radiation)
DWD	Deutscher Wetterdienst
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FS	Forschungsschiff
GERB	Geostationary Earth Radiation Budget
HRV	High Resolution Visible
ICOADS	International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set
IFM-GEOMAR	Leibniz - Institut für Meereswissenschaften Kiel
IFT	Leibniz-Institut für Troposphärenforschung
IWV	Integrierter Wasserdampfgehalt (engl.: integrated water vapor)
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
kNN	k-nächster Nachbar
LIDAR	Light detection and ranging
LW	langwellig (engl. longwave)
LWP	Flüssigwasserpfad (engl.: liquid water path)

MSG	Meteosat Second Generation
Nb Str	Nimbostratus
OLR	langwellige Ausstrahlung (engl: outgoing longwave radiation)
OSR	kurzwellige Ausstrahlung (engl: outgoing shortwave radiation)
RADAGAST	Radiative Atmospheric Divergence using ARM Mobile Facility, GERB data and AMMA Stations
RADAR	Radio Detection and Ranging
RGB	Rot-Grün-Blau
RMSE	mittlerer quadratischer Fehler (engl: Root Mean Square Error)
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
SST	Meeresoberflächentemperatur (engl: sea surface temperatur)
Str Cum	Stratocumulus
SW	shortwave
TOA	Oberrand der Atmosphäre (engl.: top of atmosphere)
USB	Universal Serial Bus
DOE	U.S. Department of Energy
UTC	Coordinated Universal Time
UV	ultraviolet
VOS	Voluntary Observing Ships of the World Weather Watch
WGL	Wissenschaftsgemeinschaft Gottfried Wilhelm Leibniz e.V.
WMO	World Meteorological Organization
yr	Jahr (engl.: year)

Kapitel 1

Einleitung

Die solare Einstrahlung stellt die primäre Energiequelle der Erde dar. Sie besitzt eine fundamentale Bedeutung für alle Lebensprozesse auf der Erde und ist die wichtigste Komponente für die Ausprägung von Wettererscheinungen sowie Klimazonen.

Sonnenstrahlung dient nicht nur der Erwärmung des Planeten, sondern wird auch von Pflanzen und Algen zur Photosynthese benötigt. Bei diesem biochemischen Prozess werden mit Hilfe des Lichtes aus energieärmeren anorganischen Stoffen, vor allem Kohlendioxid und Wasser, energiereichere organische Stoffe (Kohlenhydrate) gebildet. Die Photosynthese treibt durch ihre energiefreisetzenden Eigenschaften nicht nur alle Ökosysteme an, sondern setzt zudem Sauerstoff als Oxidationsmittel frei.

Die photosynthetische Primärproduktion wird maßgeblich durch das Angebot an Licht und Nährstoffen bestimmt. Somit steht die biochemische CO₂-Fixierung in direkter Abhängigkeit vom solaren Strahlungstransport in Atmosphäre und Ozeanen. In den Ozeanen ist in gelöster Form etwa 50-mal mehr Kohlenstoffdioxid enthalten als in der Atmosphäre. Da die Aufnahmefähigkeit von CO₂ im Wasser mit steigender Temperatur exponentiell sinkt, ist die Freisetzung von CO₂ auch vom Angebot an Sonnenstrahlung und der Energetik der Erdatmosphäre abhängig.

Die solare Bestrahlungsstärke am Oberrand der Atmosphäre ist durch die Solarkonstante gegeben. Die Strahlungsleistung der Sonne selbst ist fast konstant und variiert nur durch das zyklische Auftreten der Sonnenflecken um weniger als 0.1 %. Die Variationen der Solarkonstante wird vielmehr von den Milanković-Zyklen beschrieben (Berger, 1988). Hierbei handelt es sich um die Überlagerung verschiedener astronomischer Prozesse mit unterschiedlichen Zeitskalen. Dies sind die Präzession der Erdrotationsachse, die Veränderung des Neigungswinkels der Erdachse und die Änderung der Exzentrizität der Erdbahn um die Sonne. Sie verursachen mit Perioden zwischen etwa 26000 bis 400000 Jahren in ihrer Summe eine mögliche Schwankung der Solarkonstante von 5 % bis 10 %. Dadurch lässt sich ein Teil der natürlichen Klimaschwankungen erklären, wie zum Beispiel das Auftreten von Warm- und Kaltzeiten.

Wolken streuen und absorbieren solare Strahlung. Hierdurch wird das Strahlungs- und Energieangebot an der Erdoberfläche sehr stark beeinflusst. Der Einfluss von Wolken variiert mit dem Sonnenzenitwinkel, mit dem Bedeckungsgrad, dem Wolkentyp, dem Ag-

gregatzustand der Wolkenpartikel, der Form, der vertikalen Erstreckung und der Dichte der Wolken. Die Reflexion der solaren Strahlung an Wolken zurück in den Weltraum ist von der Wolkenalbedo abhängig. Sie ist vor allem eine Funktion der Einfallrichtung der Strahlung sowie verschiedenen Wolkeneigenschaften und variiert zwischen etwa 30 % und 92 % (DWD, 1987).

Neben der solaren ist die terrestrische Strahlung die wichtigste Komponente im Strahlungs- und Energiehaushalt der Erde. Sie wird von der Erdoberfläche und der Atmosphäre emittiert. Jedoch ist die unbewölkte Atmosphäre im langwelligen Spektralbereich kein schwarzer Körper. Für bestimmte Wellenlängen ist sie nahezu durchlässig (Fensterbereiche), durch die der größte Teil der terrestrischen Strahlung in den Weltraum verloren geht. In den Absorptionsbanden wirken vor allem Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon, Methan, Lachgas und FCKWs (Treibhausgase). Wasserdampf kommt regional stark variabel vor, während die anderen Gase relativ gut durchmischt in der Atmosphäre auftreten.

Die Absorption von langwelliger Strahlung an den Absorptionsbanden der Gase bei gleichzeitiger weitestgehender Transparenz der entsprechenden Gase im solaren Spektralbereich verursacht den Treibhauseffekt (Kiehl und Briegleb, 1993). Die solare Strahlung wird zum größten Teil an der Erdoberfläche absorbiert. Die Treibhausgase sind als stark absorbierende Gase aber ebenso gut emittierend. Jedoch erfolgt die Emission zum einen Teil zurück zum Boden und zum anderen Teil (mit niedrigerer Strahlungstemperatur) in den Weltraum. Somit erfolgt ein Nettoenergiegewinn von Atmosphäre und Erdboden, und die Temperatur am Boden ist entsprechend höher als ohne die Wirkung der Treibhausgase. Ohne Treibhauseffekt würde die mittlere globale Temperatur -18 °C betragen, die reale mittlere Oberflächentemperatur beträgt jedoch 14 °C .

Wolken haben nicht nur im solaren, sondern auch im thermischen Spektralbereich großen Einfluss. Sie absorbieren die langwellige Ausstrahlung der Erdoberfläche, emittieren Energie als atmosphärische Gegenstrahlung zurück zum Boden und verlieren mit einer deutlich niedrigeren Strahlungstemperatur Energie in den Weltraum. Somit wirken Wolken hier erwärmend. Daher bezeichnet man ihren Effekt im terrestrischen Spektralbereich auch als Treibhauseffekt.

Wolken haben also solar und terrestrisch alternierende Effekte auf den Energiehaushalt der Erdoberfläche. Gleichzeitig sind Wolken zeitlich und räumlich hochgradig variabel (Koren et al., 2008). Ihre Größenordnungen reichen von wenigen Metern einzelner Wolken bis zu 1000 km als Wolkencluster in den Tropen. Die Lebensdauer beträgt Minuten als isolierte Wolke und bis zu wenigen Wochen innerhalb von Wolkensystemen (z.B. in Tiefdruckgebieten). Zudem unterteilt man Wolken anhand ihrer Wolkenpartikel in Wasserwolken, Eiswolken und Mischwolken mit entsprechend unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften. Innerhalb von Wolken liegt die Luftfeuchtigkeit bei 100 %. Der strahlungsrelevante Flüssigwasser- und Eisgehalt von Wolken ist von ihrer räumlichen Ausdehnung, von Wolkentyp, atmosphärischem Temperaturprofil (somit auch von der geographischen Lage) und der Partikelgrößenverteilung abhängig.

Vom Boden aus lassen sich die Strahlungskomponenten mit Hilfe hochpräziser Radiometer messen. Die Wolkeneigenschaften können sowohl durch passive Fernerkundungs-

instrumente (Mikrowellenradiometer) als auch durch aktive Geräte (LIDAR, RADAR, Ceilometer) abgeleitet werden (Crewell et al., 2001; Althausen et al., 2009). Die hohe zeitliche Auflösung bodengebundener Messungen steht einem kleinen bzw. punktuellen räumlichen Messfeld gegenüber.

Aus Satellitenmessungen verschiedener spektraler Kanäle, die sich innerhalb bestimmter atmosphärischer Absorptionsbanden befinden, lassen sich Wolkenparameter wie Flüssigwasser- und Wasserdampfgehalt bestimmen, jedoch sind hier vor allem Unsicherheiten durch wechselnde Untergründe (Wasser, Boden, Eis) vorhanden (Schmetz et al., 2002). Der Vorteil von Satelliten ist die teils globale Abdeckung der Messungen; ihre Nachteile sind die schlechteren räumlichen und zeitlichen Auflösungen.

Durch die sehr komplexen physikalischen und chemischen Wechselwirkungen von Wolken und Strahlung, ihrer hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität sowie ihrer engen Verknüpfung mit dynamischen Prozessen existieren noch vielfältige Unsicherheiten bezüglich ihrer Wirkung auf Wetter und Klima. In IPCC (2007) werden die Effekte von Wolken und Aerosol mit den höchsten potentiellen Fehlern aller Klimakomponenten eingeschätzt.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in den quantitativen Abschätzungen der Strahlungsbilanzen am Boden, am Oberrand der Atmosphäre und als Differenz beider Komponenten, der Energetik der Atmosphärensäule (Kapitel 4). Besondere Beachtung wurde in den Untersuchungen der Anwesenheit von Wolken geschenkt. Hierzu wurde eine seefeste automatische Wolkenkamera entwickelt und gebaut, aus deren Wolkenfotos der Bedeckungsgrad und der Wolkentyp berechnet werden konnte (Kalisch und Macke, 2008a; Heinle et al., 2010). Dadurch lassen sich nicht nur kontinuierliche und hochaufgelöste synoptische Datensätze erzeugen, sondern diese sind im Gegensatz zu Wetterbeobachtungen durch Synoptiker auch jederzeit exakt reproduzierbar. Mit Hilfe der Parametrisierungen für die Strahlungsflüsse unter Wolkenfreiheit nach Kalisch und Macke (2008a) und Idso und Jackson (1969) wurden die Effekte von Wolken bzw. den Wolkentypen auf die Strahlungsbilanzen bestimmt (Kapitel 5).

Die hier verwendeten Bodenmessungen stammen von transatlantischen Forschungsfahrten der FS POLARSTERN durch die Klimazonen der gemäßigten, subtropischen und tropischen Breiten (Kapitel 3). Auf diesen Meridionalschnitten wurden mit modernsten Radiometern die abwärts gerichteten Strahlungsflüsse gemessen. Die Wolkenkamera nahm vier Bilder pro Minute auf. Die Profile von Temperatur und Feuchte sowie der LWP konnten anhand des Mikrowellenradiometers HATPRO hochfrequent bestimmt werden. Zusätzliche tägliche Radiosondenaufstiege ergänzten die Charakterisierung der bewölkten Atmosphäre.

Die Messungen des Satelliten MSG über der Schiffsposition konnten genutzt werden, um die breitbandigen Strahlungsflüsse der realen und der wolkenfreien Atmosphäre abzuleiten (Schmetz et al., 2002; Clerboux und Dewitte, 1999). Sie liegen im Intervall von 15 Minuten und einer maximalen räumlichen Auflösung von 3 km vor.

Bisherige Untersuchungen des Strahlungshaushaltes der Erde und der Wolken-Strahlungs-Effekte basierten entweder auf Bodenmessungen einzelner Landstationen (Fairall et al., 2008; Dupont und Haeffelin, 2008) oder auf globalen klimatologischen

Datensätzen (ISCCP, ERBE, CERES, GERB) von geringer räumlicher und zeitlicher Auflösung (Rossow und Zhang, 1995; Zhang et al., 2004; Trenberth et al., 2009). Es gibt keine Arbeiten zu diesem Thema, die Messdaten von transozeanischen oder meridionalen Forschungsfahrten nutzen.

Der atmosphärische Strahlungstransport wird von Klimamodellen simuliert, um zukünftige Klimaszenarien zu prognostizieren. Hierbei gehen zwar eine Vielzahl von Wolkenparametern ein, jedoch werden in Klimamodellen Wolken nur als planparallele Schichten behandelt. Verschiedene synoptische Wolkentypen sind im Modell unbekannt. Der letzte Teil dieser Arbeit (Kapitel 6) beschäftigt sich mit der Frage, wie gut das Klimamodell ECHAM5 (Roeckner et al., 2003) als Einzelsäulenmodell die Wolken-Strahlungs-Effekte simulieren kann. Auch hier ist von besonderem Interesse, wie das Modell unter den Messwerten verschiedener realer Wolkentypen reagiert. Als Antrieb des Modells werden die Messungen der bewölkten Atmosphäre von drei Forschungsfahrten der POLARSTERN genutzt. Die modellierten Wolken-Strahlungs-Effekte können so direkt mit denen aus realen Strahlungsmessungen verglichen werden.

Kapitel 2

Stand der Forschung

Elektromagnetische Strahlung wird von der Sonne (solare Strahlung) und dem Planeten Erde (terrestrische Strahlung) emittiert. Entsprechend der Temperatur ihrer Emittenten unterscheiden sie sich durch ihre typischen Wellenlängen λ . Etwa 99 % der solaren Strahlung liegt im Wellenlängenbereich von $\lambda < 4 \mu\text{m}$, und 99.9 % der terrestrischen Strahlung liegt bei $\lambda \geq 4 \mu\text{m}$ (DWD, 1987).

Strahlung erfährt beim Durchgang durch die Atmosphäre verschiedene Wechselwirkungen mit Gasen und Aerosolen. Daraus folgt eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität, die zu regionalen Temperaturgradienten und somit zum Antrieb der atmosphärischen und ozeanischen (thermohalinen) Zirkulation führt. Wolken haben einen großen Einfluss auf die Bilanz der Strahlung. Ihr Abschattungseffekt erzeugt durch eine reduzierte solare Transmission eine Abkühlung der Erdoberfläche, und ihr Treibhauseffekt verursacht durch eine verminderte thermische Ausstrahlung der Wolkenoberkanten eine Erwärmung der bodennahen Schicht.

Im Folgenden dieses Kapitels sollen die relevanten Grundlagen des Strahlungstransportes sowie die aktuellen Forschungsthemen und -ergebnisse in Bezug auf Strahlungsbilanz und Wolken-Strahlungs-Effekt kurz dargestellt werden.

2.1 Strahlungstransport in der Atmosphäre

Streuung

Als Streuung wird in der Physik die Richtungsänderung der Strahlung (bzw. des Photons) als Wechselwirkung mit einem festen oder flüssigen Körper bezeichnet. Dabei ist der Größenparameter α definiert als:

$$\alpha_s = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad . \quad (2.1)$$

Die Rayleigh-Streutheorie kann angewendet werden, wenn $\alpha_s < 0.1$ ist. Der Radius r muss folglich deutlich kleiner als die Wellenlänge des einfallenden Lichtes sein (Rayleigh, 1899). Die Rayleigh-Streufunktion

$$P_{R\lambda} = \text{const} \cdot \sigma_R(\lambda) \cdot (1 + \cos^2 \Theta_S) \quad (2.2)$$

beschreibt die spektrale Strahldichte des unter dem Winkel Θ_S gestreuten Lichtes. Für den Rayleigh-Streukoeffizient $\sigma_R(\lambda)$ gilt nach Hansen und Travis (1974):

$$\sigma_R(\lambda) = \text{const} \cdot \lambda^4 \quad . \quad (2.3)$$

Des Weiteren folgt, dass die Vorwärts- und Rückwärtsstreuung gleich groß und am stärksten sind. Die um 90° gestreute Strahlung ist nur etwa halb so groß.

Mit wachsendem Partikelradius geht die Rayleigh- in die Mie-Streuung über (Mie, 1908). Der spektrale Streukoeffizient hängt hier von Radius und Brechungsindex der Aerosolpartikel ab. Je größer der Partikelradius, desto höher ist der Anteil der Vorwärtsstreuung. Bei $r > 10 \mu\text{m}$ verschwindet die Wellenlängenabhängigkeit und die Streuung wird „grau“ wie in Wolken oder Nebel.

Sind die Partikel hinreichend groß ($r \gg \lambda$) oder nicht sphärisch (Regentropfen, Eiskristalle), so lassen sich die Gesetze der geometrischen Optik zur Beschreibung des Streu- und Absorptionsverhaltens anwenden.

Absorption

Durchquert elektromagnetische Strahlung die Atmosphäre, erfährt sie eine Beeinflussung durch Absorption und Streuung. Man unterscheidet zwischen Gasabsorption und Absorption an festen und flüssigen Partikeln. Die Absorption an Gasen erfolgt an diskreten Spektrallinien, die durch die Energieübergänge in der Rotations- und Vibrationsquantenzahl und durch die Elektronenübergänge in den Molekülen festgelegt sind.

Die Absorption an Partikeln hingegen erzeugt ein kontinuierliches Spektrum. Hier sind vor allem Hydrometeore (Wolkenwassertropfen) von entscheidender Wichtigkeit für die Energetik der Erde. Die Beschreibung der Einfachstreueralbedo für sphärische Wolkentröpfchen ergibt sich aus der Mie-Theorie. Anhand des Effektivradius (Verhältnis von Partikelvolumen zu Partikeloberfläche) und der Größenverteilung der sphärischen Tröpfchen können die Volumenextinktionskoeffizienten bestimmt werden. Die Absorptions- und Streukoeffizienten der Wolkentröpfchen ergeben sich dann aus der Extinktion und der Einfachstreueralbedo. Für asphärische Regentropfen sowie Eiskristalle folgt die Beschreibung der Einfachstreueralbedo aus der geometrischen Optik.

Strahlungstransportgleichung

Die Effekte der Absorption und Streuung werden in ihrer Summe als Extinktion bezeichnet. Die wellenlängenabhängige Abschwächung der Strahldichte L_λ entlang eines Weges ds erfolgt nach der Gleichung:

$$dL_\lambda = -\epsilon_\lambda L_\lambda ds \quad , \quad (2.4)$$

wobei der Extinktionskoeffizient ϵ_λ die Summe aus Absorptionskoeffizient $\alpha_{a,\lambda}$ und Streukoeffizient $\alpha_{s,\lambda}$ ist. Die totale Änderung der Strahldichte muss auch die auf dem Weg ds zusätzlich zugeführte Strahlung durch Streuung aus anderen Richtungen oder Emission (nach der Planck-Funktion) einbeziehen. Unter Berücksichtigung dieser beiden Komponenten gilt:

$$dL_\lambda = (-\epsilon_\lambda L_\lambda + J_\lambda) ds \quad , \quad (2.5)$$

mit

$$J_{\lambda}(\Theta, \Phi, T) = \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} P_{\lambda}(\Theta, \Phi, \Theta', \Phi') L(\Theta', \Phi') \sin \Phi' d\Theta' d\Phi' + (1 - \omega_0) B_{\lambda}(T) \quad . \quad (2.6)$$

Hierbei sind:

- ω_0 : Einfachstreueralbedo
- Θ' : Zenitwinkel, einfallende Strahlung
- Φ' : Azimutwinkel, einfallende Strahlung
- Θ : Zenitwinkel, nach Streuprozess
- Φ : Azimutwinkel, nach Streuprozess
- $B_{\lambda}(T)$: Temperaturabhängige Schwarzkörperstrahlung nach Planck.

Für die Einfachstreueralbedo ist als Verhältnis von Streu- zu Extinktionskoeffizient definiert. Die Streufunktion beschreibt die Wahrscheinlichkeit mit der die einfallende Strahlung in eine bestimmte Richtung gestreut wird. Die Lösung der Strahlungstransportgleichung ist im allgemeinen Fall recht kompliziert und nur numerisch zu bestimmen.

2.1.1 Albedo der Meeresoberfläche

Für eine Bilanzierung der Energetik über der Meeresoberfläche sind die aufwärts gerichteten Strahlungsflüsse unerlässlich (siehe Kapitel 4). Da Forschungsschiffe als reflektierender und emittierender Körper deren Messungen beeinflussen würden, müssen aufwärts gerichtete Strahlungskomponenten parametrisiert werden. Die thermische Ausstrahlung der Meeresoberfläche lässt sich aus der SST und der spektralen Emissivität von Wasser nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnen. Für die Berechnung der solaren aufwärts gerichteten Strahlungskomponente ist die Albedo notwendig.

Die Albedo ist das Verhältnis aus aufwärts gerichteter Irradianz und Globalstrahlung. Die aufwärts gerichtete solare Strahlung an der Meeresoberfläche ist die Summe aus der direkt an der Wasseroberfläche reflektierten und der durch Rückstreuung im Wasser aus der Oberfläche wieder austretenden Strahlung.

Die direkte Reflexion unpolarisierten Lichtes an einer glatten Wasseroberfläche folgt dem Fresnelschen Gesetz (Dera, 1992). Der durch Rückstreuung im Wasser verursachte Anteil der Albedo hängt nach Eucken (1952) von Wassertrübung und dem Spektralbereich ab. Er beträgt zwischen 1 % bis 5 %, wobei 1.56 % einen gebräuchlichen Mittelwert darstellt. Somit folgt für die Albedo α :

$$\alpha = \frac{1}{2} \left(\frac{\sin^2(\theta - \xi)}{\sin^2(\theta + \xi)} + \frac{\tan^2(\theta - \xi)}{\tan^2(\theta + \xi)} \right) + 0.0156 \quad , \quad (2.7)$$

wobei θ der Sonnenzenitwinkel und ξ , der nach dem Snelliusschen Brechungsgesetz berechnete Brechungswinkel ist.

Abbildung 2.1 (a) zeigt die oben gegebene Gleichung 2.7 als Funktion des Kosinus des

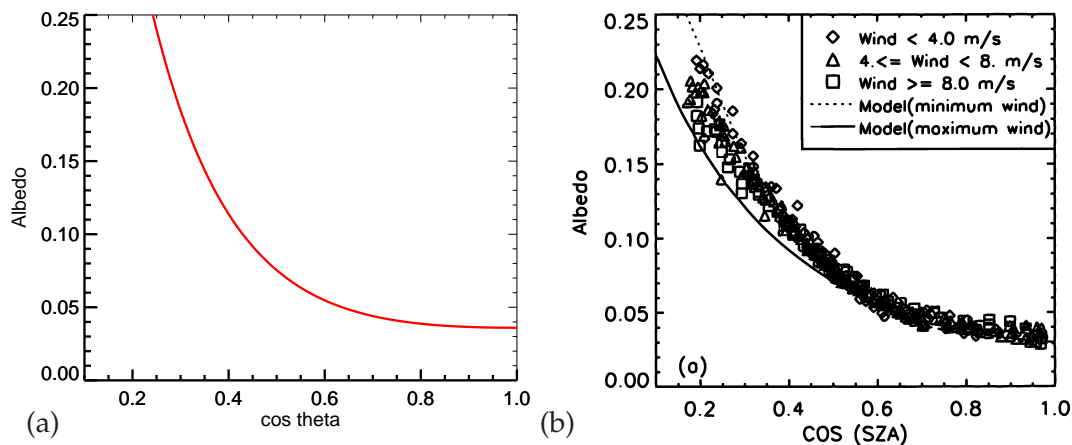


Abbildung 2.1: Albedo der glatten Meeresoberfläche als Funktion des Kosinus des Sonnenzenitwinkels aus der Parametrisierung (a), Abhängigkeit der Albedo von der Windgeschwindigkeit aus Messungen und Modellierung (b) [Quelle: Jin et al., 2002].

Sonnenzenitwinkels. Von senkrechtem Sonnenstand bis zu $\cos \theta = 0.6$ (etwa $\theta = 53^\circ$) ist die Albedo fast konstant. Wenn sie tiefer steht, nähert sich ihr Wert exponentiell eins an. Abbildung 2.1 (b) zeigt nach Jin et al. (2002) die Untersuchung der Albedo einer realen Meeresoberfläche in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Es liegen sowohl Messungen der Albedo in drei verschiedenen Windregimes als auch Modellgrenzen zu Grunde. Hier wird deutlich, dass die Windgeschwindigkeit bei hoch stehender Sonne keinen signifikanten Einfluss zeigt. Erst bei flacher Sonne werden Unterschiede zwischen den Windregimes und im Vergleich zu Abbildung 2.1 (a) sichtbar. Bei $\cos \theta = 0.3$ ($\theta = 72^\circ$) überschätzt die Parametrisierung die Ergebnisse von Jin et al. (2002) um etwa 4%. Bei noch flacherem Sonnenstand sind die Unterschiede erheblich größer. Hierbei muss jedoch beachtet werden, dass die Messungen der solaren Strahlungsflüsse (somit auch der Albedo) bei flacheren Sonnenständen einem exponentiellen Anstieg der Fehlergrenzen unterworfen sind (siehe Kapitel 3.2).

Somit konnte gezeigt werden, dass die Parametrisierung der Albedo auf Grundlage des Fresnelschen Gesetzes eine hohe Genauigkeit bei mittleren und hohen Sonnenständen aufweist, ohne die Oberflächenrauigkeit zu berücksichtigen. Die Anwendung auf Strahlungsbilanzen kann durchgeführt werden, da höhere Unsicherheiten nur bei flachem Sonnenstand auftreten und hierdurch die Energetik nur geringfügig beeinflussen.

Die Abhängigkeit der Albedo von Verschmutzungen (Ölfilm) kann vernachlässigt werden. Sie verursachen auf dem offenen Ozean im Falle ihres sehr seltenen Auftretens eine Zunahme der Albedo von nur wenigen Prozent (Guinn et al., 1979).

Li et al. (2006) zeigen, dass globale Energiebilanzen in Klimamodellen überraschend unempfindlich gegenüber unterschiedlicher Albedo-Schemata sind.

2.1.2 Strahlungsparametrisierungen für wolkenfreie Atmosphäre

Zur Abschätzung einer Vielzahl von Strahlungsantrieben klimarelevanter Prozesse ist die Parametrisierung von Strahlungsflüssen unter wolkenfreien Bedingungen notwendig. Im Verlauf dieser Arbeit wird der Wolken-Strahlungs-Effekt entlang der Fahrtrouten von FS POLARSTERN untersucht. Hierbei wird die real existierende Atmosphäre mit einer parametrisierten wolkenfreien Atmosphäre verglichen und Unterschiede beider Strahlungsbilanzen als Wolken-Strahlungs-Effekt quantifiziert. Aber auch Strahlungsantriebe durch die Emission von Treibhausgasen, die Veränderung der Landnutzung oder Aerosoleffekte lassen sich nur unter Zuhilfenahme von Strahlungsparametrisierungen für wolkenfreie Bedingungen bestimmen (siehe IPCC, 2007).

Des Weiteren gibt es eine Vielzahl an solaren Strahlungsparametrisierungen für den bewölkten Himmel, die als sogenannte 2-Schritt-Parametrisierungen zuerst die Einstrahlung im wolkenfreien Fall approximieren und danach die Transmissionseigenschaften der Wolken als Funktion verschiedener Wolkenparameter berücksichtigen (siehe auch Kalisch, 2005). Diese Parametrisierungen werden oft zur Berechnung von Strahlungsbilanzen über dem Meer eingesetzt, da hier qualitativ hochwertige Messungen nur in geringem Umfang durchgeführt werden. Die den Parametrisierungen zugrundeliegenden Formeln können ferner zur Berechnung der Strahlungsflüsse anhand historischer Aufzeichnungen aus VOS-Datensätzen genutzt werden (Gulev et al., 2007a,b).

Parametrisierung der kurzwelligen Einstrahlung am Boden

Durch die hohe räumliche und zeitliche Variabilität von Wolken zeigen parametrisierte solare Einstrahlungen die höchsten Fehler aller Komponenten der Energiebilanz über See (Hanesiak et al., 2001). Die meisten Parametrisierungen solarer Einstrahlung sind für Stundenmittel oder Tagesmittel optimiert worden (Kizu, 1998; Taylor et al., 1999; Niemelä et al., 2001; Zhang et al., 2004), obwohl kurzzeitige Strahlungsfluktuationen eine wichtige Rolle für viele biologische und chemische Prozesse spielen (Marra, 1978; Cullen und Lesser, 1991; Walsh und Legendre, 1983). In Kalisch und Macke (2008a) wurden verschiedene Parametrisierungen, die auf meteorologischen Standardmessungen basieren, untersucht. Die Parametrisierung nach Zillman (1972) wurde modifiziert und an verschiedene Wolkenklassen angepasst, um eine auf kurzzeitige Fluktuationen schnell reagierende Parametrisierung der solaren Einstrahlung zu erhalten. Nach Zillman (1972), modifiziert nach Kalisch und Macke (2008a) kann die solare Einstrahlung am Boden unter wolkenfreien Bedingungen DSR_{clear} nach

$$DSR_{clear} = S_0 \cdot \cos \theta \cdot T \quad (2.8)$$

parametrisiert werden, wobei S_0 die Solarkonstante und θ den Sonnenzenitwinkel bezeichnen. Die Transmission T_0 der wolkenfreien Atmosphäre wird mit

$$T_0 = \frac{\cos \theta}{(\cos \theta + 1.50)p_w 10^{-3} + 1.14 \cos \theta + 0.08} \quad (2.9)$$

berechnet. Der Partialdruck des Wasserdampfes p_w kann anhand der bodennahen Lufttemperatur und relativen Luftfeuchtigkeit berechnet werden (DWD, 1987). Alle in dieser

Arbeit gezeigten wolkenfreien Referenzkurven der solaren Einstrahlung wurden nach dieser Parametrisierung berechnet (siehe Kapitel 3.2 und Anhang A). Die Berechnung des Wolken-Strahlungs-Effektes (Kapitel 5) erfolgte ebenfalls mit Hilfe dieser Approximation.

Anhand von hochpräzisen Strahlungsmessungen auf der Nordseeinsel Sylt (Zusammenarbeit mit dem Institut für Medizinische Klimatologie der CAU Kiel) wurde für einen wolkenfreien Tag ein systematischer Fehler der Parametrisierung von 7.96 W/m^2 bei einer mittleren Einstrahlung von 547 W/m^2 (entspricht dem relativen Fehler von 1.4 %) und einem RMSE von 9.15 W/m^2 (1.7 %) bestimmt.

Parametrisierung der langwelligen Einstrahlung am Boden

Die atmosphärische Gegenstrahlung am Boden variiert je nach Bedeckungsgrad und Lufttemperatur typischerweise zwischen 200 W/m^2 und 450 W/m^2 . Kalte klare Winterbedingungen führen zu den geringsten Messwerten, tiefe tropische Wolken verursachen die höchsten Werte.

Anhand der langwelligen Strahlungsmessungen auf Fahrtabschnitt ANT-XXIV/1 und ANT-XXIV/4 wurden die Parametrisierungen nach Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso und Jackson (1969), Brutsaert (1975) und Idso (1983) überprüft. Hierzu wurden zu Wolkenfotos mit weniger als $1/8$ Wolkenbedeckung die jeweiligen Messungen der atmosphärischen Gegenstrahlung auf zehn Minuten gemittelt und mit den Ergebnissen der Parametrisierungen verglichen. Es wurde festgestellt, dass die Parametrisierung nach Idso und Jackson (1969) für die Verarbeitung operationeller meteorologischer Bodenmessdaten am besten geeignet ist. Für die atmosphärische Gegenstrahlung unter Wolkenfreiheit $\text{DLR}_{\text{clear}}$ gilt:

$$\text{DLR}_{\text{clear}} = \sigma T^4 (1 - 0.261 \exp(-d(273 - T)^2)) \quad , \quad (2.10)$$

wobei $d = 7.77 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-2}$ konstant und T die Lufttemperatur ist.

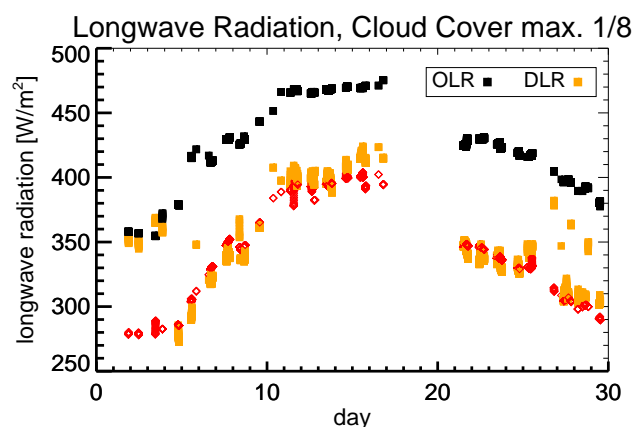


Abbildung 2.2: Gemessene (orange) und nach Idso und Jackson (1969) parametrisierte (rot) atmosphärische Gegenstrahlung bei Bedeckungsgraden von maximal $1/8$ während der Fahrt ANT-XXIV/4. In schwarz ist die langwellige Ausstrahlung der Meeresoberfläche gezeigt.

Abbildung 2.2 zeigt die gemessene (orange) und nach Idso und Jackson (1969) parametrisierte (rot) atmosphärische Gegenstrahlung bei Bedeckungsgraden von maximal $1/8$ während der Fahrt ANT-XXIV/4. In schwarz ist die nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz anhand der SST berechnete langwellige Ausstrahlung dargestellt. Die mittlere Abweichung von Parametrisierung und Messung der atmosphärischen Gegenstrahlung beträgt -3.42 W/m^2 (0.97 %) bei einem RMSE von 16.05 W/m^2 (4.5 %). Diese Werte liegen innerhalb der Fehlertoleranzen des Pyrgeometers und stimmen gut mit Unsicherheiten von langwelligem Parametrisierungen in Jiménez et al. (1987) überein.

Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre

Für die Berechnung energetischer Prozesse am Oberrand der Atmosphäre werden in dieser Arbeit Messungen von Meteosat-8 und Meteosat-9 (MSG) genutzt. Die Umrechnung von den gemessenen schmalbandigen Strahldichten in breitbandige Strahlungsflussdichten ist in Kapitel 3.6 erläutert.

Um am Oberrand der Atmosphäre Wolken-Strahlungs-Effekte zu approximieren, bedarf es der aufwärts gerichteten Strahlungsflüsse, die der Satellit unter wolkenfreien Bedingungen messen würde. Diese Strahlungsflüsse exakt aus Bodeneigenschaften zu berechnen, stellt eine sehr aufwendige und komplexe Aufgabe dar. Die von der Wasseroberfläche in Richtung des Satelliten reflektierte solare Strahlung müsste mit Hilfe der bidirektionalen Reflexionsfunktion unter Berücksichtigung der genauen Oberflächenwellenspektren berechnet werden. Notwendig sind dafür die dreidimensionalen geometrischen Parameter von Erde, Satellit und Sonne sowie die gemessenen Atmosphäreneigenschaften (siehe hierzu auch Rossow und Schiffer, 1991). In Anbetracht des Aufwandes, wird dieses Verfahren hier nicht angewandt.

Eine Referenzdatenbank für Wolkenfreiheit, die in Abhängigkeit von Tag, Tageszeit und geographischer Position die aufwärts gerichteten Strahlungsflüsse angibt, liegt im solaren Spektrum für Meteosat-7 vor, jedoch nicht auf der SEVIRI-Auflösung. Im terrestrischen Spektralbereich wären diese Referenzen mit hohen Unsicherheiten verbunden, da Wasserdampfgehalt der Atmosphäre und Luftfeuchte starken kurzzeitigen Schwankungen unterliegt.

Im Folgenden der Arbeit (Kapitel 5) werden Strahlungsflüsse für den unbewölkten Fall aus der näheren Umgebung der Messposition bestimmt. Dazu wird in einem Gebiet von 25×25 Pixeln (ca. $75 \times 75 \text{ km}$ am Äquator) um die betrachtete Position herum die Wolkenmaske zur Bestimmung wolkenfreier Pixel benutzt. Durch die räumliche Verschiebung kommt es zu geringen Unsicherheiten. Die als „wolkenfrei“ eingestuft Pixel können zudem noch kleinräumige Wolken mit geringem Bedeckungsgrad enthalten und somit zu weiteren Fehlern führen. Wird (z. B. unter stratiformen Bedingungen) kein wolkenfreies Pixel gefunden werden, so geht diese Messung nicht in die Untersuchung ein. Diese näherungsweise Bestimmung der wolkenfreien Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre wurde bereits von Klüser (2006) sowie Hanschmann (2009) angewendet und für den Datensatz dieser Arbeit von Timo Hanschmann (IfT) berechnet.

2.2 Strahlungsbilanzen und Wolkeneffekte

Vor allem die solaren Absorptionseigenschaften von Wolken sind noch mit hohen Unsicherheiten verknüpft. Erst die Kombination aus moderner Satellitenfernerkundung und Bodenmessungen ermöglicht eine genaue Untersuchung der Wolkenphysik und ihren Einfluss auf den Strahlungshaushalt.

Strahlungstransportmodelle können die Unsicherheiten in der Wirkung von Wolken auf den Strahlungs- und Energiehaushalt oft nicht klären. Cess et al. (1995) ermittelten in einer umstrittenen Arbeit anhand von Satelliten- und Bodenmessungen eine um 25 W/m^2 höhere solare Absorption durch Wolken als von Modellen berechnet, die in der Literatur als „anomalous cloud absorption“ bezeichnet wurde.

Aus ISCCP-Daten und bodengebundenen Strahlungsmessungen wurden globale Datensätze mit 280 km räumlicher Auflösung für die Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre und am Boden erstellt (Rossow und Zhang, 1995). Zhang et al. (2004) erweiterten die globalen Strahlungsdatensätze um fünf Höhenschichten.

Die Netto-Wolken-Strahlungs-Effekte in der Atmosphärensäule beeinflusst den Strahlungshaushalt der Erde zwar nur unwesentlich (Rossow und Zhang, 1995), jedoch besitzt der langwellige Effekt in der Atmosphärensäule einen meridionalen Gradienten (Kato et al., 2008). Im langwellige Spektralbereich führen Wolken in den Tropen zu einer Erwärmung und in den polaren Gebieten zu einer Abkühlung in der Atmosphäre.

Der mittlere Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden wurde von Fairall et al. (2008) anhand von Messbojen im tropischen Pazifik auf -40 W/m^2 bestimmt. Der mittlere Effekt von Cirren beträgt nach Dupont und Haefelin (2008) am Boden im solaren -50 W/m^2 und im langwelligen Spektralbereich 5 W/m^2 .

Eine globale Abschätzung aller Strahlungskomponenten und der mittleren Effekte von

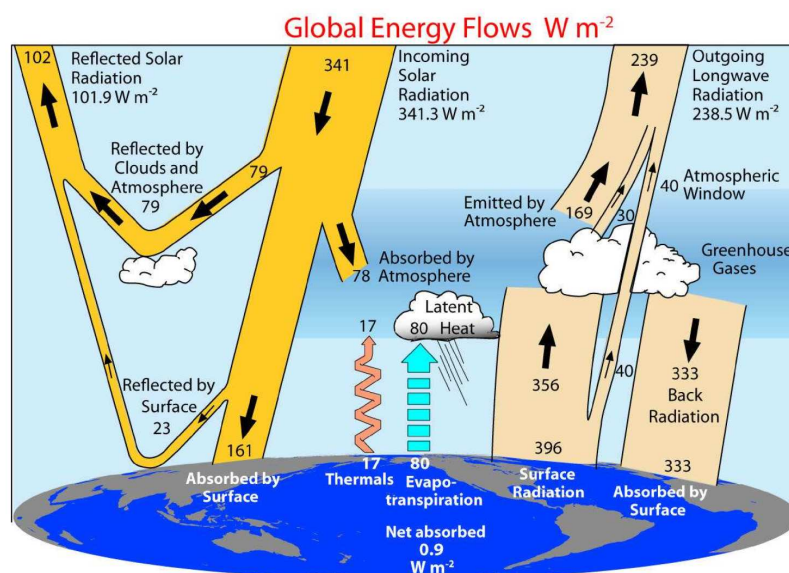


Abbildung 2.3: Globale mittlere Energiebilanz. [Quelle: Trenberth et al., 2009].

Wolken auf das Klima findet sich in Kiehl und Trenberth (1997). Diese Approximationen wurden in Trenberth et al. (2009) auf Basis neuester Messungen, aktueller Satellitendaten (CERES) und verbesserter Analysemethodik überarbeitet und wird in Abbildung 2.3 gezeigt.

2.3 ARM-Program

Das U.S. Department of Energy (DOE) hat 1989 das Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program gegründet, um die wissenschaftlichen Unsicherheiten in Bezug auf Klimaveränderungen zu klären. Zentrales Thema ist hier die Erforschung der Wolken und ihre Wirkung auf den Strahlungstransfer. Die ARM-Messkampagnen führen mit modernster Technik kombinierte Messungen von Strahlungsflüssen, Aerosol- und Wolkeneigenschaften durch.

Eine Vielzahl von Ergebnissen konnten bisher mit Hilfe des ARM Program präsentiert werden. Die Qualitätsstandards konnten verbessert und eine automatische Qualitätssicherung von Strahlungsmessdaten am Boden (Long und Shi, 2008) eingeführt werden.

Im Projekt RADAGAST konnten Bodenmessungen (ARM) mit Satellitenmessungen (GERB) kombiniert und beispielsweise der Einfluss von Aerosol, Temperaturprofil und IWV auf den Strahlungstransport von solarer und terrestrischer Strahlung untersucht werden (Slingo et al., 2009). Miller et al. (2009) konnten im gleichen Projekt zeigen, dass Strahlungsbilanzen am Boden während der Trockenzeit maßgeblich von langwelligen Strahlungsflüssen (fühlbare Wärme) und während der Regenzeit von Flüssen latenter Wärme dominiert sind. Bharmal et al. (2009) quantifizierten die Strahlungseffekte von Aerosol und Staubereignissen unter wolkenfreien Bedingungen am Boden sowie am Oberrand der Atmosphäre.

Aus kombinierten Messungen von ARM mit einem flugzeuggetragenen Scanning Spectral Polarimeter (SSP) wurde in Li et al. (1999) die solare Absorption von Wolken insitu bestimmt. Es konnte gezeigt werden, dass Wolken bis zu 37% der einfallenden solaren Strahlung absorbieren können und die Modellabsorptionen somit stark unterschätzen.

Eine Evaluierung und Verbesserung von Satelliten-Wolkenbedeckungen (MODIS) wurde in Li et al. (2005) durchgeführt. Hierzu konnten die Bedeckungsgrade aus ARM-Messungen (Wolkenkamera) genutzt werden.

In Wang et al. (2008) wurden unterschiedliche Satellitenalgorithmen, ihr Einfluss auf abgeleitete Wolkenparameter und hieraus die Approximation von Strahlungsflüssen am Boden mit Messwerten verglichen. Eine schneebedeckte Erdoberfläche führt hier zu den größten Unsicherheiten in Satellitenalgorithmen.

In Anlehnung an die mobilen Messplattformen des ARM-Program wurde der OCEANET-Messcontainer konzipiert, der sich in seiner seefesten kompakten Bauform vor allem für die Erforschung der Ozeane eignet (siehe Kapitel 3.5).

2.4 ECHAM5 Einfachsäulenmodell

In dieser Arbeit wurde das globale Klimamodell ECHAM5 des Max-Planck-Institutes für Meteorologie (Hamburg) verwendet. Eine umfassende Modellbeschreibung findet sich in Roeckner et al. (2003). Wie in den meisten Klimamodellen wurden auch hier eine planparallele Atmosphäre und innerhalb einer Modellbox die Vereinfachungen der homogen vermischten Gasbestandteile der Luft sowie die Annahme des lokalen thermodynamischen Gleichgewichtes durchgeführt. Die Behandlung von Wolken in ECHAM wird durch die „Monte Carlo Independent Column Approximation“ McICA durchgeführt (Barker et al., 2002; Pincus et al., 2003). Durch dieses Verfahren können horizontale Varianzen und Überlappungsraten von Wolken innerhalb einer Modellbox genauer modelliert werden (Räisänen et al., 2007). Hierzu sind subskalige Säulen notwendig, die mit einem stochastischen Wolkengenerator gewonnen werden (Räisänen et al., 2005).

Zur weiteren Vereinfachung wurde ECHAM5 als Einfachsäulenmodell nach Hanschmann et al. (2010) eingesetzt und mit Messdaten der Forschungsfahrten betrieben. Die Modellsimulation erfolgte in der T31-Auflösung mit Gitterboxen von $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ (ca. 400 km Kantenlänge am Äquator) und 19 vertikalen Schichten. Es wurde in einzelnen Zeitschritten mit einer Auflösung von 15 Minuten gerechnet. Vor jedem Zeitschritt wurde das Modell mit den entsprechenden Messdaten (10-Minuten-Mittel) versorgt. Sämtliche dynamischen und horizontalen Abhängigkeiten der Modellboxen wurden deaktiviert, sodass kein Austausch mit benachbarten Modellboxen bestand. Innerhalb eines Zeitschrittes kann es weder zu Tropfenwachstum, noch zu Niederschlag kommen. Dadurch konnten die Strahlungsparameter als direkte Wirkung auf den gemessenen Atmosphärenzustand berechnet werden.

Im Einfachsäulenmodell werden Wolken in nur eine einzige homogenen Modellschicht eingebaut. Überlappungen unterschiedlicher Wolken sind somit ausgeschlossen. Das McICA-Verfahren kommt hier nicht zur Anwendung, da die Messungen für die gesamte Modellbox keine genauen Aussagen über verschiedene und überlappende Wolken geben. Da eine homogene Wolkenschicht zu einer Überschätzung der realen Wolkenalbedo führen würde, muss die optische Dicke der Wolkenschicht (als Funktion des LWP) reduziert werden. Aus Flüssigwassergehalt, Druck, Temperatur und der Anzahlkonzentration der Wolkentropfen werden der Effektivradius und somit die Mie-streuenden Eigenschaften bestimmt.

Der solare Strahlungstransport erfolgt im Modell nach Fouquart und Bonnel (1980). Es werden Rayleigh-Streuung und Absorption an Wasserdampf und Ozon (variable gasförmige Bestandteile) sowie an den homogen vermischten Gasen CO_2 , N_2O , CO , CH_4 und O_2 berücksichtigt. Aerosole verursachen Streuung und Absorption. Die direkten und diffusen Strahlungsanteile werden separat berechnet. Eine boxspezifische Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion leitet für jede Modellbox die Streu- und Absorptionseigenschaften anhand der Streupartikelcharakteristika (Anzahl, Partikelgröße) ab. Da Streuung und Absorption wellenlängenabhängig sind, wird der solare Strahlungstransport in vier spektrale Bereiche separiert. Transmission und Reflexion werden in jeder Modellsäule für den wolkenfreien und den bewölkten Fall berechnet. Massenextinktionskoeffizient,

Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter werden als Funktion des Effektivradius bestimmt.

Im langwelligen Spektralbereich wird der Strahlungstransport in ECHAM nach Mlawer et al. (1997) berechnet. Hier werden die spektralen molekularen Absorptionskoeffizienten von H_2O , O_3 , CH_4 , CO_2 , NO_x und den FCKWs genutzt und unter Beachtung von überlappenden Absorptionsbanden die langwelligen Flüsse approximiert. Der Einfluss des Aerosol folgt dem Planck-Gesetz.

Kapitel 3

Forschungsfahrten und Datenerfassung

Die Datengrundlage dieser Arbeit bilden die Messungen während fünf transatlantischer Forschungsfahrten des Forschungsschiffes FS POLARSTERN (Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung AWI) und der korrespondierenden Satellitenfernerkundung durch *Meteosat Second Generation* MSG (EUMETSAT). Der Einsatz von hochauflösenden bodengebundenen Messgeräten zur Atmosphärenfernerkundung auf Deutschlands größtem Forschungsschiff führt in Verbindung mit dem derzeit modernsten Satelliten zur Wetterbeobachtung im europäisch-atlantischen Großraum zu einem einzigartigen Datensatz zur Analyse von differenzierten Wolken-Strahlungseffekten.

3.1 Forschungsfahrten auf FS POLARSTERN

FS POLARSTERN ist ein deutsches Polarforschungs- und Versorgungsschiff der Eisklasse ARC3. In El Naggar und Fahrbach (2010) sind umfangreiche technische Daten von POLARSTERN gegeben. Das Schiff verweilt gewöhnlich in den polaren Gebieten der jeweiligen Sommerhemisphäre und ist eine Plattform für atmosphärische, ozeanographische, chemische, biologische und geologische Experimente.

Die atlantischen Transferfahrtabschnitte zwischen den Polarregionen sind nur von wenigen stationären Einsätzen unterbrochen und eignen sich somit hervorragend für meridionale atmosphärische Messungen durch tropische, subtropische und gemäßigte Klimazonen beider Hemisphären. Die Messdaten dieser Arbeit wurden auf den Fahrtabschnitten ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1 gewonnen. In Abbildung 3.1 sind die jeweiligen Fahrtrouten dargestellt, und Tabelle 3.1 listet sie mit ihren zugehörigen Fahrtberichten chronologisch auf.

Der Fahrtabschnitt ANT-XXIII/10 ist der erste mit Beteiligung der Abteilung *Maritime Meteorologie* des IFM-GEOMAR an dem Forschungsbetrieb auf POLARSTERN und zugleich der erste mit mehrwöchigem Forschungseinsatz des Mikrowellenradiometers HATPRO (siehe Kapitel 3.4) an Bord eines Forschungsschiffes (Macke et al., 2007). Unmittelbar zuvor wurde es für vier Tage an Bord von FS ALKOR getestet. Das Ziel der

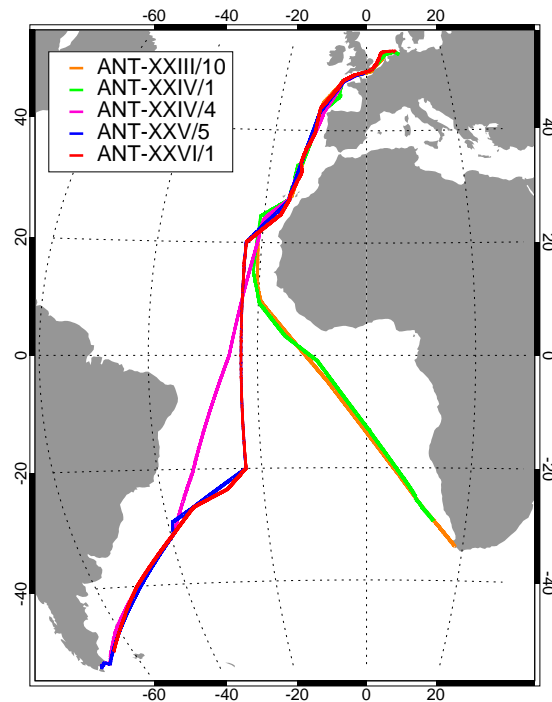


Abbildung 3.1: Transatlantische Fahrtrouten der Fahrtabschnitte ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANTXXV/5 und ANTXXVI/1 von FS POLARSTERN.

Fahrtabschnitt	Zeitraum	Start-/Zielhafen	Fahrtbericht
ANT-XXIII/10	12.04. - 04.05.2007	Kapstadt - Bremerhaven	Macke (2008)
ANT-XXIV/1	26.10. - 26.11.2007	Bremerhaven - Kapstadt	Schiel (2009)
ANT-XXIV/4	18.04. - 20.05.2008	Punta Arenas - Bremerhaven	Macke (2009)
ANT-XXV/5	11.04. - 24.05.2009	Punta Arenas - Bremerhaven	Zenk und El Naggar (2010)
ANT-XXVI/1	16.10. - 25.11.2009	Bremerhaven - Punta Arenas	El Naggar und Macke (2010)

Tabelle 3.1: Übersicht über Fahrtabschnitte von FS POLARSTERN und die jeweiligen Start- und Zielhafen sowie die zugehörigen Fahrtberichte.

transatlantischen Fahrt war eine kontinuierliche Profilierung der Atmosphäre und eine Strahlungsbilanzierung durch alle Klimazonen von den gemäßigten Breiten bis zu den Tropen.

Aus den Satellitendaten des MSG ist im thermischen und im Wasserdampfkanal ersichtlich, dass sich in der Südhemisphäre fast alle hohen und stark konvektiven Wolkenfor-

mationen nicht auf der Fahrtroute der POLARSTERN befanden, bzw. erfolgte eine Auflösung der hohen Wolken unmittelbar bevor das Schiff diese passierte. Vor allem die ITCZ war auf der Fahrt kaum wetterwirksam; es gab lediglich ein einzelnes tropisches Gewitterereignis mit 4 mm Niederschlag am Abend des 21.04.2007. Zeitgleich wurde mit 32 °C die höchste Wassertemperatur erreicht.

Am 22. und 23.04.2007 (6° N - 13° N, 17° W - 20° W) wurden große Mengen Saharastaub entlang des Schiffsurses advehiert. Einige Tage zuvor wurde durch lokale Windereignisse in der Sahara Mineralstaub in die Atmosphäre eingetragen und durch die Windverhältnisse der Passatregion über den Atlantik advehiert (Schepanski et al., 2009). Als Staubquellen kommen vor allem ausgetrocknete Flusstäler in Frage (Tegen et al., 2002). Die Werte der Aerosol-optischen Dichte AOD betragen unter klaren Atmosphärenbedingungen weniger als 0.15 (bei Wellenlänge $\lambda = 550$ nm); hier stiegen die Messwerte des MICROTOPS Sonnenphotometers auf 0.50 an. Die resultierende zusätzliche Streuung und Absorption von solarer Strahlung ist auch in den entsprechenden Tagesgängen der solaren Einstrahlung sichtbar (siehe Anhang A.1). Die Einstrahlung ist an diesen Tagen kontinuierlich geringer als die Referenzkurve für den wolkenfreien Zustand. Analog zeigt sich, dass die atmosphärische Gegenstrahlung während eines Staubereignisses erhöht wird (siehe Kapitel 3.2 und Abbildung 3.4 b).

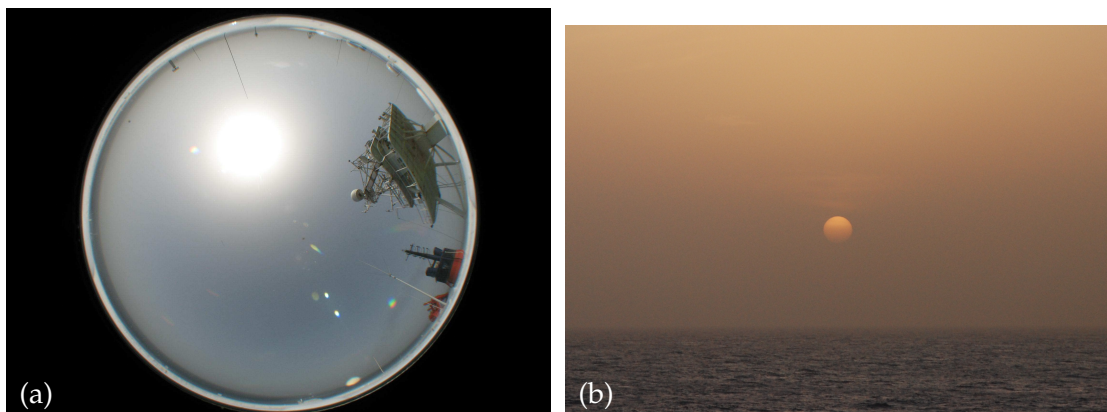


Abbildung 3.2: Während eines Staubereignisses aufgenommenes Wolkenkamerabild des wolkenfreien Himmels (a) und unbearbeitetes farbtreues Bild des verschleierte Sonnenunterganges (b).

Die zugehörigen Wolkenbilder zeigen einen dunstigen Himmel (obwohl wolkenfrei) und eine verschleierte Sonne. In Abbildung 3.2 (a) ist ein Bild der Wolkenkamera während eines typischen Staubereignisses an einem wolkenfreien Tag dargestellt. Es ist eine sehr starke Streuung des Lichtes zu erkennen, welche die Sonnenscheibe zu einem großen unscharf begrenzten Fleck verschwimmen lässt, vergleichbar mit einem dünnen Hochnebelschirm. Am Horizont erkennt man eine leichte Braunfärbung des Himmels. Die relativ klare Abgrenzung von Himmel und Horizont deutet darauf hin, dass die höchste Staubbelastung nicht in der bodennahen Luftschicht vertreten ist. Die Sonnenauf- und -untergänge sind durch den längeren Weg des Lichtes in staubiger Atmosphäre ent-

sprechend verschleiert und der Himmel erscheint bräunlich bis rötlich (siehe Abbildung 3.2 b) - einerseits durch die Rayleigh-Streuung und andererseits durch die eigene Farbe des Staubes. Eine typische Tageskurve der Einstrahlung während eines Staubereignisses wird in Kapitel 3.2 diskutiert.

Auf dem Fahrtabschnitt ANT-XXIV/1 wurden präzisere Radiometer für solare Einstrahlung und atmosphärische Gegenstrahlung verwendet. Statt des früher eingesetzten Kombinationsinstrumentes *Kipp & Zonen CNR1* wurden hier neben der meteorologischen Bordmessanlage das Pyranometer *Kipp & Zonen CM21* und das Pyrgeometer *Kipp & Zonen CG4* (siehe Kapitel 3.2) genutzt. Vom 07. bis 09.11.2007 (17° N - 8° N, 21° W - 19° W) wurde wieder ein Staubereignis gemessen. Die 6-Tage-Rückwärtstrajektorien der Luftmassen in 1.5 km Höhe wurden an Bord durch den DWD bereitgestellt und zeigen als Herkunftsgebiet Nordafrika. Die Sichtweite war durch den Staub auf 5 m herabgesetzt. Am nächsten Tag beendeten erste tropische Schauer der ITCZ verbunden mit verstärkter turbulenter Luftbewegung den Staubeinfluss. Auf dieser Fahrt lag die Achse der ITCZ bei etwa 5° N. Diverse mehrstündige Stationen zur Erforschung von Zooplankton sowie ozeanographischen und chemischen Wassermassencharakteristika führten zu Unterbrechungen des kontinuierlichen Fahrtverlaufes.

Die Forschungsfahrt ANT-XXIV/4 wurde als erste des WGL-Verbundprojektes OCEANET durchgeführt (siehe Kapitel 3.5). Bei günstigen Wetter- und Seegangsverhältnissen fanden täglich zur Mittagszeit 45-minütige Stationen zur Messung des spektralen Lichtangebotes unter Wasser statt. Die Atmosphärenmessgeräte wurden mit einem *Licor* zur schnellen Messung von Luftfeuchtigkeit und CO₂ ergänzt, welches die Berechnung des turbulenten Flusses von latenter Wärme zulässt (Smith, 1980). Die ITCZ befand sich in der Nähe des Äquators und wurde am 04. und 05.05.2008 durchfahren. Direkt danach wurde ein Staubereignis vom 05. bis 08.05.2008 (3° N - 16° N, 24° W - 21° W) gemessen mit maximalen Werten der Aerosol-optischen Dicke von fast 1.0, wobei während der ersten beiden Tage eventuell Cirren das Staubsignal verstärkt haben könnten.

Im Lee der Kanarischen Inseln wurden am 11.05.2008 Kármánsche-Wirbelstrassen beobachtet, ein strömungsmechanisches Phänomen, bei dem sich hinter einem umströmten Körper gegenläufige Wirbel ausbilden (siehe Etling, 1989). Im Fall der Messungen kam es im zeitlichen Abstand von 1.5 bis 2 Stunden zu regelmäßigen Änderungen von Windrichtung und Windgeschwindigkeit mit analogen leichten Fluktuationen von Lufttemperatur, Druck und Luftfeuchtigkeit.

Während des Fahrtabschnittes ANT-XXV/5 wurden die gleichen meteorologischen Messungen wie auf der vorhergehenden Fahrt und zusätzlich eine spektrale UV-Messung durchgeführt, deren Messaufbau in Stick et al. (2006) beschrieben wird. Es gab mittags regelmäßige kurze Stationen zur Bestimmung des Unterwasserlichtangebotes und eine eintägige ozeanographische Station über dem Vema-Kanal. Der Fahrtverlauf folgte zur Messung von ADCP-Stömungsprofilen in den Tropen zwischen 20° S und 20° N exakt dem 23-ten Längengrad. Die ITCZ befand sich auf dieser Fahrt zwischen 2° S und 3° N. Eine verstärkte Saharastaubbelastung bestand vom 06. bis 09.05.2009 (6° N - 14° N, 23° W) mit maximalen Messwerten der AOD von 0.55 (bei 550 nm).

Auf dem Fahrtabschnitt ANT-XXVI/1 wurde erstmalig der Atmosphärenmesscontai-

ner *OCEANET-Atmosphere* eingesetzt (siehe Kapitel 3.5). Er kombiniert alle bisher einzeln eingesetzten Messsysteme für die Strahlungsmessung, die kameragebundene Wolkenfernerkundung, die Mikrowellenradiometrie, die hochfrequente Wind- und Feuchtemessung sowie die Standardmeteorologie. Zusätzlich arbeitet im Inneren das Raman-LIDAR-System POLLY XT des Institutes für Troposphärenforschung aus Leipzig (Althausen et al., 2009) zur Bestimmung von Partikelrückstreu- und Extinktionskoeffizienten des atmosphärischen Aerosols sowie der Polarisation des Lichtes. Die Fahrt erfolgte ähnlich der ANT-XXV/5 mit 23°-W-Meridionalschnitt, täglichen kurzen Stationen und mehrstündiger Vema-Kanal-Station.

Nahe der Kapverdischen Inseln befand sich POLARSTERN am 31.10. und 01.11.2009 unter Einfluss von Saharastaub (17° N - 10° N, 23° W). Im unmittelbaren Anschluss daran erreichte sie die ITCZ, deren Achse bei 7° N bis 8° N lag. Das Maximum der Wassertemperaturen wurde am 03.11.2009 gemessen (4° N) und betrug 28.9 °C.

3.2 Strahlung

Zur Messung der hemisphärischen Globalstrahlung dienen Pyranometer. Diese besitzen unter einer Glaskuppel eine vor Umwelteinflüssen geschützte Thermosäule. Die sichtbare Oberseite der Thermosäule trägt eine schwarze, im Solaren absorbierende Beschichtung. Darunter befinden sich 64 Thermoelemente und ein Kompensationselement. Bei kurzweiliger Bestrahlung erwärmt sich die Oberseite. Durch den Temperaturgradienten erzeugen die Thermoelemente eine elektrische Spannung, die proportional zur auftretenden Strahlungsflussdichte ist. Die atmosphärische Gegenstrahlung wird mittels Pyrgeometer gemessen. In Aufbau und Funktionsweise ähneln sie stark den Pyranometern, jedoch ist ihr Siliziumdom nur für terrestrische Strahlung durchlässig.

An Bord der POLARSTERN wurde die solare Einstrahlung mit dem Pyranometer *Kipp & Zonen CM21* gemessen (Abbildung 3.3). Es entspricht der "Secondary Standard" Spezifikation nach ISO 9060 und besitzt eine Genauigkeit von $\pm 2\%$. Es wird im Wellenlängen-

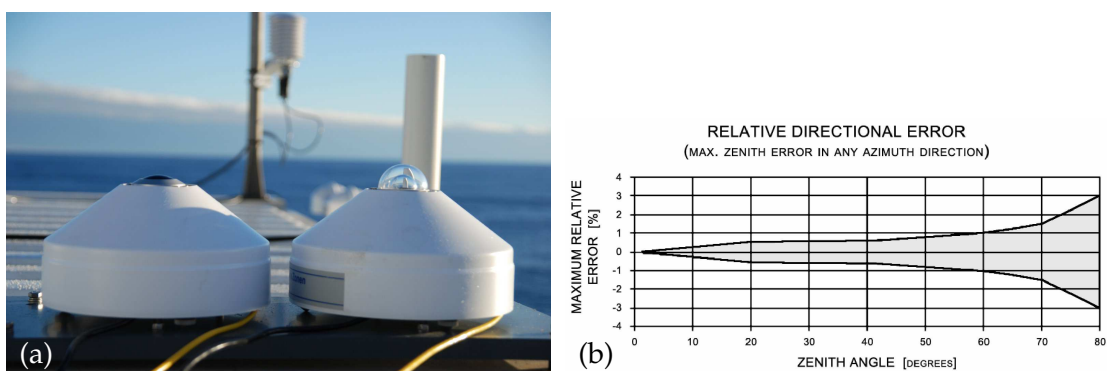


Abbildung 3.3: Pyrgeometer *Kipp & Zonen CG4* (a, links) und *Pyranometer Kipp & Zonen CM21* (a, rechts). In (b) sind die maximalen relativen Richtungsfehler des CM21 in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel gezeigt [Quelle: Kipp & Zonen, 2004].

bereich von 305 bis 2800 nm gemessen mit einer gerätespezifischen Reaktionszeit von 1.6 s (für eine Erfassung von 63% der Messwertänderung) bzw. 5 s (für eine Erfassung von 95% der Messwertänderung) (Kipp & Zonen, 2004). Mit einer Frequenz von 1 Hz werden die Messspannungen bzw. die adäquaten solaren Strahlungsflussdichten vom Computersystem aufgezeichnet. Pyranometer und Pyrgeometer haben einen Sichtwinkel von 180° und ihre Winkelcharakteristika entsprechen dem Kosinusverhalten (siehe Kipp & Zonen, 2004). Das bedeutet in der Praxis, dass die Radiometer vom Hersteller unter vier verschiedenen Zenitwinkeln mit je zwei Azimutwinkeln kalibriert werden und ihre Abweichungen vom Kosinusverhalten und den damit verbundenen systematischen Messfehlern innerhalb strenger direktonaler Fehlergrenzen liegen müssen. In Abbildung 3.3 (b) sind die maximalen relativen direktonalen Fehler des CM21 aufgezeigt.

Das bis zum Fahrtabschnitt ANT-XXV/5 verwendete Pyrgeometer *Kipp & Zonen CG4* (Abbildung 3.3) misst im Wellenlängenbereich von 4.5 bis $42 \mu\text{m}$. Die Genauigkeit wird mit $\pm 3\%$ angegeben. Die Reaktionszeit beträgt 8 s (63%) bzw. 25 s (95%) (Kipp & Zonen, 2001). Das auf ANT-VI/1 eingesetzte Pyrgeometer *CGR4* unterscheidet sich lediglich durch eine kürzere Reaktionszeit von 6 s (63%) bzw. 18 s (95%) (Kipp & Zonen, 2006).

Die meteorologische Bordanlage der POLARSTERN besitzt ein Pyranometer vom Typ *Kipp & Zonen CM11* (König-Langlo, 2006), dessen Messwerte als Minutenmittel gespeichert werden. Die Genauigkeit des CM11 entspricht der des CM21 (Kipp & Zonen, 2000). Pyrgeometermessungen werden auf POLARSTERN nicht operationell durchgeführt. Für diese Arbeit wurden die Messdaten aller hier erwähnten Radiometer verwendet.

Weiterhin werden möglichen Fehlerquellen der Strahlungsmessungen in Kapitel 5.5 diskutiert.

In den Abbildungen 3.4 und 3.5 sind typische Tagesgänge der solaren Einstrahlung und der atmosphärischen Gegenstrahlung unter verschiedenen Atmosphärenzuständen dargestellt. Die Grafik in 3.4 (a) zeigt einen Tag mit morgendlichen Wolkenfeldern und nachfolgendem komplett wolkenfreiem Himmel. In blauer Farbe wird eine Referenzkurve der Einstrahlung für den wolkenfreien Fall nach Kalisch und Macke (2008a) dargestellt. Der gelbe Graph ist eine Referenzkurve der atmosphärischen Gegenstrahlung bei Wolken-

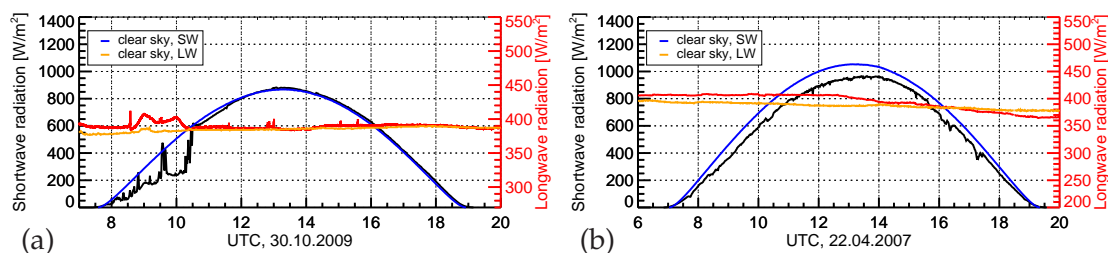


Abbildung 3.4: Tagesgänge der solaren Einstrahlung (schwarz) und atmosphärischen Gegenstrahlung (rot) für wolkenfreien Himmel nach morgendlichen Wolkenfeldern (a) und wolkenfreie Bedingungen während eines Saharastaubeignisses (b). Für wolkenlose Bedingungen sind theoretische Referenzkurven der solaren Einstrahlung in blau und der atmosphärischen Gegenstrahlung in rot dargestellt.

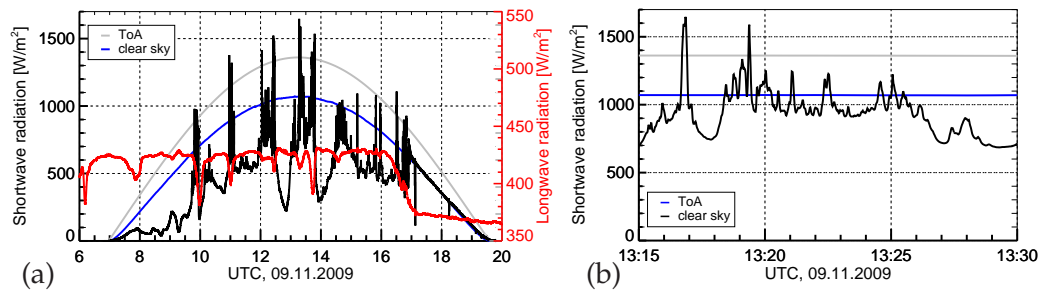


Abbildung 3.5: Tagesgang der solaren Einstrahlung (schwarz) und atmosphärische Gegenstrahlung (rot) am Tag der höchsten gemessenen Einstrahlung auf ANT-XXVI/1. (a) zeigt den gesamten Tagesverlauf und (b) den Ausschnitt von 13:15 bis 13:30 UTC mit dem Maximum von 1646 W/m^2 . Die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre ist grau und am Boden unter Wolkenfreiheit blau.

freiheit nach Idso und Jackson (1969). Die gemessene solare Einstrahlung (schwarz) folgt der Parametrisierung mit Beginn der Wolkenfreiheit ab 11:00 UTC mit geringen Abweichungen. Während die gemessene atmosphärische Gegenstrahlung bei Anwesenheit der Wolken noch deutlich von der Referenzkurve für wolkenfreie Gegenstrahlung abweicht, ist sie ab 10:20 UTC nahezu konstant und weicht von der Parametrisierung nur um wenige Watt pro Quadratmeter ab.

In Abbildung 3.4 (b) wird ebenfalls eine Messkurve unter wolkenfreien Bedingungen gezeigt, jedoch während eines Saharastaubereignisses. Hier beträgt der Unterschied zwischen gemessener solarer Einstrahlung und theoretischem Referenzwert bis zu 100 W/m^2 am Vormittag und Mittag. Analog dazu ist die atmosphärische Gegenstrahlung um bis zu 25 W/m^2 höher gegenüber ihrer Referenz. Mit einer Abnahme der strahlungsrelevanten Staubbelastung ab 13:00 UTC nähert sich die solare Einstrahlung am Nachmittag ihrer Referenz etwas an. Die gemessene atmosphärische Gegenstrahlung erreicht um 16:15 UTC den Wert der Parametrisierung. Am Abend erzeugt die Parametrisierung scheinbar fehlerbehaftete Werte und liegt um etwa 15 W/m^2 zu hoch. Der Fehler befindet sich jedoch innerhalb der Fehlergrenzen (siehe Kapitel 2.1.2).

Abbildung 3.5 (a) zeigt den Tag mit der höchsten gemessenen solaren Einstrahlung während ANT-XXVI/1 von 1646 W/m^2 . In Abbildung 3.5 (b) ist der Zeitraum des Maximums mit gestreckter Zeitachse dargestellt. Die theoretische Referenzkurve bei Wolkenfreiheit ist blau, die Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre ist in grau hinterlegt. Der Sonnenzenitwinkel betrug zum Zeitpunkt des Maximums $\theta = 1.25^\circ$. Der Zustand der Bewölkung zum Zeitpunkt der maximalen Einstrahlung ist in Abbildung 3.6 gezeigt. Hier wird deutlich, dass der „broken-cloud-effect“ zu dieser Strahlungserhöhung geführt hat. Dabei scheint die direkte Sonne durch eine Lücke der fast vollständig geschlossenen semitransparenten Wolkendecke. Am Ort des Beobachters addieren sich die direkte solare Einstrahlung, die in der Größenordnung des wolkenfreien Referenzwertes liegt, und die diffuse solare Strahlung, welche durch die dünne Wolkendecke gestreut wurde. Als Folge sind - wie auch in diesem Fall - Strahlungserhöhungen möglich, die die Einstrahlung am



Abbildung 3.6: Am 09.11.2009 13:17 UTC zum Zeitpunkt der größten Strahlungserhöhung aufgenommenes Wolkenfoto (siehe Abbildung 3.5 b).

Oberrand der Atmosphäre überschreiten. Die Gesetzmäßigkeiten der Energieerhaltung bleiben durch das räumlich sehr begrenzte Auftreten der Strahlungserhöhung erhalten; unter den von dünnen Wolken abgeschatteten Gebieten ist die Einstrahlung deutlich reduziert. Die Dauer der Strahlungserhöhungen beträgt nach Schade et al. (2007) in den meisten Fällen nur wenige Sekunden. Ständige Bewegungen der Wolken im Windfeld der Atmosphäre schliessen längere Strahlungserhöhungen (viele Minuten oder Stunden) aus, wenngleich sie unter entsprechenden stationären Wolkenverhältnissen (Lenticularis-Wolken) theoretisch möglich wären.

Während der Forschungsfahrt ANT-XXVII/1 wurde am 19.11.2010 unter ähnlichen Wolkenbedingungen und bei sogar flacherem Sonnenstand ($\theta = 9.24^\circ$) eine Strahlungsflussdichte von 1863 W/m^2 gemessen. Diese extreme Strahlungserhöhung wurde wieder von einer fast geschlossenen Stratocumulusschicht hervorgerufen. Es ist zu vermuten, dass für maximale Strahlungserhöhungen neben den notwendigen Wolkenlücken und der guten Sichtweite eine optimale optische Dicke der Wolkenschicht eine große Rolle spielt - sind die Wolken zu dünn, wird ein zu geringer Anteil der Strahlung gestreut, ist die Schicht zu dick, so ist die Rückstreuung in den Weltraum zu hoch.

3.3 Fernerkundung per Wolkenkamera

Analoge Wolkenkameras wurden bereits seit den 1970-er Jahren zur Archivierung von einzelnen Himmelsszenarien benutzt. Diese teils mechanisch-halbautomatischen, teils handgeführten Geräte setzten sich im operationellen Betrieb nicht durch. Während mehrwöchiger Forschungsfahrten wie z.B. der 19. Forschungsfahrt der RV AKADEMIK VAVILOV (Kalisch, 2005) erfolgten Off-Shore-Einsätze analoger Wolkenkameras mit nachträglicher Digitalisierung der Bilder.

Digitale Wolkenkameras existieren seit Mitte der 1990-er Jahre (Oznovitch et al., 1994; Long und DeLuisi, 1998) und setzen sich in den letzten Jahren verstärkt durch. Sie ermöglichen nicht nur eine elektronische Archivierung des visuellen Zustandes des Him-

mels, sondern mit Hilfe verschiedener Bildverarbeitungsalgorithmen auch die Berechnung des Bedeckungsgrades und des Wolkentyps (siehe Kapitel 3.3.1). Mit einer visuellen Auswahl von Trainingsdatensätzen kann die Berechnung dieser beiden Parameter dabei nicht genauer sein als eine synoptische Wetterbeobachtung, aber sie ist persistenter und jederzeit reproduzierbar. Darüber hinaus ermöglicht die elektronische Wetterbeobachtung kontinuierliche hochfrequente Messungen.

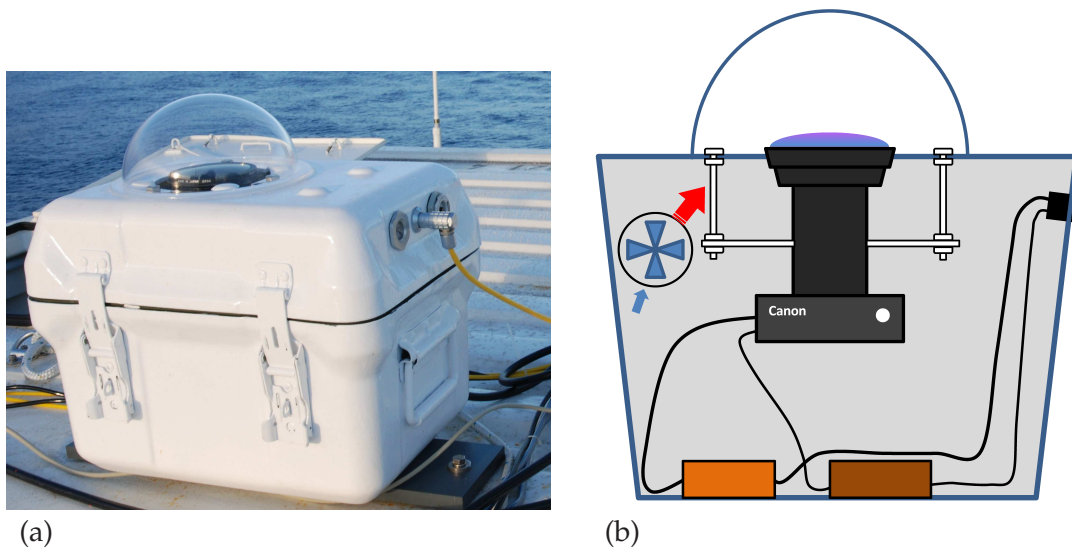


Abbildung 3.7: Die nach Kalisch und Macke (2008a) am IFM-GEOMAR entwickelte Wolkenkamera auf dem Dach des Messcontainers OCEANET-Atmosphäre (a) und als Schnittschema (b).

In Abbildung 3.7 (a) ist die nach Kalisch und Macke (2008a) am IFM-GEOMAR entwickelte Wolkenkamera im Einsatz auf OCEANET-Atmosphäre (Kapitel 3.5) und in Abbildung 3.7 (b) als Schnittschema dargestellt. Als handelsübliche Kamera bewährten sich von CANON die POWERSHOT A640 und die G9 mit zusätzlichen Netzteilen. Ihre Nachfolgemodelle sind erwartungsgemäß ebenfalls geeignet. Den Blickwinkel über den gesamten Halbraum realisiert der Fisheye-Konverter RAYNOX DCR-CF185PRO. Das Gehäuse der Kamera ist eine Transportbox aus GFK (40 x 30 x 30 cm). Sie ist wasserdicht, druckdicht, salzbeständig und durch vier Schnellverschlüsse zu öffnen. Die Acrylglasskuppel ist von EDMUND OPTICS¹. LEMO²-Steckverbindungen und Zuleitungen sind seewasserfest und UV-stabil. Da die Kamera per USB angesteuert wird, benötigt man ein USB-Verlängerungssystem, das die USB-Signale via Netzkabel über 40 m transmittiert. Lüfter und eine 50-W-Heizung im Inneren der Box verhindern sowohl ein Beschlagen der Acrylglasskuppel von innen, als auch das Niederschlagen von nächtlichem Tau. Die Steuerungssoftware unter WINDOWS besteht aus zwei Teilen. Erster Teil ist das

¹<http://www.edmundoptics.com>

²<http://www.lemo.de>

Programm PSRemote³. Hier können die Kameraeinstellungen (Zoom, Blende, Lichtempfindlichkeit, Belichtungszeit, etc.) vorgenommen werden. Zweiter Teil der Software ist ein Perl-Skript, das an PSRemote den Befehl zum Auslösen eines Fotos gibt. Die Intervalllänge zwischen den einzelnen Fotos kann festgelegt werden. Möglich sind bis zu 30 Bilder pro Minute. Das Skript kann anhand der geographischen Position automatisch die Sonnenauf- und -untergangszeit berechnen und somit die Aufnahmen nachts stoppen. Für den unabhängig von der Position befindlichen Einsatz (z. B. auf See) kann die Belichtungszeit aus den Fotos automatisch ausgelesen werden und die Kamera somit als Lichtsensor zur Skriptsteuerung verwendet werden. Die Daten werden auf der Festplatte des Computers gespeichert und stehen zur weiteren Analyse bereit.

Auf den Forschungsfahrten der POLARSTERN (Kapitel 3.1) erfolgten Aufnahmen im Intervall von 15 s. Erfahrungsgemäß haben die Kameramodelle eine Lebensdauer von weit über einer Million Fotos. Ein Qualitätsverlust oder Defekt des kamerainternen CCD-Sensor trat trotz starker Erwärmung und hoher Einstrahlungen in äquatorialen Breiten nicht auf.

Anfang des Jahres 2010 fanden ein Technologietransfer und eine Zusammenarbeit mit der Firma ECOMA⁴ statt, in deren Resultat eine marktreife Wolkenkamera mit Datenprozessierung für Bedeckungsgrad und Wolkentyp in Echtzeit entwickelt wurde.

3.3.1 Bedeckungsgrad und Wolkentypen

Zur Berechnung des Gesamtbedeckungsgrades des Himmels wurde der von Kalisch und Macke (2008a) überarbeitete Algorithmus nach Long und DeLuisi (1998) benutzt. Im 8-bit-RGB-Farbraum ist ein Bildpixel p ein Farbtriplet, das aus den Farben *rot*, *grün* und *blau* mit Werten von jeweils 256 besteht. Das Verhältnis $V_p = \text{rot}/\text{blau}$ ist das Kriterium um blaue Pixel des Himmels von den weißen der Wolken zu unterscheiden. Der exakte Schwellwert wurde anhand umfangreicher synoptischer Wetterbeobachtungen und nachträglicher visueller Inspektionen von Wolkenkamerabildern ermittelt. Dieser ist vor allem von der Farbwiedergabe der eingesetzten Kamera, aber auch von der Tageszeit (verstärkte Lichtstreuung morgens und abends) abhängig. Als guter Mittelwert für die am IFM-GEOMAR entwickelte Kamera hat sich der empirische Schwellwert $L = 0.80$ erwiesen. Ist $V_p > L$, wird das jeweilige Pixel als zu einer Wolke zugehörig eingestuft, im anderen Fall als Teil des blauen Himmels. Der Gesamtbedeckungsgrad berechnet sich als Verhältnis der Anzahl der Wolkenpixel zur Pixelanzahl des gesamten kreisrunden Wolkenbildes. Die Schiffsaufbauten wurden ebenso wie der schwarze Bildrand maskiert.

Abbildung 3.8 (a) zeigt ein Beispiel für ein Wolkenbild bei durchbrochener Cumulusbewölkung; in Abbildung 3.8 (b) ist dieses Bild nach der Computeranalyse entsprechend der erkannten Wolkenverteilung in Falschfarben dargestellt. Wolkenerkennungsfehler treten immer dann auf, wenn die direkte Sonne auf dem Bild sichtbar ist. Deren Pixel und diejenigen in unmittelbarer Nähe zur Sonne sind nahezu weiß und werden somit als Wolkenpixel interpretiert. Dunst oder größere Mengen Staub in der Atmosphäre führen

³<http://www.breezesys.com/PSRemote/index.htm>

⁴<http://www.ecoma.de>

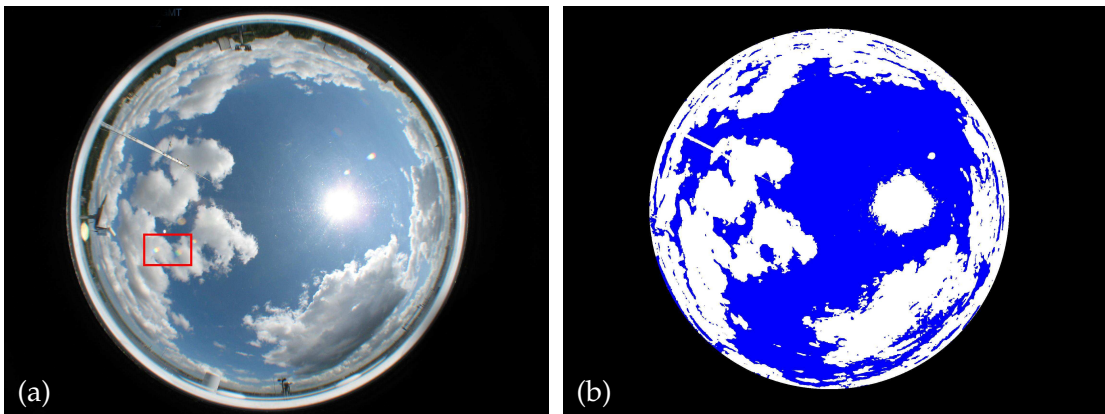


Abbildung 3.8: Originales Wolkenkamerabild (a); der markierte Bereich zeigt den Ausschnitt aus Abbildung 3.9. In (b) ist das gleiche Bild nach der Computeranalyse des Bedeckungsgrades.



Abbildung 3.9: Rot markierter Bildausschnitt aus Abbildung 3.8 (a) mit Dispersionserscheinungen an dem Acrylglasdom.

bei wolkenfreiem Himmel zu den größten Fehlern, da ein entsprechend erhöhter Anteil von Streulicht in Sonnennähe und am Horizont ebenfalls weiß erscheint.

Diese Fehler lassen sich teilweise kompensieren, wenn der direkte Sonnenschein auf den Bildern erkannt wird. Das lässt sich nach Kalisch und Macke (2008a) durchführen durch Nutzung von farbigen Flecken auf den Bildern, die aufgrund von Dispersion des Sonnenlichts an der Acrylglaskuppel entstanden sind. Dabei wird das weiße Licht durch die Form der Kuppel und dessen optische Materialeigenschaften in ein kontinuierliches Farbspektrum zerlegt und auf den Wolkenfotos sichtbar (siehe Abbildung 3.9). Bei diffuser Beleuchtung tritt der Effekt nicht auf. Die Wolkenbilder werden während der Bedeckungsgradanalyse nach überwiegend grün und rot dominierten Pixeln untersucht. Werden jeweils mehr als 100 Pixel gefunden, gilt das als sicheres Merkmal für direktes Sonnenlicht. In diesem Fall wird der Bedeckungsgrad um 9 % verringert, um die Fehlinterpretation der Sonnenscheibe als Wolke zu kompensieren. Dieser neue Aspekt der Wolkenbildauswertung ermöglicht es, die Wolkenkamera auch als Gerät zur Aufzeichnung der Sonnenscheindauer zu verwenden. Bisher war das nur mit teuren Pyrheliometern und Pyranometersystemen an Landstationen möglich (Hinszen und Knapp, 2007).

Etwa 50 % der analysierten Bilder zeigen eine Differenz von berechnetem und visuell ermitteltem Bedeckungsgrad von weniger als 10 %. Dünne semitransparente Wolken werden nicht zuverlässig erkannt. Optisch dichte Stratusbewölkung wird äußerst zuverlässig identifiziert. Diese Resultate stimmen mit der Genauigkeit für berechnete Wolkenbedeckungsgrade nach Feister und Shields (2005) überein.

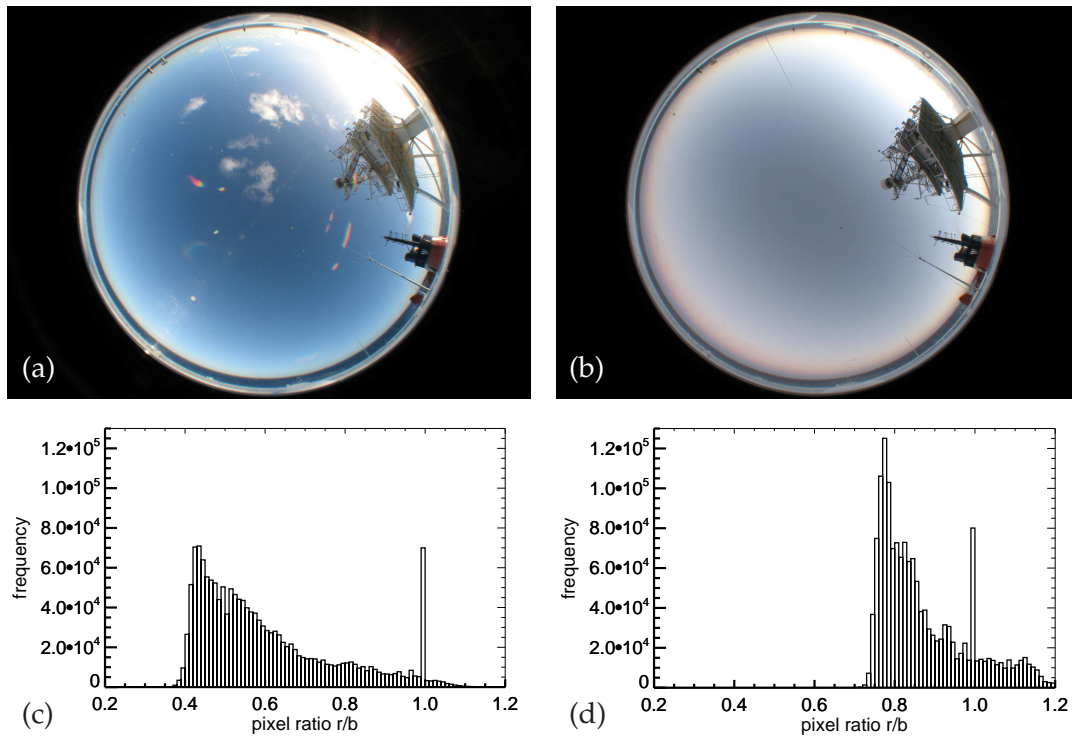


Abbildung 3.10: Wolkenkamerabild am späten Nachmittag (a) mit zugehöriger Häufigkeitsverteilung des R/B-Verhältnisses (c). Zum Vergleich dazu die Charakteristika 52 Minuten später (b und d).

Während der lichtarmen Randstunden des Tages treten im Extremfall Fehler in der Berechnung des Bedeckungsgrades von über 50 % auf, da sich zu diesen Zeiten durch verstärkte Lichtstreuung vor allem in der wolkenfreien Atmosphäre die Farbkomposition des Himmels verschiebt. In Abbildung 3.10 ist diese Veränderung der Lichtkomposition des Himmels an einem Beispiel vor (a) und nach (b) Sonnenuntergang mit den zugehörigen Häufigkeitsverteilungen (b und d) des R/B-Verhältnisses der Pixel gezeigt. Die Wolkenfotos wurden am 01.05.2008 auf POLARSTERN im Abstand von lediglich 52 Minuten aufgenommen. Vor Sonnenuntergang werden die meisten Pixel als blaudominant erkannt mit einem Häufigkeitsmaximum bei $R/B = 0,45$ (Abbildung 3.10 c). Die direkte Sonne wird zuverlässig erkannt und ein Bedeckungsgrad von 7,0 % errechnet. Nach Sonnenuntergang hat sich der Rotanteil des diffusen Restlichtes stark erhöht (Abbildung 3.10 d). Somit liegen die kleinsten R/B-Werte bei 0,7 und das Häufigkeitsmaximum ist bei $R/B = 0,78$. Für dieses Bild wird ein Bedeckungsgrad von 67,7 % errechnet. Es wird an dieser Stelle aber ausdrücklich darauf hingewiesen, dass diese fehlerhaften Berechnun-

gen des Bedeckungsgrades ausschliesslich unter wolkenfreien Bedingungen und während der Dämmerung auftreten. Bei bewölktem Himmel werden die Wolken ohnehin als solche erkannt, erst recht, wenn ihre Farbkomposition ins Rote verschoben ist. Aufgrund dieser Unsicherheiten und der geringen Einstrahlungswerte werden im Folgenden der Arbeit keine Wolkenfotos und Bedeckungsgrade bei Sonnenzenitwinkeln von über 89° verwendet.

Die automatische computergestützte Wolkenerkennung ist noch eine neuartige Methode der wissenschaftlichen Nutzung von Wolkenbildern. Die im Rahmen dieser Arbeit genutzte Methodik basiert auf Heinle et al. (2010). Ältere Publikationen unterschieden mit sehr einfachen Ansätzen zwischen dicken und dünnen Wolken (Cazorla et al., 2008), leiteten mittels stereographischer Aufnahmen die Wolkenunterkantenhöhe ab (Seiz et al., 2002; Kassianov et al., 2005) oder untersuchten die Größe der zusammenhängenden Wolkenpixel (Long et al., 2006). Calbó und Sabburg (2008) suchten nach möglichen Kriterien um unterschiedliche Wolkenstrukturen auf Wolkenfotos zu klassifizieren und gaben eine Erfolgsquote von 62 % an.

Klasse	Wolkentyp	Merkmal
1	Cumulus	niedrige Quellwolken, deutlich begrenzt, weiß bis hellgrau
2	Cirrus/Cirrostratus	dünne, hohe Wolken, strähnchenförmig oder zusammenhängend, weiß
3	Cirrocumulus/Alto cumulus	hohe, strukturierte, deutlich begrenzte Wolken, weiß
4	wolkenfrei	wolkenlos oder nicht mehr als 10% bedeckt
5	Stratocumulus	tiefe bis mittelhohe, strukturierte Schicht mit Lücken, weiß bis grau
6	Stratus	tiefe bis mittelhohe homogene Schicht, grau
7	Cumulunimbus/Nimbostratus	dunkle, dichte Wolken mit Niederschlag, grau

Tabelle 3.2: *Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010). Beispielbilder befinden sich im Anhang A.6*

Für die automatische Klassifizierung der Fotos nach Heinle et al. (2010) werden sieben Kategorien unterschieden (siehe Tabelle 3.2), die sich sowohl an dem offiziellen synoptischen Wolkenschlüssel für Wetterbeobachtungen nach WMO (1987) als auch an visuellen Eigenschaften der Bilder orientieren.

Der hier verwendete Algorithmus basiert auf der k-nächster-Nachbar-Methode (kNN) nach Duda und Hart (2001). Dabei ist ein Trainingsdatensatz von Wolkenfotos für jede der Kategorien bekannt, und das zu klassifizierende Wolkenfoto wird nach verschiedenen Farb- und Texturmerkmalen zugeordnet. Diese Methode ist im Vergleich zu Neu-

ronalen Netzen sehr einfach aufgebaut und lässt sich daher auch rechenzeiteffizient anwenden (Singh und Glennen, 2005).

Die Unterscheidung dunkler, optisch dicker Wolken von dünnen Wolken erfolgt mit Hilfe der Farbeigenschaften der zuvor als Wolkenpixel herausgefilterten Pixel (Mittelwert, Standardabweichung, Schiefe und Differenz der RGB-Farbwerte). Die Berechnung von Energie, Entropie, Kontrast und Homogenität der Grauwerte benachbarter Wolkenpixel liefert Informationen über die Variabilität der Helligkeiten innerhalb des ganzen Bildes. Somit können stratiforme von stärker strukturierten Wolken unterschieden und Aussagen über die Größe und Höhe von Cumuluswolken gemacht werden. Im Folgenden vergleicht die kNN-Methode die normierten und gleichgewichteten Bildeigenschaften mit denen des Trainingsdatensatzes und wählt die Kategorie mit den geringsten Unterschieden aus. Es werden immer nur die dominanten Eigenschaften eines Wolkenfotos für die Einordnung in eine einzige Klasse herangezogen, das heißt, dass neben der berechneten Wolkenkategorie auch noch andere Wolken vorhanden sein können.

Wird aus dem Trainingsdatensatz ein Wolkenfoto ausgewählt und mit den restlichen verbleibenden die Trainingsmethode durchgeführt, wird eine mittlere Trefferquote von 97% angegeben. Eine Fehlklassifikation kann bei dünnen Cirren, die vom Algorithmus als wolkenfreier Himmel interpretiert werden, auftreten. Unsicherheiten können innerhalb der letzten drei Wolkenklassen auftreten (Stratocumulus, Stratus, Cumulonimbus/Nimbostratus), da deren Texturmerkmale eng beieinander liegen. Allerdings kommt es hier selbst bei geübten synoptischen Wetterbeobachtern schnell zu unterschiedlichen Wolkentypisierungen. Ebenfalls können Regentropfen auf dem Kameradom zu einem stärkeren Kontrast des Bildes führen und daher Fehler hervorrufen.

3.3.2 Meridionale Häufigkeitsverteilung von Wolken

Im Folgenden soll die meridionale Verteilung der Wolken aus dem zusammengefassten Datensatz der Fahrtabschnitte ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1 untersucht werden. Hierzu wurden aus dem zeitlich hochaufgelösten Gesamtdatensatz der Wolkenfotos 10-Minuten-Intervalle zur Zeit der Satellitenmessungen, die im Abstand von 15 Minuten erfolgten (siehe Kapitel 3.6), benutzt und der dominante Wolkentyp bestimmt. Um Aussagen über die Qualität der berechneten Wolkentypen und die Repräsentanz von fünf Forschungsfahrten bezüglich Wolkenklimatologien machen zu können, wurden aus König-Langlo (2006) die synoptischen Daten der Bordwetterwarte auf POLARSTERN von 25 Jahren verwendet. Da die transatlantischen Überfahrten seit Indienstellung des Forschungsschiffes immer im Frühjahr und Herbst erfolgten, ist die saisonale Vergleichbarkeit der Datensätze gewährleistet. Diese Analyse wurde ebenfalls für alle einzelnen Fahrtabschnitte durchgeführt, jedoch ist die Datendichte zu gering, und der Einfluss der Wettersysteme überwiegt im Vergleich zu den klimazonentypischen Wolkenverteilungen.

In Abbildung 3.11 (a) ist die meridionale Häufigkeitsverteilung der klassifizierten dominanten Wolkenszenarien der fünf betrachteten Fahrten dargestellt. Hierfür wurden

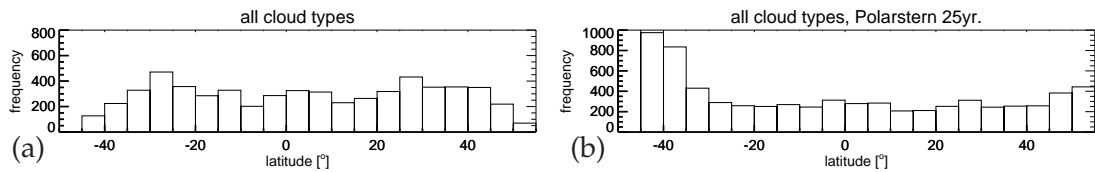


Abbildung 3.11: Meridionale Häufigkeitsverteilung der Wolkenkammermessungen zu den Zeitpunkten der korrespondierenden Satellitenmessungen (a) und Verteilung der synoptischen Beobachtungen auf POLARSTERN 1982-2006 in König-Langlo (2006) (b).

aus dem hochaufgelösten Wolkenkameradatensatz zum Zeitpunkt jeder Messungen des MSG jeweils 40 zeitnahe Wolkenbilder (entspricht einem 10-Minuten-Intervall) ausgewählt und der dominante Wolkentyp bestimmt. Somit zeigen einzelne fehlklassifizierte Wolkenfotos keinen Einfluss. Unter der Voraussetzung, dass sich die Wolkentypen während des 10-Minuten-Messintervalls nicht ändern und in dieser Zeit durch Schiffs- und Windgeschwindigkeit ein hinreichend großes Atmosphärengebiet fernerkundet wird, repräsentiert dieses zeitliche Mittel des dominanten Wolkentyps auch den räumlich dominanten Wolkentyp. Bei einer typischerweise angestrebten Schiffsgeschwindigkeit von 10 kn werden in zehn Minuten etwa 3 km zurückgelegt, was der horizontalen und vertikalen Auflösung der MSG-Messungen am Äquator entspricht. Die Messungen des MSG und die korrespondierenden dominanten Wolkentypen werden im Weiteren dieser Arbeit für die Berechnung von Strahlungsbilanzen und Wolken-Strahlungs-Effekten (Kapitel 4 und 5) verwendet.

Die Häufigkeit der zeitgleichen Messungen von MSG und Wolkenkamera zwischen 50° N und 40° S reicht von etwa 250 bis 500 pro 5°-Breitenintervall. Nördlich von 50° N und südlich von 45° S sinkt die Datenmenge auf Grund von Geräteauf- und -abbau rapide ab, sodass hier keine klimatologischen Analysen vorgenommen werden sollten. Die lokalen Maxima der Datendichte in den Subtropen (bei etwa 30° N und 30° S) hängen mit verstärkten stationären Forschungsarbeiten auf POLARSTERN in diesen Breiten zusammen.

Die meridionale Häufigkeitsverteilung der synoptischen Wetterbeobachtungen von 1982 bis 2006 von einem DWD-Meteorologen an Bord der POLARSTERN ist in Abbildung 3.11 (b) dargestellt. Die Wetterbeobachtungen erfolgten in dreistündigen Abständen während der Tageszeit. Zwischen 45° N und 30° S schwankt die Anzahl der Wetterbeobachtungen zwischen 200 und 300. Erst weiter nördlich und südlich steigt die Beobachtungshäufigkeit stark durch zeitintensive Forschungsarbeiten, vermehrte Stationsarbeiten und Hafenliegezeiten bis zu den polaren Gebieten stark an.

Sowohl der auf Wolkenfotos basierende Datensatz als auch jener der Synoptik zeigen über weite Teile der Meridionalschnitte eine gleichmäßige Verteilung der Messungen. Die etwas geringere Häufigkeitsanzahl der synoptischen Beobachtungen wird dadurch kompensiert, dass die einzelnen Beobachtungen einen größeren zeitlichen Abstand zueinander haben, sodass man von repräsentativen voneinander unabhängigen Messungen ausgehen kann. Somit wird davon ausgegangen dass die Vergleichbarkeit beider Daten-

sätze gewahrt ist.

Die Zuordnung des internationalen Wolkenschlüssels für Wetterbeobachtungen von WMO (1987) zu den entsprechenden Wolkenklassen der Wolkenkamera ist in Tabelle 3.3 aufgezeigt. Der Wolkenschlüssel beinhaltet den Gesamtbedeckungsgrad N und den separaten Bedeckungsgrad N_L der niedrigen (bzw. falls nicht vorhanden, der mittelhohen) Wolken in Achtern sowie die Wolkentypen im unteren (C_L), mittleren (C_M) und hohen Stockwerk (C_H). Hierbei wurde den visuellen Eigenschaften der Wolkenkamera-klassen folgend, anhand beider Bedeckungsgrade N und N_L nachträglich der dominante Wolkentyp bestimmt. Nicht in jedem Fall war dies möglich, da bei gleichzeitiger Beobachtung mittelhoher und hoher Wolken keine quantitative Unterscheidung möglich war. Der Wolkenschlüssel $C_L = 8$ (Cumulus und Stratocumulus) konnte keiner Wolkenklasse

Klasse	Synoptik nach WMO (1987)		
	Bedeckung	Wolkenschlüssel	dominante Wolkentypen
1	$1 \geq N \geq 8;$ $N_L \geq N/2$	$C_L = 1, 2$	Cumulus humilis, Cumulus fractus, Cumulus congestus, Cumulus mediocris
2	$1 \geq N \geq 8,$	$C_H = 1, 4, 5, 6, 7, 8$	Cirrus fibratus, Cirrus uncinus, Cirrostratus
3	$1 \geq N \geq 8;$ $N_L \leq N/2$	$C_M = 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9$ $C_H = 2, 3, 9$	Alto cumulus translucidus, Alto cumulus lenticularis, Alto cumulus cumulogenitus, Alto cumulus duplicatus, Alto cumulus opacus, Alto cumulus castellanus, Alto cumulus floccus, Cirrus spissatus, Cirrus spissatus cumulonimbogenitus, Cirrocumulus
4	$N = 0;$ $N_L = 0$	$C_L = 0$ $C_M = 0$ $C_H = 0$	wolkenfrei
5	$1 \geq N \geq 8;$ $N_L \geq N/2$	$C_L = 4, 5$	Stratocumulus cumulogenitus, Stratocumulus stratiformis
6	$1 \geq N \geq 8;$ $N_L \geq N/2$	$C_L = 6$	Stratus nebulosus, Stratus fractus
7	$1 \geq N \geq 8;$ $N_L \geq N/2$	$C_L = 3, 7, 9$ $C_M = 2$	Cumulonimbus calvus, Schlechtwetter - Stratus fractus, Schlechtwetter - Cumulus fractus, Cumulonimbus capillatus, Altostratus opacus, Nimbostratus

Tabelle 3.3: Zuordnung synoptischer Wolkenschlüssel der WMO (1987) zu den Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010).

nach Heinle et al. (2010) eindeutig zugeordnet werden, da sowohl Cumulus (Klasse 1) als auch Stratocumulus (Klasse 5) in Betracht kommen würde. Ebenso existiert keine Wolkenkameraklasse, welche die mittelhohen Wolken $C_M = 1$ (Altostratus translucidus) repräsentieren würde.

In Abbildung 3.12 (links) sind die meridionalen Häufigkeitsverteilungen der sieben Wol-

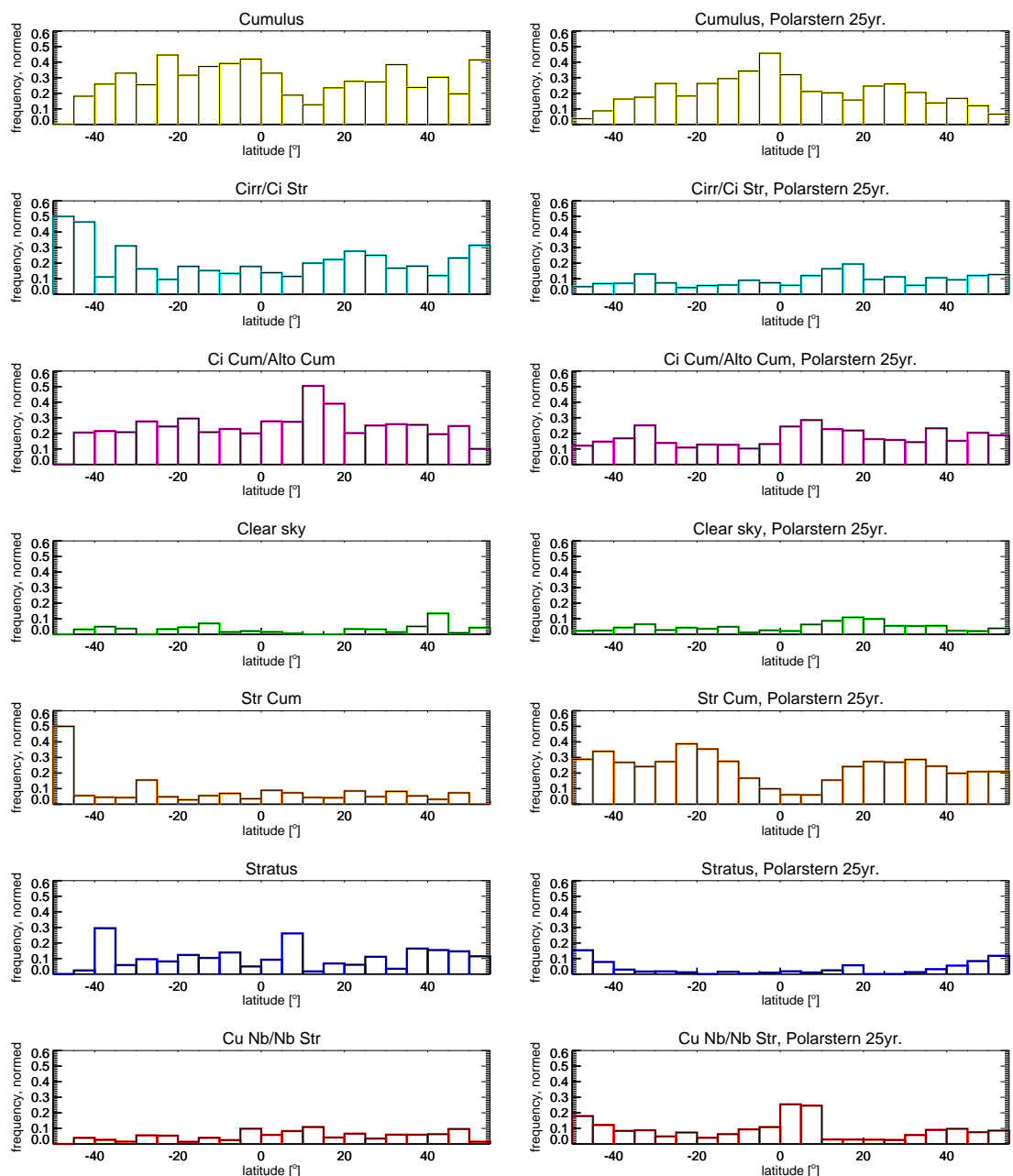


Abbildung 3.12: Normierte meridionale Häufigkeitsverteilung der zur weiteren Bilanzierung klassifizierten Wolkenbilder (links) und Verteilung der äquivalenten synoptischen Beobachtungen auf POLARSTERN 1982-2006 (rechts).

kentypen nach Heinle et al. (2010) (siehe Kapitel 3.3.1) im zusammengefassten Wolkenkameradatensatz der Fahrten ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1 und zum Vergleich die äquivalenten synoptischen Beobachtungen auf POLARSTERN von 1982 bis 2006 (rechts) dargestellt. Jedes der Breitenintervalle ist entsprechend der Anzahl der jeweiligen Messungen (siehe Abbildung 3.11) auf Eins normiert. Auf Grund der geringen Messhäufigkeit in den südlichsten beiden und im nördlichsten Breitenintervall im Datensatz der fünf Fahrten ist hier die normierte Verteilung nicht klimatologisch repräsentativ.

Die Häufigkeitsverteilung der Cumuli zeigt im Datensatz der Wolkenkammermessungen einen deutlichen Einbruch in den nördlichen Tropen bei 5°N bis 15° N. Lokale Maxima befinden sich südlich des Äquators und in den nördlichen und südlichen Subtropen. Mit Häufigkeiten zwischen 20 % und 40 % gehört die Klasse der Cumuluswolken zu den am häufigsten vertretenen Wolkentypen. Die synoptischen Beobachtungen während 25 Jahren Forschungstätigkeit auf POLARSTERN zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf, sowohl die Häufigkeiten als auch den Ort von Maxima und Minima betreffend. Nördlich des Äquators befindet sich ein deutliches Minimum, südlich des Äquators sowie in den nördlichen und südlichen Subtropen befinden sich Maxima der Cumulushäufigkeit.

Die Häufigkeit der von der Wolkenkamera detektierten Cirrus- und Cirrostratuswolken zeigt weitestgehend Werte um 20 %. Leichte lokale Maxima sind bei 20°N, unmittelbar südlich des Äquators und bei 35° S zu verzeichnen. Die hohen Werte in den höheren Breiten sind ein Relikt geringer Messhäufigkeit. Obwohl die Häufigkeitsverteilung der Cirren im synoptischen Datensatz tendenziell halb so hohe Werte zeigt, ist das breitenabhängige Verhalten ähnlich: die maximalen Häufigkeiten befinden sich an gleichen Orten. Cirrocumulus und Altocumulus sind in Messungen und langjährigen synoptischen Daten sehr ähnlich verteilt. Die Messungen zeigen eine sehr gleichmäßige Häufigkeit mit etwa 20 %, unterbrochen von einem sprunghaften Anstieg auf fast 50 % bei 10° N bis 20° N. Die Synoptik zeigt etwas geringere Häufigkeiten, aber Maxima bei gleichen Breiten.

Eine wolkenfreie Atmosphäre wurde meist nur mit Häufigkeiten von wenigen Prozent von der Wolkenkamera gemessen. Maximale Werte von 15 % werden bei 40° N erreicht; hier wurde auf einer der 5 Forschungsfahrten ein für diese Breiten jahreszeitenuntypisches Hochdruckgebiet mit entsprechend trockenen und wolkenfreien Wetterbedingungen durchfahren (31.10. und 01.11.2007, siehe Anhang A.2). Die Synoptikbeobachtungen spiegeln dagegen verstärkt die allgemeinen Wolkenklimatologien wider. Mit Häufigkeiten von meist unter 5 %, einem äquatorialen Häufigkeitsminimum auf Grund der ITCZ und einem Häufigkeitsmaximum in der nördlichen Passatzzone und dem Einflussgebiet der trockenen Saharaluftmassen.

Die Stratocumulushäufigkeit erreicht in den Messdaten kaum Werte über 10 %. Eine ausgeprägte breitenabhängige Verteilung ist nicht ersichtlich. Lediglich bei 30° S zeigt sich ein Häufigkeitsmaximum, das seinen Ursprung nicht in einer entsprechend homogenen Wetterperiode eines Fahrtabschnittes hat, sondern sich als Mischsignal aus mehreren Fahrten zusammensetzt. In den synoptischen Beobachtungen sind deutliche Unterschiede mit Stratocumulushäufigkeiten von über 20 % in den Subtropen und gemäßigten Zonen sichtbar. Die höchsten Häufigkeiten zeigen die Passatzonen, welche von häufigen

Passatinversionen mit typischem marinen Stratocumulus geprägt sind. Innerhalb der ITCZ ist ein deutliches Minimum ersichtlich.

Die Häufigkeitsverteilung der Stratuswolken weist eine sehr ungleichmäßige Struktur auf. In den nördlichen und südlichen gemäßigten Breiten finden sich lokale Maxima der Stratushäufigkeit, die von den dortigen Zyklonen verursacht wurden. Nördlich der ITCZ bei 5° N bis 10° N ist ein deutliches Maximum zu erkennen, das seinen Ursprung in einer hohen Saharastaubbelastung der Atmosphäre am 06.05.2008 hat, welche wiederum mit entsprechend hohen Aerosol-optischen Dicken und starker Mie-Streuung verbunden ist (siehe Fahrtbeschreibung in Kapitel 3.1 und Messungen in Anhang A.3). Nach persönlicher Kommunikation mit Yann Zoll (IFM-GEOMAR) wurde der wolkenfreie Zustand der Atmosphäre bestätigt. Der durch Mikrowellenradiometrie gemessene Flüssigwasserpfad schwankte an diesem Tag um null. Die zugehörigen Wolkenkamerasequenzen sind sehr gleichmäßig trüb und milchig. Hier hat eine Fehlinterpretation der Wolkenfotos stattgefunden, da der Wolkenkameraalgorithmus nicht an Staubereignisse mit erhöhter Streuung angepasst wurde. Der synoptische Beobachtungsdatensatz zeigt von 35° S bis 10° N fast keine Stratuswolken und bei 15° N ein kleines Maximum. Nördlich und südlich von 40° wurden in rund 10 % der Fälle Stratuswolken beobachtet.

Die Klasse von Cumulonimbus und Nimbostratus ist mit Häufigkeiten von 5 % bis 10 % relativ selten vertreten. In den Tropen ist ein leichtes Maximum erkennbar. Vor allem in den südlichen Subtropen befindet sich ein lokales Minimum. Im Vergleich mit den synoptischen Wetterbeobachtungen fällt auf, dass auf der Breite der ITCZ sehr viel häufiger Cumulonimben bzw. Nimbostratus zu verzeichnen waren. Das kann mit der beeindruckenden Wirkung eines Cumulonimbus auf den Beobachter zusammenhängen, der versucht mit der Wolkenbeobachtung auch das allgemeine Wettergeschehen zu charakterisieren. Durch den Synoptiker wird also ein Cumulonimbus vermerkt wird, auch wenn dieser nicht den größten Teil des Bedeckungsgrades der tiefen Wolken ausmacht. In den gemäßigten Breiten nimmt die Häufigkeit von Cumulonimben und (wahrscheinlich mehrheitlich) Nimbostratus klimazonentypisch zu.

Im Allgemeinen sind die Gemeinsamkeiten des Wolkenkameradatensatzes und der langjährigen Synoptikbeobachtungen groß. Es darf beim Vergleich jedoch nicht vergessen werden, dass auch synoptische Datensätze Beobachtungsfehler enthalten (Kent et al., 1993; Kent und Berry, 2005). Pallé und Butler (2002) fanden sogar signifikante personen-gebundene Fehler in den synoptischen Aufzeichnungen. Des Weiteren kann die Zuordnung einiger Wolkentypen in die Wolkenkameraklassen nicht immer eindeutig erfolgen. Besonders große Unterschiede zwischen der Häufigkeitsverteilung basierend auf Wolkenbildern und anhand der Synoptik zeigen sich für Stratocumuluswolken. Für diese Wolken ist vermutlich der Trainingssatz von Wolkenfotos nicht optimal. In ausgewählten Fällen liegen signifikante Unterschiede der Datensätze nicht an Fehlern sondern an klimazonenuntypischen und trotzdem über einen längeren Zeitraum sehr homogenen Wolkenerscheinungen im Kameradatensatz.

Diese Wolkenhäufigkeitsverteilungen werden im Folgenden noch mit satellitenbasierten ISCCP-Daten für den mittleren Bedeckungsgrad verschiedener Wolkentypen verglichen. ISCCP-Daten werden zwar ausschließlich von verschiedenen geostationären und po-

larumlaufenden Satelliten gewonnen, die Algorithmen zur Berechnung der Wolkenparameter stützen sich jedoch teilweise auf operationelle synoptische Beobachtungsdaten (Rossow und Schiffer, 1991). Aufgrund der groben Auflösung im 2.5 °-Gitter und der Berücksichtigung von mehreren Wolkentypen am gleichen Ort (nicht nur die dominanten) kann der ISCCP-Datensatz nur einen Anhalt dafür geben, ob die Synoptikdaten aus 25-jähriger Wetterbeobachtung auf POLARSTERN mit allgemeinen Satellitenklimatologien stimmig sind. Als Datengrundlage dienen saisonal gemittelte globale Satellitenmessungen aus dem Zeitraum Juli 1983 bis Juni 2006. Entsprechend den Forschungsfahrten, von denen drei im Frühjahr und zwei im Herbst stattfanden, wurden die ISCCP-Daten des Frühjahrs (März, April, Mai) und die des Herbstes (September, Oktober, November) gewichtet berücksichtigt.

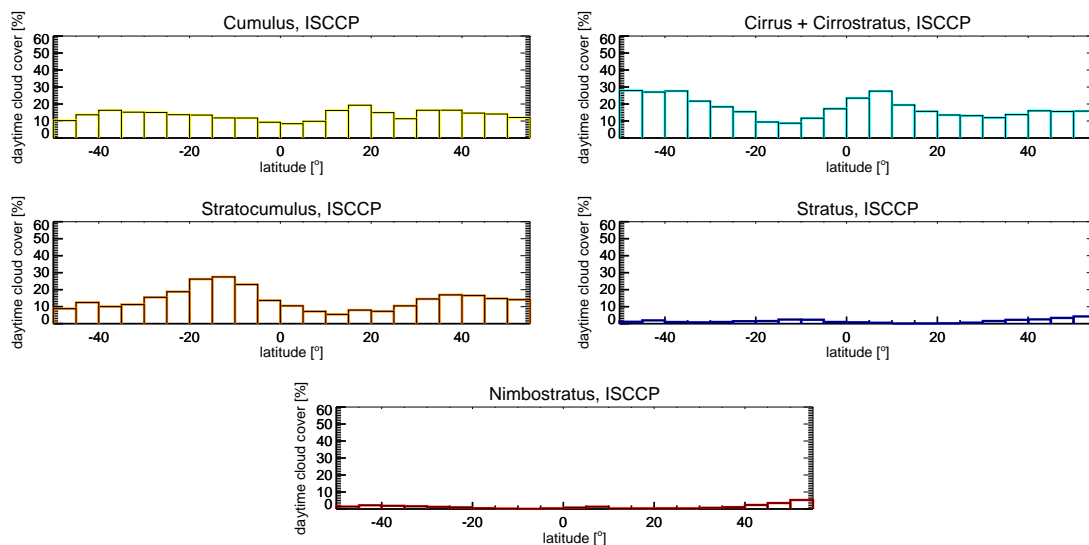


Abbildung 3.13: Mittlerer Bedeckungsgrad verschiedener Wolkentypen im ISCCP-Datensatz entlang der Fahrtrouten von POLARSTERN auf ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1.

In Abbildung 3.13 sind die mittleren Bedeckungsgrade entlang der Forschungsfahrten von POLARSTERN für die Wolkentypen Cumulus, Cirrus und Cirrostratus, Stratocumulus, Stratus und Nimbostratus gezeigt. Für die verschiedenen Wolkentypen wurden die Farben der Diagramme analog zu den Darstellungen der Häufigkeitsverteilung aus Wolkenkameradaten und Synoptik (Abbildungen 3.12) benutzt. Ebenso wie die Häufigkeitsverteilungen der Messungen auf POLARSTERN sind diese mittleren Bedeckungsgrade räumliche und zeitliche Mittelwerte und daher mit den Schiffsmessungen vergleichbar. Andere Wolkentypen sind nicht im ISCCP-Datensatz bestimmt worden.

Die Häufigkeit von Cumuluswolken ist im ISCCP-Datensatz nur etwa halb so hoch wie in den Wolkenkamera- und Synoptikdaten der POLARSTERN. Dieser Unterschied ist wahrscheinlich mit der geringen räumlichen Auflösung von Satellitenradiometern zu begründen und der damit einhergehenden Unsicherheit bezüglich Wolkentypen (Norris, 2000): Cumuluswolken sind oft nur wenige hundert Meter groß (siehe Koren et al.,

2008) und sind somit erst für Satelliten sichtbar, wenn sie in ihrer Gesamtheit einen hinreichend großen Bedeckungsgrad erreichen. Die Minima und Maxima entlang des Meridionalschnittes der ISCCP-Daten weisen deutliche räumliche Gemeinsamkeiten auf: die geringsten Bedeckungsgrade durch Cumuli sind nördlich des Äquators zu verzeichnen; in den nördlichen und südlichen Subtropen sind Maxima zu erkennen.

Der ISCCP-Datensatz enthält separate Bedeckungsgrade für Cirrus und Cirrostratus (Abbildungen siehe Anhang A.13). Beide werden aus Gründen der Vergleichbarkeit mit den Wolkenkameraklassen zusammengefasst betrachtet. Sowohl die Größenordnungen des Bedeckungsgrades von Cirrus und Cirrostratus als auch die Lage von Maxima und Minima sind in ISCCP-Daten sehr ähnlich zu den Schiffsmessungen. Es zeigen sich ausgeprägte Maxima in den nördlichen und südlichen gemäßigten Zonen und minimale Bedeckungsgrade in den Subtropen. Ein weiteres deutliches Maximum befindet sich leicht nördlich des Äquators.

Die meridionale Verteilung der Stratocumuluswolken in den ISCCP-Daten ähnelt stark den Synoptikdaten, aber kaum dem Wolkenkameradatensatz (es wurden bereits mögliche Unsicherheiten bei der Erkennung von Stratocumulus anhand der Wolkenfotos eingeräumt). Das ISCCP-Diagramm scheint im Vergleich jahreszeitlich bedingt 5° bis 10° Richtung Norden verschoben zu sein. Maxima mit einer Bedeckung von bis zu 30 % befinden sich in den südlichen Subtropen und in der nördlichen gemäßigten Zone. Am nördlichen Rand der Tropen befindet sich das Maximum mit etwa 5 %.

Der Bedeckungsgrad für Stratuswolken weist ebenfalls stärkere Gemeinsamkeiten mit dem Datensatz der Synoptik als mit der Wolkenkameraanalyse auf. Die Bedeckungsgrade liegen hier meist nahe null. Nördlich von 30° N ist ein Anstieg auf etwa 5 % ersichtlich. Bei 5° bis 15° S befindet sich ein Maximum mit 3 %.

Nimbostratus sei hier nur ergänzend gezeigt. Eine direkte Vergleichbarkeit mit Schiffsmessungen innerhalb der Wolkenkameraklasse 7 (Cumulonimbus und Nimbostratus) ist nicht gewährleistet, da Cumulonimbus im Datensatz des ISCCP nicht vertreten ist. Die Bedeckungsgrade für Nimbostratus liegen meist nahe null, in den hohen nördlichen und südlichen Breiten ist ein Anstieg zu verzeichnen. Analog zu den Schiffsmessungen findet sich ein kleines Maximum bei 5° N. Die Bedeckungsgrade für den Nimbostratus sind durchgängig geringer als die Häufigkeiten der Wolkenkameraklasse 7 und stellen somit keinen Widerspruch zu den Schiffsmessungen dar.

Abschliessend sei gesagt, dass die Häufigkeitsverteilungen der verschiedenen Wolkentypen anhand von Daten der Wolkenkamera, des langjährigen Synoptikdatensatzes und der ISCCP-Daten eine gute Übereinstimmung aufweisen und somit die hohe Qualität der Fernerkundung mittels Wolkenkamera bestätigen. Lediglich die Klassen von Stratocumulus und Stratus (Klassen 5 und 6) zeigen Unsicherheiten - hier werden vermutlich viele Stratus-Wolkenfotos als Stratocumulus eingestuft.

3.3.3 Tagesgang von Bedeckungsgrad und Wolkentyp

Für die im Folgenden der Arbeit stattfindende Untersuchung und Interpretation der Strahlungsbilanzen bei unterschiedlichen Wolkenszenarien ist ein Wissen um eventuelle Tagesgänge vom Wolkenaufkommen sowie die Häufigkeitsverteilung der Wolken in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel unerlässlich.

Wolkenbildungsprozesse in den gemäßigten Breiten werden fast ausschließlich durch die Großwetterlage bestimmt, aber in den Subtropen und Tropen lassen sich bei einer hinreichenden Anzahl von Messungen Tagesgänge der Wolkenentwicklung und des Bedeckungsgrades für einzelne Wolkentypen beobachten (Sui et al., 1997; Rozendaal et al., 1995; Soden, 2000; Bretherton et al., 2004). Daher werden in diesem Kapitel Messdaten von 30° S bis 30° N verwendet. Sie beinhalten nur geringe Schwankungen in der Tageslänge, sodass eine Vergleichbarkeit bezüglich der jeweiligen Lokalzeit gewährleistet ist.

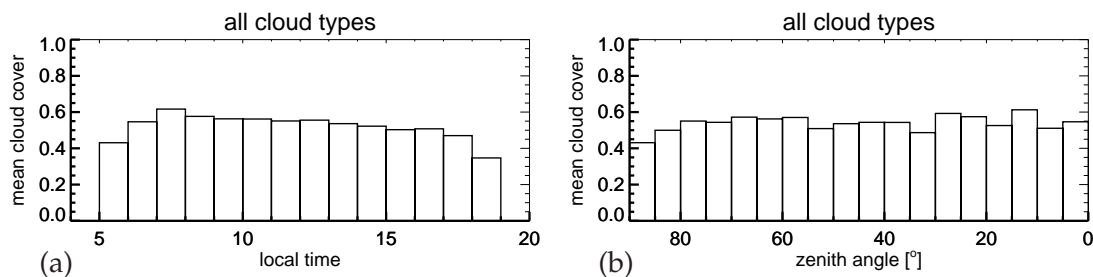


Abbildung 3.14: Mittlerer Bedeckungsgrad aller Wolkenmessungen in Abhängigkeit von Lokalzeit (a) und Sonnenzenitwinkel (b) im Datensatz von 30° S bis 30° N.

In Abbildung 3.14 sind die mittleren Bedeckungsgrade als Funktion von Lokalzeit (a) und Sonnenzenitwinkel (b) für den Datensatz von 30° S bis 30° N gezeigt. Hier sind lediglich in den Randstunden des Tages geringere Bedeckungsgrade mit etwa 40 % festzustellen. Tagsüber liegt der mittlere Bedeckungsgrad zwischen 50 % und 60 %. Das Maximum des Bedeckungsgrades liegt zwischen 7 und 8 Uhr Lokalzeit. Während hoher Sonnenzenitwinkel (flacher Sonnenstand) findet sich der minimale mittlere Bedeckungsgrad wieder; zwischen 85° und 0° Sonnenzenitwinkel unterliegt der Bedeckungsgrad nur geringen Fluktuationen und beträgt etwa 55 %.

Abbildung 3.15 zeigt die Häufigkeiten der jeweiligen Wolkentypen als Funktion von Lokalzeit (links) und Sonnenzenitwinkel (rechts). Hierfür wurden wie zuvor Messdaten von 30° S bis 30° N benutzt.

Jedes Intervall der Lokalzeit beziehungsweise des Sonnenzenitwinkels wurde entsprechend der Anzahl der jeweiligen Messungen auf Eins normiert. Tagsüber schwanken die absoluten Anzahlen der Messungen pro Zeitintervall kaum (siehe absolute Häufigkeitsverteilung im Anhang A.8 Abbildung A.14 a). Die Intervalle des Sonnenzenitwinkels haben von der Dämmerung bis zu einem Zenitwinkel von etwa 35° relativ geringe Schwankungen der absoluten Häufigkeiten, zeigen dann jedoch bis zum Sonnenzenit von 0° ein gleichmäßig abnehmendes Auftreten (siehe Anhang A.14 b).

Im Fall von Cumulusbewölkung ist ein deutlicher Tagesgang ausgeprägt. Das Minimum

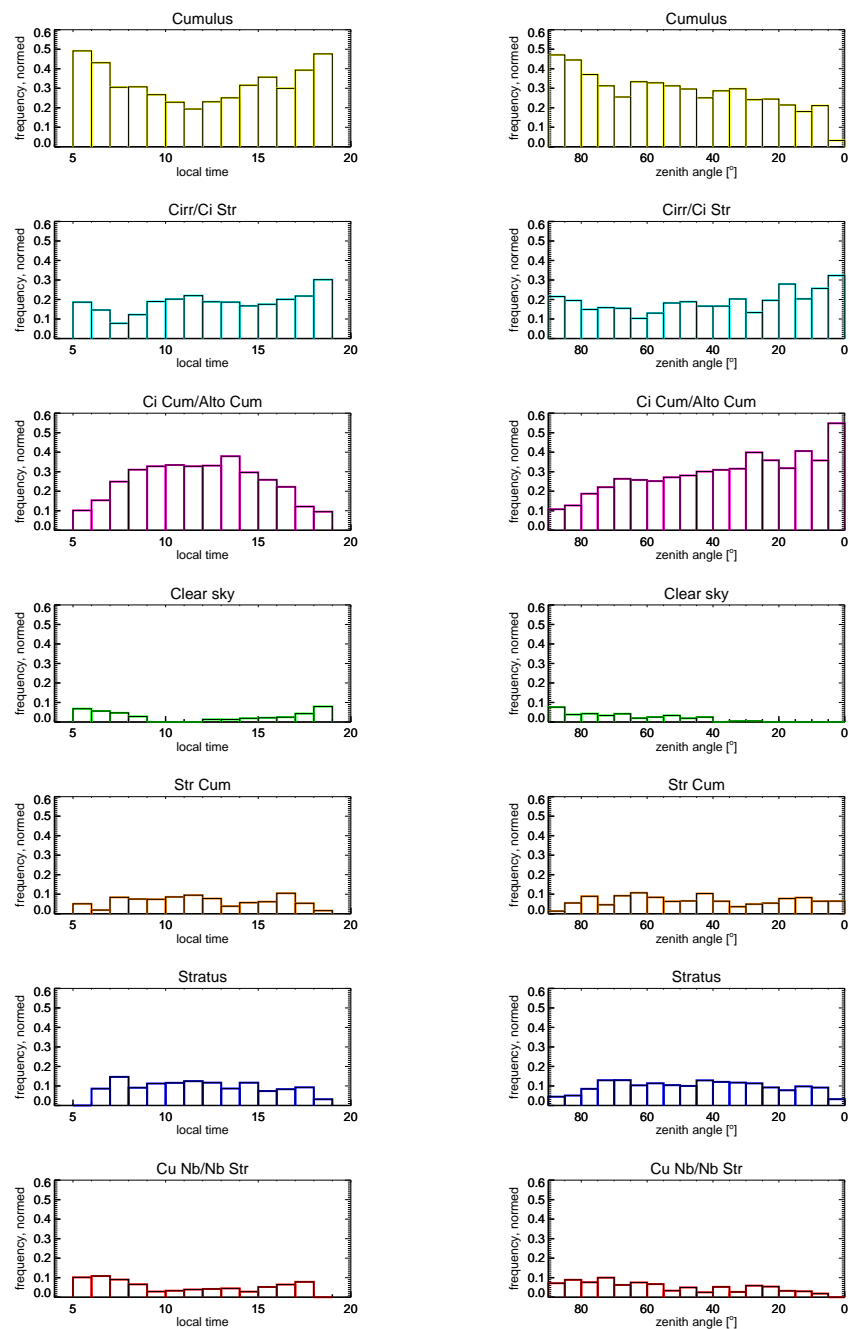


Abbildung 3.15: Normierte Häufigkeiten der jeweiligen Wolkentypen in Abhängigkeit von Lokalzeit (links) und Sonnenzenitwinkel (rechts) im Datensatz von 30° S bis 30° N.

der Cumulushäufigkeit befindet sich im Zeitintervall von 11 bis 12 Uhr Lokalzeit. Die Verteilung der Cumuli vormittags und nachmittags ist in der Grafik annähernd symmetrisch. Demzufolge sind bei hohen Sonnenzenitwinkeln am häufigsten und bei niedrigen Sonnenzenitwinkeln (mittags) die geringsten Häufigkeiten zu beobachten. Cirrus und Cirrostratus sind relativ gleichmäßig verteilt mit einem leichten Maximum

mittags bzw. bei niedrigen Zenitständen. Ein vergleichsweise häufiges Auftreten am Abend kann mit verstärkter tropischer Gewitterhäufigkeit damit einhergehenden Cirren als Reste der hochreichenden Konvektion (Amboss) begründet sein.

Cirrocumulus und Altocumulus haben minimale Häufigkeiten morgens und abends (bei niedrigem Sonnenstand) und sind zur Tagesmitte am stärksten vertreten, weil durch die leichte Erwärmung der Atmosphäre auch das Konvektionsniveau steigt - somit können aus morgendlichen tiefen Cumuli tagsüber durchaus Altocumuli entstehen, die gegen Abend wieder absinken.

Wolkenfreie Bedingungen treten nicht zwischen 9 und 12 Uhr Lokalzeit auf. Morgens und abends steigt die Häufigkeit linear auf knapp 10 % an. Damit entsprechen die Beobachtungen der allgemeinen Charakteristik der tropischen Wolkenentwicklung nach Sui et al. (1997). Die niedrigen Häufigkeiten am Nachmittag (bis 16 Uhr Lokalzeit) können mit einem zeitgleichen Bewölkungsminimum in subtropischen Gebieten zusammenhängen (Rozendaal et al., 1995; Bretherton et al., 2004). Es kommt bei Sonnenzenitwinkeln zwischen 40° und 0° fast nie zu Wolkenfreiheit.

Ein Tagesgang von Stratocumulus ist kaum ausgeprägt. Ein Einbruch der auftretenden Häufigkeiten dieses Wolkentypes gegen 13 Uhr Lokalzeit stimmt mit den Beobachtungen von Bretherton et al. (2004) überein. Ein Zusammenhang von Stratocumului mit dem Sonnenzenitwinkel ist nicht zu erkennen.

Stratuswolken sind während der Randstunden des Tages (hoher Sonnenzenitwinkel) fast nicht vertreten. Während des Tages schwankt ihr Auftreten geringfügig um 10 %.

Cumulunimbus und Nimbostratus haben ihre höchsten Häufigkeiten morgens und abends, wobei das morgendliche Maximum im Widerspruch zu der tropischen Gewitteraktivität steht.

3.4 Mikrowellenradiometrie

Auf der Forschungsfahrt ANT-XXIII/10 wurde das Mikrowellenradiometer RPG HAT-PRO (Abbildung 3.16 a) erstmalig auf See eingesetzt (siehe Wassmann, 2008 und Zoll, 2008). Mit 14 Kanälen stellt es eines der modernsten kommerziellen Mikrowellenradiometer zur kontinuierlichen passiven Fernerkundung von vertikalen Temperaturverteilungen, Feuchteprofilen, vom integrierten Wasserdampf (IWV) und dem Flüssigwassergehalt (LWP) der Atmosphärensäule dar (Rose et al., 2005). Als bodengebundenes Mesinstrument ist die Auflösung in der unteren Troposphäre (Grenzschicht) am höchsten.

In Abbildung 3.16 (b) ist der Aufbau schematisch dargestellt (hierzu auch Rose und Czekala, 2009). Ein drehbar gelagerter Empfängerspiegel bündelt die Strahlung und lenkt sie durch ein Gitter, welches einen Teil der Strahlung horizontal polarisiert zur Hornantenne für die Feuchteprofilierung, den anderen Teil vertikal polarisiert zur Hornantenne für die Temperaturprofilierung leitet. Befindet sich kein Niederschlag im Sichtfeld, erhalten nach Czekala et al. (2001) beide Empfänger die gleichen Strahlungsinformationen. Aus diesem Grund erlaubt die Mikrowellenradiometrie nur bei niederschlagsfreien Be-

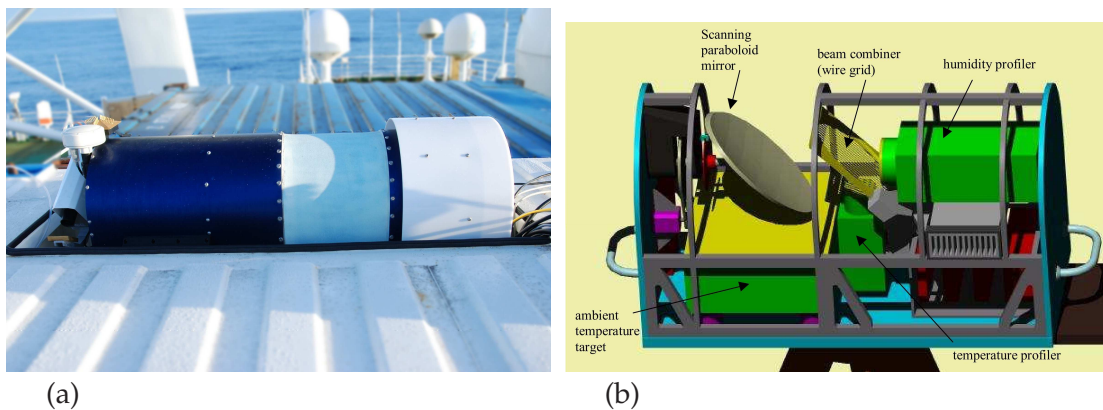


Abbildung 3.16: RPG HATPRO während des Messeinsatzes in OCEANET-Atmosphäre (a) und als Schnittschema (b) [Quelle: Rose und Czekala, 2009].

dingungen präzise Messungen. Zum Zwecke der Kalibrierung befindet sich unterhalb des Spiegels eine temperaturstabilisierte Strahlungsquelle. Der Öffnungswinkel beträgt 3.5° für Wasserdampf frequenzen und 2.5° für Sauerstoff frequenzen, sodass sich je nach Wolkenhöhe eine räumliche Auflösung von 60 m bis einige hundert Meter ergibt.

Abbildung 3.17 zeigt die spektralen Extinktionskoeffizienten einer bewölkten Atmo-

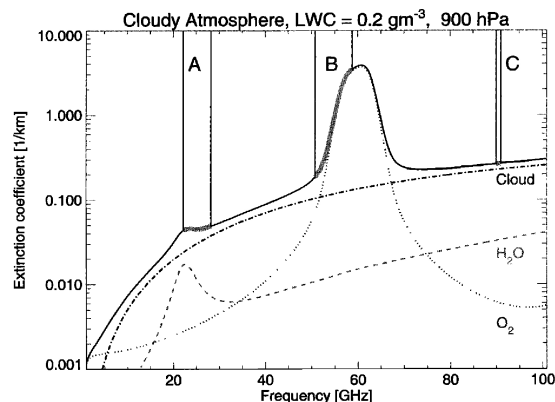


Abbildung 3.17: Extinktionskoeffizienten von Wolkenröpfchen, Wasserdampf und Sauerstoff sowie atmosphärisches Mischsignal (durchgezogene Linie) [Quelle: Crewell et al., 2001]. In den Bereichen A und B erfolgen HATPRO-Messungen.

sphäre und deren Komponenten, bestehend aus Extinktionskoeffizienten von Wolkenröpfchen, Wasserdampf und Sauerstoff. Die Extinktion ist die Summe aus Absorption und Streuung. Da die Streuung vernachlässigt werden kann, ist auch der Extinktionsgleich dem Absorptionskoeffizienten. Hier wird deutlich, dass Sauerstoff ein Maximum der Absorption bei 60 GHz und Wasserdampf bei 22 GHz besitzt. Durch Druckverbreiterung (Moleküllkollisionen) erfolgt eine Verbreiterung der Maxima (Petty, 2006). Diese beiden Maxima beeinflussen die Extinktionskurve der gesamten bewölkten Atmosphäre maßgeblich. Das Mikrowellenradiometer misst in genau diesen Bereichen: die Tempe-

raturprofilierung erfolgt im Bereich von 51 GHz bis 58 GHz und die Feuchteprofilierung bei 22 GHz bis 28 GHz. Zur Bestimmung von IWV und LWP wird die Wasserdampflinie mit einer zusätzlich gemessenen Frequenz bei 31 GHz verglichen (siehe auch Westwater, 1978). Mit Hilfe verschiedener statistischer Fernerkundungsalgorithmen und einer zugehörigen hinreichend großen Anzahl von Radiosondenprofilierungen werden aus den Mikrowellenmessungen die typischen Atmosphäreneigenschaften für Temperatur, Feuchte, IWV und LWP berechnet (Löhnert und Crewell, 2003 und Crewell und Löhnert, 2003). In dieser Arbeit wurde der nach Zoll (2008) aus HATPRO-Daten berechnete LWP im Eingangsdatensatz für das Einfachsäulenmodell ECHAM (siehe Kapitel 6) verwendet und trägt so zur Strahlungstransportmodellierung und zur Strahlungsbilanzierung bei.

3.5 Forschungscontainer OCEANET-Atmosphäre

OCEANET-Atmosphäre ist ein Gemeinschaftsprojekt des Leibniz-Instituts für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR und des Leibniz-Instituts für Troposphärenforschung IfT, um vor allem den Massen- und Energietransfer zwischen Ozean und Atmosphäre zu erforschen. Dazu wurde ein Messcontainer für den Einsatz auf Forschungs- und Frachtschiffen konstruiert, der eine umfangreiche Bandbreite von maritimen atmosphärischen Messungen abdeckt.

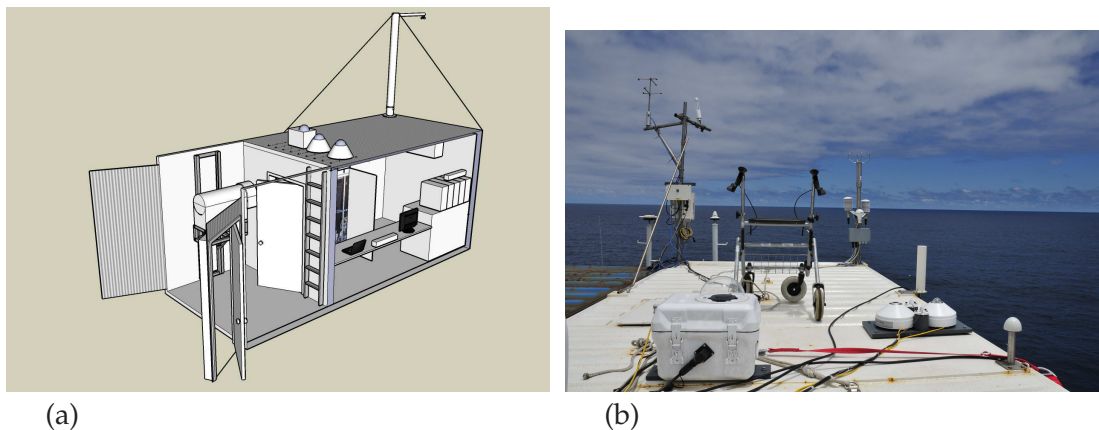


Abbildung 3.18: Forschungscontainer OCEANET-Atmosphäre als schematische Schnittdarstellung (a) und aufgebaute Messinstrumente auf dem Dach des Containers (b).

Abbildung 3.18 (a) zeigt den schematischen Aufbau mit dem Inneren des Containers, in Abbildung (b) werden die Messinstrumente auf dem Dach des Containers während ANT-XXVII/1 gezeigt. Der Messcontainer kombiniert modernste Messtechnik und erfasst die Messdaten im internen Computernetzwerk. Er stellt eine autonome Plattform für Atmosphärenprofilierungen da, die sowohl auf Schiffen als auch an Land eingesetzt werden kann. Nach der Aufstellung benötigt er nur wenige Stunden Aufbauarbeiten bis zum operationellen Einsatz.

Das im Inneren vergebauete Raman-Lidar POLLY XT des IfT arbeitet mit einem 3-Wellenlängen-Laser und misst Vertikalprofile von drei Partikelrückstreu- und zwei Ex-

tinktionskoeffizienten sowie die Polarisation des rückgestreuten Lichtes. Somit können die Vibrations- und Rotationszustände der Moleküle, optische Eigenschaften natürlichen und anthropogenen Aerosols, die maritime Grenzschichthöhe sowie Wolkenunter- und -oberkantenhöhe bestimmt werden. Detailliertere Informationen finden sich in Althausen et al. (2009).

Das passive Mikrowellenradiometer HATPRO erfasst neben vertikalen Temperaturverteilungen und Feuchteprofilen auch den integrierten Wasserdampf und den Flüssigwassergehalt der Atmosphärensäule (siehe Kapitel 3.4). Damit ist es vor allem für die kontinuierliche Fernerkundung von Wolkenparametern ein wichtiges Instrument. Das HATPRO ist im Vorraum des Forschungscontainers montiert und kann über eine Hebebühne durch das zu öffnende Dach ins Freie gefahren werden.

Turbulente Flüsse von Impuls, latenter und fühlbarer Wärme werden aus den Messungen des Ultrasonic-Anemometers METEK USA-1 in Verbindung mit den schnellen Feuchte-sensoren ROTRONIC M-100 abgeleitet. Hierfür werden die Bulk-Parametrisierungen nach Smith (1980) verwendet. Der CO₂ - Gehalt wird hochfrequent von einem LI-COR-Gasanalyser LI-7500A bestimmt und dient der Untersuchung der CO₂ - Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre (hierzu siehe auch Watson et al., 2009 und Takahashi et al., 2009). Eine vollautomatische Wolkenkamera nimmt den optischen Zustand der bewölkten Atmosphäre auf. Hieraus lassen sich Bedeckungsgrade und Wolkentypen berechnen (siehe Kapitel 3.3 und 3.3.1).

Das System meteorologischer Standardmessgeräte wurden zusammen mit dem DWD entwickelt. Es erfasst Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und -richtung sowie kurzweilige Einstrahlung und atmosphärische Gegenstrahlung (El Nagar und Macke, 2010). GPS-Sensoren zeichnen die Navigationsdaten auf. Pro Sekunde wird auf dem internen Containerserver ein vollständiger Datensatz im proprietären NMEA-0183-Datenformat gespeichert. Die angeschlossene Telemetrie versendet zeitnah ausgewählte stündliche Datenpakete via Satellit als *FM-13 Ship*-Meldung. Diese Standardmessungen werden nach DIN-genormten Vorschriften für zertifizierte Messgeräte des DWD durchgeführt. OCEANET-Atmosphäre gilt seit ANT-XXVI/1 als offizielle Seewetterstation, womit die regelmäßige Wartung der Geräte und die Qualitätssicherung der Standardmessungen dem DWD unterliegen.

OCEANET-Atmosphäre ermöglicht es die "Datenwüste Ozean" mit den modernsten Messgeräten zur Fernerkundung und in-situ-Messung zu erforschen. Besonders die tropischen und südlichen Ozeangebiete haben auf Grund seltener Frequentierung durch Handelsschiffe eine geringe Datendichte. An Bord der RV POLARSTERN hat OCEANET-Atmosphäre die Fahrtabschnitte ANT-XXVI/1, ANT-XXVI/4 und ANT-XXVII/1 bemannt begleitet. Auf den Fahrtabschnitten ANT-XXVI/2, ANT-XXVI/3 und der derzeitigen ANT-XXVII/2 haben die Messinstrumente der Standardmeteorologie sowie die Wolkenkamera unbemannt gemessen.

3.6 MSG

Meteosat Second Generation (MSG) ist der modernste europäische geostationäre Wetter-satellit. Ein ausführlicher Überblick wird in Schmetz et al. (2002) gegeben. MSG wurde für die Aufnahme multispektraler Messungen für meteorologische und klimatologische Anwendungen gebaut. Sein Blickfeld umfasst Afrika, Europa, den Mittleren Osten und fast den gesamten Nord- und Südatlantik (Abbildung 3.19 a).

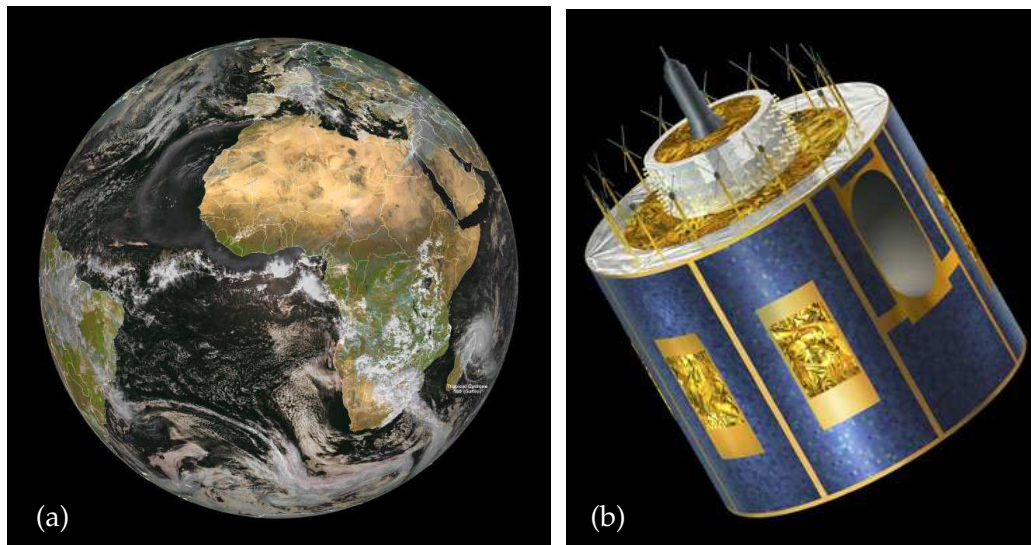


Abbildung 3.19: Falschfarbenaufnahme aus Messungen im nahen Infrarot und kurzwelligem Spektralbereich in (a) und Modell vom Satelliten MSG in (b) [Quelle: EUMETSAT].

Bisher besteht MSG aus den zwei identischen Satelliten Meteosat-8 und Meteosat-9 (Abbildung 3.19 b) sowie der zugehörigen bodengebundenen Infrastruktur zum Datenempfang und deren Weiterverarbeitung. Meteosat-8 startete 2002 und Meteosat-9 folgte drei Jahre später. Seit 2007 ist Meteosat-9 der primäre Satellit im operationellen Einsatz und Meteosat-8 der Ersatzsatellit. Die Satelliten haben - vor allem durch ihre Treibstoffreserven begrenzt - eine erwartete Lebensdauer von mindestens sieben Jahren. Bis 2020 soll MSG weitergeführt werden mit bis dahin vier Satelliten im Orbit.

Zentrales Messinstrument von Meteosat-8 und -9 ist das Radiometer SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager). Es hat zwölf Kanäle im sichtbaren und infraroten Spektralbereich. SEVIRI besitzt einen *High Resolution Visible* - Kanal (HRV) mit einer Auflösung von 1 km im Nadir, die übrigen Kanäle besitzen eine Auflösung von 3 km. Der Satellit rotiert mit 100 Umdrehungen pro Minute und tastet bei jeder Umdrehung einen von 1250 zonalen Bereichen der Erdscheibe ab (siehe Abbildung 3.20). Dieser Prozess dauert zwölf Minuten und beginnt am Südpol. Nachfolgend sind drei Minuten für Kalibrierung und Spiegeljustierung notwendig. Es wird alle 15 Minuten ein komplettes Bild der Erdscheibe erzeugt, deren Zeitstempel auf die Anfangszeit des Prozesses verweist.

Zur Korrektur der breitenabhängigen Abtastzeit wurde in Kalisch und Macke (2008b) der

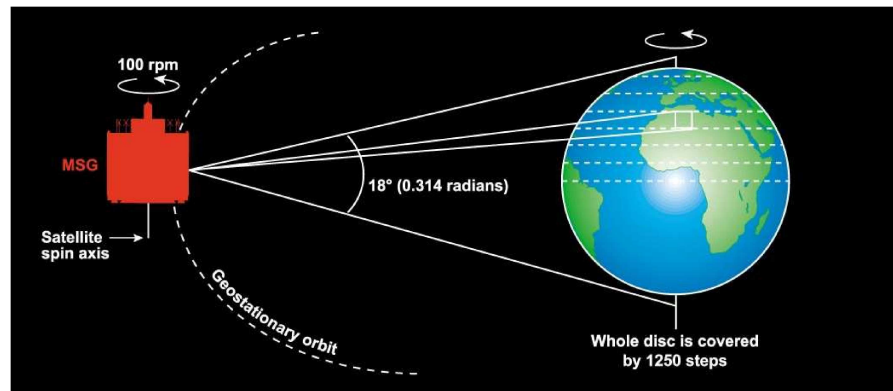


Abbildung 3.20: Schematisches Konzept des Abtastprozesses von SEVIRI an Bord des rotierenden Satelliten MSG. [Quelle: EUMETSAT]

Zeitversatz von Beginn des Abtastprozesses bis zum Erreichen der betrachteten Position (in diesem Fall der Schiffposition) berechnet. Für die Korrekturzeit cor in Minuten gilt:

$$cor = 6.25 + 6.25 \cdot \sin(lat) \quad , \quad (3.1)$$

wobei die geographische Breite lat auf der Nordhemisphäre positiv und auf der Südhemisphäre negativ ist. Der überaus wichtige exakte Datenzeitpunkt bei rasch veränderlichen Strahlungs- und Wolkenparameter kann somit berücksichtigt werden. Ferner entwickelten Kalisch und Macke (2008b) ein Verfahren, welches die MSG-Daten analog zum Sichtfeld von Wetterbeobachtern und Radiometern wichtet. Dabei wurden die in verschiedenen Radien um die Schiffposition liegenden MSG-Pixel kosinuszugewichtet gemittelt, um den Pixeln genau über dem Schiff den größten Einfluss und den am Rande des betrachteten Feldes liegenden den kleinsten zuzuordnen. Ein Radius von 10 km zeigte die besten Resultate.

Mit der Wahl der unterschiedlichen Kanäle werden auch die Eigenschaften von Luftmassen der Atmosphäre mit ihren Absorptionscharakteristika von Ozon, Wasserdampf und Kohlendioxid erfasst, sodass ein dreidimensionales Bild der Atmosphäre rekonstruiert werden kann. Umfassende Analysen der Abhängigkeiten einiger MSG-Produkte von meteorologischen Parametern geben Kalisch und Macke (2008b) und Macke et al. (2010a). Das *Geostationary Earth Radiation Budget* - Instrument GERB ist ein weiteres scannendes Radiometer der MSG-Satelliten. Mit seinen zwei breitbandigen Kanälen ($0.32 - 4 \mu\text{m}$ und $0.32 - 30 \mu\text{m}$) dient es vor allem der Klimaforschung und wird benutzt, um die Wirkung von Wolken, Wasserdampf und konvektiven Prozessen auf die Strahlungsbilanz der Erde zu untersuchen.

Im Weiteren dieser Arbeit werden MSG-Daten zur Berechnung der aufwärts gerichteten Strahlung für die Strahlungsbilanzierung in den Kapiteln 4 und 5 verwendet. Die berechneten MSG-basierten Strahlungsflussdichten am Oberrand der Atmosphäre entlang der Polarsternrouten sind im Rahmen einer CM-SAF-Studie von Timo Hanschmann bereitgestellt worden (siehe Hanschmann et al., 2010). Die Abtastzeiten dieser Daten wurden nach Kalisch und Macke (2008b) korrigiert. Zunächst mussten die von MSG ge-

messenen aufwärtsgerichteten schmalbandigen Strahldichten (drei solare und sieben infrarote Kanäle) in breitbandige Strahldichten umgerechnet werden (siehe dazu auch Klüser, 2006 und Hanschmann, 2009). Man bestimmt dabei das Integral über alle Wellenlängen des jeweiligen Wellenlängenintervalls $\Delta\lambda$. Für die breitbandige Strahldichte L gilt:

$$L = \int^{\Delta} \lambda_0 L_{\lambda} d\lambda \quad . \quad (3.2)$$

Für diese Aufgabe wurde der Algorithmus nach Clerbaux und Dewitte (1999) benutzt, welcher eine lineare Regression an Modell und CERES (Wielicki et al., 1996) durchführt und einen relativ geringen Rechenaufwand bei guter Genauigkeit bietet.

Im zweiten Schritt wurden die breitbandigen Strahldichten in anisotrope Strahlungsflussdichten umgerechnet. Für die Berechnung der solaren Strahlungsflussdichten wurden Anisotropie-Korrektur-Faktoren aus einem von Loeb et al. (2003) entwickelten *Angular Distribution Model* (siehe dazu auch Suttles et al., 1988) verwendet. Das Modell entwickelte man zwar ursprünglich für CERES, kann aber aufgrund der ähnlichen Radiometereigenschaften und Spektralbereiche auch für MSG verwendet werden. Die Anisotropie-Korrektur-Faktoren R wurden für verschiedene Szenarien mit veränderlichen Sonnenzenitwinkeln Θ_s , Sichtfeldzenitwinkeln Θ_v , relativen Azimutwinkeln Φ und Oberflächenszenarien SI (Vegetation, Wolken, Meeresrauhigkeit) berechnet. Für die um die anisotrope Reflexion korrigierte solare Strahlungsflussdichte F_{sw} gilt:

$$F_{sw} = \frac{\pi L_{sw}(\Theta_s, \Theta_v, \Phi)}{R(SI, \Theta_s, \Theta_v, \Phi)} \quad . \quad (3.3)$$

Die aufwärtsgerichtete langwellige Strahlung wird von den Körpern isotrop emittiert und die gemessenen Strahldichten können über den Halbraum integriert werden. Nach Clerbaux et al. (2003) kann die Abhängigkeit von Sonnenzenitwinkel und Azimutwinkel vernachlässigt werden. Eine Abhängigkeit vom Sichtfeldzenitwinkel besteht aufgrund einer höherer Absorption und Emission bei einem längeren Weg durch die Atmosphäre. Mit Hilfe eines langwelligen Anisotropiemodells wurden von Clerbaux et al. für diesen Fall Korrekturfaktoren bestimmt. Für die langwellige aufwärtsgerichtete Strahlungsflussdichte gilt:

$$F_{lw} = \frac{\pi L_{lw}(\Theta_v)}{R_{lw}(\Theta_v)} \quad . \quad (3.4)$$

Kapitel 4

Strahlungsbilanzierung und Energiehaushalt der Erde

Die Bilanz der Strahlung ergibt sich aus der Summe langwelliger und kurzwelliger Strahlung, wobei abwärts gerichtete Strahlung einen Energiegewinn und aufwärts gerichtete Strahlung einen Energieverlust für die Berandung darstellen. In diesem Kapitel sollen die einzelnen Komponenten der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre, in der Atmosphärensäule und am Boden betrachtet werden. Sowohl kurzfristige Schwankungen als auch klimatologische Effekte sowie der Einfluss verschiedener Wolkentypen werden diskutiert. Ein Teil der hier gezeigten Forschungsergebnisse ist bereits in Macke et al. (2010b) eingeflossen.

Die Datengrundlage basiert auf den Messdaten der verschiedenen Radiometer (siehe Kapitel 3.2) und der Wolkenkamera (Kapitel 3.3) auf FS POLARSTERN sowie auf MSG-Daten (Kapitel 3.6) während der Forschungsfahrten ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1 (Kapitel 3.1). Die Messwerte der solaren Einstrahlung und der atmosphärischen Gegenstrahlung wurden als laufendes 10-Minuten-Mittel aufbereitet; korrespondierend dazu wurde der dominante Wolkentyp in dem Intervall bestimmt. MSG-Daten lagen im 15-Minuten-Intervall vor.

Obwohl die Solarkonstante von der WMO seit fast 30 Jahren mit dem Wert von 1367 W/m^2 empfohlen (WMO, 1982) wird und die American Society for Testing and Materials (ASTM) im Jahr 2000 mit dem internationalen Standard E490-00 die Solarkonstante auf 1366.1 W/m^2 festlegte (ASTM, 2000), wird in dieser Arbeit der Wert von 1362 W/m^2 verwendet. Als Grundlage dafür dienen neuere Forschungsergebnisse, welche die älteren Werte der Solarkonstanten vor allem auf Fehler bei der Kalibrierung von satellitengetragenen Radiometern zurückführen. Hier sei vor allem auf Kopp et al. (2005), Lean et al. (2005) und Rottman (2006) verwiesen, die übereinstimmend Solarkonstanten zwischen 1361 W/m^2 und 1362 W/m^2 ermittelten.

Für die Strahlungsbilanz F_{ToA} am Oberrand der Atmosphäre gilt:

$$F_{\text{ToA}} = \text{DSR}_T + \text{DLR}_T - \text{OSR}_T - \text{OLR}_T \quad . \quad (4.1)$$

Die kurzwellige Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre kann aus der Solarkonstante und dem Sonnenzenitwinkel berechnet werden nach:

$$DSR_T = S_0 \cdot \cos(\theta) \quad . \quad (4.2)$$

Unter Berücksichtigung der kosmischen Hintergrundstrahlung von 2.7 K gilt in Verbindung mit dem Stefan-Boltzmann-Gesetz für die langwellige Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre:

$$DLR_T = \sigma(2.7K)^4 \approx 0 \quad . \quad (4.3)$$

Somit lässt sich Gleichung 4.1 ebenfalls darstellen als:

$$F_{ToA} = S_0 \cdot \cos(\theta) - OSR_T - OLR_T \quad . \quad (4.4)$$

Der Sonnenzenitwinkel lässt sich nach Liou (2002) und WMO - No.8 (1996) aus Datum, Uhrzeit und geographischer Position berechnen (ausführliche Herleitung in Kalisch, 2005), sodass für eine Strahlungsbilanzierung am Oberrand der Atmosphäre lediglich die aufwärts gerichteten Strahlungsflussdichten von Satelliten (in diesem Fall MSG) ermittelt werden müssen.

Adäquat zu Gleichung 4.1 gilt für die Strahlungsbilanz auf der Oberfläche der Erde F_{surf} :

$$F_{surf} = DSR_s + DLR_s - OSR_s - OLR_s \quad . \quad (4.5)$$

Die langwellige Ausstrahlung der Wasseroberfläche lässt sich nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz anhand der Temperatur der obersten ausstrahlungsrelevanten Schicht (Skin-Temperatur) berechnen. An Bord der Polarstern wurde allerdings nur die SST im Schacht des Bugstrahlraums in 5 m Wassertiefe (siehe El Naggar und Fahrbach, 2010) gemessen. Die daraus resultierende Temperaturdifferenz zwischen Skin-Temperatur und SST beträgt nach Schluessel et al. (1990) im Mittel 0.1 bis 0.2 K, abhängig vom Wind (Oberflächenwasserdurchmischung) und den Wärmeflüssen. Der damit verbundene Fehler wird in Kapitel 5.5 berücksichtigt. Die an der Wasseroberfläche reflektierte kurzwellige Strahlung berechnet sich aus dem Produkt der solaren Einstrahlung und der nach dem Fresnelschen Gesetz bestimmten Albedo (siehe Kapitel 2.1 und Gleichung 2.7). Für die Strahlungsbilanz an der Meeresoberfläche folgt somit:

$$F_{surf} = DSR_s + DLR_s - \left(\frac{1}{2} \left(\frac{\sin^2(\theta - \xi)}{\sin^2(\theta + \xi)} + \frac{\tan^2(\theta - \xi)}{\tan^2(\theta + \xi)} \right) + 0.0156 \right) DSR_s - \sigma(T_{SST})^4 \quad , \quad (4.6)$$

wobei ξ der nach dem Snelliusschen Brechungsgesetz berechnete Brechungswinkel ist.

Die Bilanz der Atmosphärensäule F_{Atm} ergibt sich als Differenz der Bilanzen am Oberrand der Atmosphäre und an der Meeresoberfläche:

$$F_{Atm} = F_{ToA} - F_{surf} \quad . \quad (4.7)$$

Näherungsbetrachtung Nacht

Die Strahlungsbilanzen am Boden und in der Atmosphärensäule sind wetter- und klimawirksam. Die folgenden näherungsweise Vereinfachungen sollen eine erste theoretische Größenabschätzung darstellen. Während der Nachtzeit fallen in Gleichung 4.6 die kurzwelligen Strahlungsflüsse heraus und es gilt am Boden:

$$F_{s/n} = \text{DLR}_s - \sigma(T_{\text{SST}})^4 \quad . \quad (4.8)$$

Für den wolkenfreien Fall lässt sich die atmosphärische Gegenstrahlung nach Idso und Jackson (1969) parametrisieren (siehe Kapitel 2.1.2 und Gleichung 2.10). Mit der Annahme, dass unter maritimen Bedingungen die bodennahe Lufttemperatur und SST identisch sind, ist die nächtliche Strahlungsbilanz am Boden und bei Wolkenfreiheit $F_{s/n/f}$ eine Funktion der SST:

$$F_{s/n/f} = \sigma \cdot (T_{\text{SST}})^4 \cdot (1 - 0.261 \cdot \exp(-7.77 \cdot 10^{-4} \cdot (T_{\text{SST}})^2)) - \sigma(T_{\text{SST}})^4 \quad (4.9)$$

$$= \sigma \cdot (T_{\text{SST}})^4 (-0.261 \cdot \exp(-7.77 \cdot 10^{-4} \cdot (T_{\text{SST}})^2)) \quad . \quad (4.10)$$

Bei tiefen Wolken kann

$$\text{DLR}_s \approx \text{OLR}_s \quad (4.11)$$

gesetzt werden, sodass bei starker Bewölkung oder Niederschlag für die nächtliche bodennahe Strahlungsbilanz $F_{s/n/w}$ gilt:

$$F_{s/n/w} \approx 0 \quad . \quad (4.12)$$

Nur bei sehr kräftigen Inversionswetterlagen kann in seltenen Fällen die strahlungsrelevante Wolkenunterkantentemperatur über der Bodentemperatur liegen. Somit folgt in diesem speziellen Fall für die Bilanz am Boden $F_{s/n/inv}$:

$$\text{DLR}_s > \text{OLR}_s \quad (4.13)$$

$$F_{s/n/inv} > 0 \quad . \quad (4.14)$$

Da nachts bei wolkenfreien Bedingungen

$$\text{OLR}_T \approx \text{OLR}_s \quad (4.15)$$

gilt, vereinfacht sich die Bilanz der Atmosphärensäule im wolkenfreien Fall $F_{\text{Atm}/n/f}$ zu:

$$F_{\text{Atm}/n/f} \approx -\text{DLR}_s \quad . \quad (4.16)$$

Die langwellige Gegenstrahlung bei unbewölkter Atmosphäre DLR_s lässt sich nach Idso und Jackson (1969) parametrisieren (siehe Kapitel 2.1.2).

Im bewölkten Fall strahlt die Erde mit der Temperatur der Wolkenoberkante in den Welt- raum ab, und es gilt

$$\text{OLR}_T \ll \text{DLR}_s \approx \text{OLR}_s \quad , \quad (4.17)$$

womit für die Bilanz der nächtlichen bewölkten Atmosphäre $F_{\text{Atm}/n/w}$ gilt:

$$F_{\text{Atm}/n/w} = -\text{OLR}_T - \text{DLR}_s + \text{OLR}_s \approx -\text{OLR}_T \quad . \quad (4.18)$$

Näherungsbetrachtung Tag

Unter wolkenfreien Bedingungen kann am Tage durch die geringe Albedo der Meeresoberfläche

$$\text{OSR}_s \approx 0 \quad (4.19)$$

gesetzt werden. Zudem kann Gleichung 4.10 genutzt werden und es gilt für die wolkenfreie Strahlungsbilanz tagsüber am Boden $F_{s/t/f}$:

$$F_{s/t/f} = \text{DSR}_s + F_{s/n/f} \quad (4.20)$$

Unter Anwesenheit von tiefen Wolken gilt ebenfalls zuvor verwendete Annahme aus Gleichung 4.11 sodass für die bodennahe Strahlungsbilanz $F_{s/t/w}$ folgt:

$$F_{s/t/w} \approx \text{DSR}_s \quad (4.21)$$

Für eine Vereinfachung der Strahlungsbilanz der Atmosphärensäule kann im wolkenfreien Fall die Annahme von Gleichungen 4.15 und 4.19 verwendet werden sowie

$$\text{OSR}_T \approx 0 \quad (4.22)$$

und es folgt für die Bilanz der wolkenfreien Atmosphäre $F_{\text{Atm}/t/f}$:

$$F_{\text{Atm}/t/f} \approx \text{DSR}_T - \text{DSR}_s - \text{DLR}_s \quad (4.23)$$

Diese drei Komponenten können mit hoher Genauigkeit nach Kalisch und Macke (2008a) und Idso und Jackson (1969) parametrisiert werden (siehe Kapitel 2.1.2), sodass die Gleichung lediglich von den astronomischen Erdbahnparametern, von der bodennahen Luftfeuchtigkeit und der bodennahen Lufttemperatur abhängt.

Bei stark bewölktem Himmel gelten für die Atmosphärensäule Gleichung 4.11 und 4.19. Somit vereinfacht sich die Bilanz einer bewölkten Atmosphäre am Tage $F_{\text{Atm}/t/w}$ zu:

$$F_{\text{Atm}/t/w} \approx \text{DSR}_T - \text{OSR}_T - \text{OLR}_T - \text{DSR}_s \quad (4.24)$$

Zu beachten sei, dass die Absorption kurzwelliger Strahlung (vor allem an Gasmolekülen) in der Atmosphärensäule nicht vernachlässigt werden darf. Nach Kiehl und Trenberth (1997) werden global etwa 20 % der einfallenden solaren Strahlung auf dem Weg durch die Atmosphäre absorbiert. Trenberth et al. (2009) zeigen eine globale atmosphärische Absorption von knapp 23 %, die die gleiche Größenordnung wie der an Wolken reflektierte Anteil einfallender solarer Strahlung hat. Daher gilt unter Berücksichtigung atmosphärischer Absorption:

$$\text{DSR}_T = \text{OSR}_T + \text{DSR}_s + 0.23\text{DSR}_T \quad (4.25)$$

Da nach Kiehl und Trenberth (1997) die Absorption in der Atmosphäre unter wolkenfreien und bewölkten Bedingungen etwa gleich groß ist, ist diese Beziehung universell

einsetzbar und die Bilanz der bewölkten Atmosphäre (Gleichung 4.24) vereinfacht sich zu:

$$F_{\text{Atm}/t/w} \approx 0.23\text{DSR}_T - \text{OLR}_T \quad . \quad (4.26)$$

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Erdoberfläche (mit Ausnahme von wolkenfreien Nächten) näherungsweise einen Nettoenergiegewinn aufweist. Die Atmosphärensäule hingegen verzeichnet nachts deutliche Energieverluste, tagsüber hängt ihre Nettostrahlungsbilanz weitestgehend vom Sonnenstand ab. Bei flachem Sonneneinfall erfolgt am Tag weiterhin ein Energieverlust. Erst bei hoher Sonneneinstrahlung kann die Nettostrahlungsbilanz der Atmosphäre ausgeglichen oder leicht positiv sein. Sowohl die Strahlungsbilanzen am Boden als auch die der Atmosphärensäule können unter wolkenfreien Bedingungen zu jeder Zeit durch Parametrisierungen, die auf einfachen Standardmessungen (Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, SST) basieren, näherungsweise bestimmt werden.

4.1 Langwellige Strahlungsbilanz

Zunächst werden die separaten langwelligeren Strahlungsbilanzen am Oberrand der Atmosphäre, in der Atmosphärensäule und an der Meeresoberfläche betrachtet. In Abbildung 4.1 sind diese für die Forschungsfahrt ANT-XXIII/10 dargestellt.

Abbildung 4.1 (a) zeigt die langwellige Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre. Durch die zu vernachlässigende kosmische Hintergrundstrahlung ist sie lediglich von aufwärts gerichteter abgestrahlte Energie im Infrarotbereich (Wolkenoberkanten, Teilchenstrahlung der Luft und von der Atmosphäre transmittierte Ausstrahlung des Bodens) abhängig und muss somit per Definition kleiner als null sein. Die Maxima der Bilanz sind von hohen Wolken hervorgerufen, die mit ihren niedrigen Wolkenoberkantentemperaturen eine geringe thermische Abstrahlung bewirken. Minima werden durch wolkenfreie Bedingungen verursacht, sodass die thermische Ausstrahlung der Meeresoberfläche weitestgehend ungehindert in den Weltraum erfolgt. Mittlere Werte der Grafik sprechen entweder für mittelhohe Wolken oder für ein Mischsignal aus Bodenemission und Ausstrahlung von durchbrochener Bewölkung.

Die langwellige Bilanz am Boden ist in Abbildung 4.1 (c) gezeigt. Hier führen sehr niedrige Wolken zu einer atmosphärischen Gegenstrahlung, die in die Größenordnung der langwelligeren Ausstrahlung der Meeresoberfläche kommen kann und somit in der Bilanzierung Werte nahe null hervorrufen. Wolkenfreie Bedingungen führen zu einer geringen atmosphärischen Gegenstrahlung und stellen hier die lokalen Minima (maximaler langwelliger Energieverlust) dar. Ein meridionaler Zusammenhang ist aus den Daten dieser einzelnen Forschungsfahrt nicht erkennbar.

Im direkten Vergleich der beiden Abbildungen 4.1 (a) und (c) fällt der Abschnitt von 15° bis 45° N auf: aus den Messungen am Oberrand der Atmosphäre würde auf fast gänzlich wolkenfreie Bedingungen geschlossen werden. Die Bodenmessungen lassen allerdings auf teils wolkenfreie, teils Abschnitte mit durchbrochener Bewölkung schließen. Eine durchbrochene Bewölkung lässt sich in diesem Zeitraum oft anhand der Wolkenka-

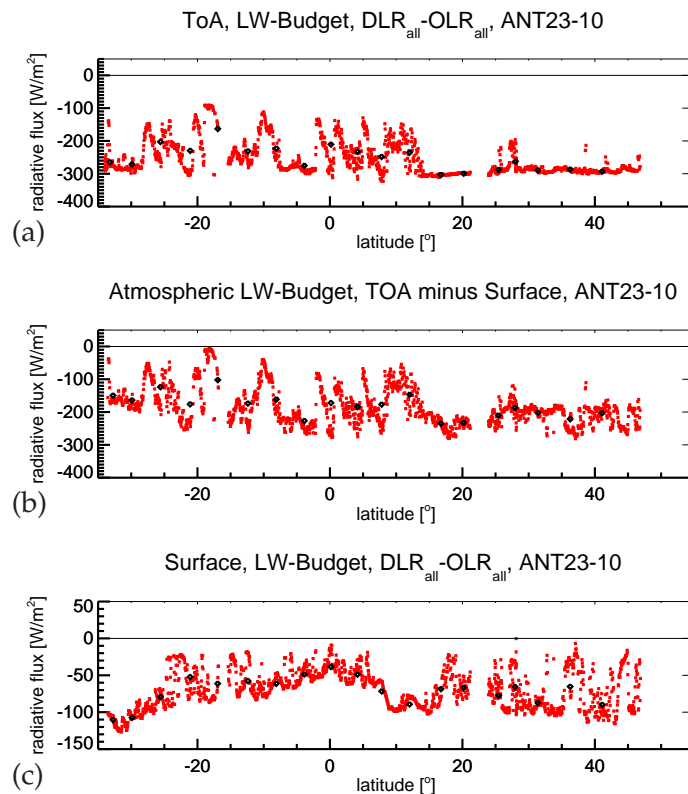


Abbildung 4.1: Langwellige Strahlungsbilanzen während ANT-XXIII/10 am Oberrand der Atmosphäre (a), in der Atmosphärensäule (b) und am Boden (c).

meradaten belegen, jedoch wurden diese kleinräumigen Wolkenformationen nicht vom Satelliten als solche erkannt. Diese begrenzten Möglichkeiten der Satellitenfernerkundung bei durchbrochener Bewölkung wurden bereits in Kalisch und Macke (2008b) und Macke et al. (2010a) dokumentiert.

Als Differenz der Bilanzen am Oberrand der Atmosphäre und an der Meeresoberfläche ist die Bilanz der Atmosphärensäule in Abbildung 4.1 (b) gezeigt. Die Charakteristik ist weitestgehend von der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre dominiert und führt zu einem ständigen Energieverlust der Atmosphäre im langwelligen Spektralbereich.

Analog zu der Abbildung 4.1 findet sich im Anhang B.1 die Grafik der langwelligen Strahlungsbilanzen für den Gesamtdatensatz (bestehend aus Daten der Fahrten ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1).

Tabelle 4.1 gibt für die Bilanzen der langwelligen Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre (ToA), der Atmosphärensäule (Atm) und an der Meeresoberfläche für die einzelnen Fahrten von POLARSTERN sowie den Gesamtdatensatz die statistischen Mittelwerte und Standardabweichungen an. Die dazugehörigen grafischen Darstellungen wurden zuvor für ANT-XXIII/10 und den Gesamtdatensatz gezeigt. Trotz unterschiedlicher Fahrtrouten (siehe Kapitel 3.1) erscheint keine der Fahrten als Ausreißer. Übereinstimmend mit den theoretischen Grundlagen (vorausgehendes Unterkapitel) erfolgt im

Fahrt	ToA		Atm		Boden	
	$\overline{F_{T/LW}}$	$\sigma_{T/LW}$	$\overline{F_{A/LW}}$	$\sigma_{A/LW}$	$\overline{F_{S/LW}}$	$\sigma_{S/LW}$
ANT-XXIII/10	-254.546	50.8087	-184.362	55.8564	-69.3755	25.9759
ANT-XXIV/1	-245.057	49.9378	-182.544	60.8996	-59.8831	27.6261
ANT-XXIV/4	-280.738	33.1927	-211.223	43.7594	-69.4867	23.6116
ANT-XXV/5	-285.899	36.9854	-224.777	46.3445	-62.7230	24.3228
ANT-XXVI/1	-255.611	50.5186	-207.860	58.2408	-46.1603	25.1447
Gesamtdaten	-264.141	48.1038	-204.432	56.0704	-59.7373	26.8337

Tabelle 4.1: Statistik der Bilanzierung langwelliger Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre (ToA), der Atmosphärensäule (Atm) und an der Meeresoberfläche für die einzelnen Fahrten von POLARSTERN sowie den Gesamtdatensatz. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{F_{LW}}$ und Standardabweichungen σ_{LW} in W/m^2 .

langwelligem Spektralbereich ein ständiger Energieverlust. Der stärkste Nettoverlust von thermischer Energie erfolgt am Oberrand der Atmosphäre, der geringste am Boden.

In Tabelle 4.2 werden die Mittelwerte und Standardabweichungen der Strahlungsbilanzen für die einzelnen Wolkenklassen gezeigt. Aus Gründen der Signifikanz wurde diese Untersuchung nur für den gesamten Datensatz der fünf Forschungsfahrten durchgeführt. Die Anzahl n der der Statistik zugrundeliegenden kombinierten Satelliten- und Wolkenkammermessungen ist in der letzten Spalte aufgeführt. Um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten, wurde die Bodenstatistik auf Grundlage der exakten breitenabhängigen Abtastzeitpunkte des Satelliten berechnet (siehe Kapitel 3.6). Zu beachten ist zudem, dass die Wolkenkameraklassifizierung ausschließlich zur Tageszeit durchgeführt werden kann und somit in dieser Statistik keine Nachtmessungen enthalten sind. Es ist

Klasse	ToA		Atm		Boden		n
	$\overline{F_{T/LW}}$	$\sigma_{T/LW}$	$\overline{F_{A/LW}}$	$\sigma_{A/LW}$	$\overline{F_{S/LW}}$	$\sigma_{S/LW}$	
1	-274.400	46.0787	-207.890	51.8391	-67.8261	20.9675	1647
2	-265.288	46.3567	-191.074	51.4450	-74.3016	20.8471	1069
3	-277.468	51.7397	-228.623	58.1015	-49.2443	23.8703	1430
4	-263.424	39.3344	-183.221	46.2808	-81.2026	22.8064	190
5	-263.551	55.7062	-223.938	62.4689	-40.3635	18.1113	361
6	-268.692	50.9927	-237.097	50.3528	-31.6938	18.8721	635
7	-277.896	49.0958	-239.748	51.7195	-37.5977	16.5058	306

Tabelle 4.2: Statistik der Bilanzierung langwelliger Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre (ToA), der Atmosphärensäule (Atm) und an der Meeresoberfläche für die einzelnen Wolkenklassen des Gesamtdatensatzes. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{F_{LW}}$ und Standardabweichungen σ_{LW} in W/m^2 sowie die Anzahl n der zugrunde liegenden kombinierten Satelliten- und Wolkenkammermessungen.

jedoch davon auszugehen, dass die langwellige Strahlungsbilanz nachts nur geringfügige Unterschiede aufweist, da der Tagesgang von SST und Lufttemperatur über der Meeresoberfläche nur geringen Schwankungen unterlegen ist. Dai und Trenberth (2004) geben Schwankungen im Tagesgang der Lufttemperatur über der Meeresoberfläche mit 0.4 K bis 1.0 K an und betonen, dass diese eng an die Schwankungen der SST gekoppelt sind. Diese parallelen Schwankungen beider Parameter sollten sich in der hier gezeigten Bilanzierung weitestgehend kompensieren.

Die Mittelwerte der langwelligen Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre lassen keine logischen Zusammenhänge mit der Wolkenklasse erkennen. Theoretisch müsste der Energieverlust bei Wolkenfreiheit (Klasse 4) am höchsten und bei hochreichender Cumulonimbus- und Nimbostratus-Bewölkung (Klasse 7) mit kalten Wolkenoberkantentemperaturen am geringsten sein. Hier ist das Gegenteil der Fall, wenngleich zu bemerken ist, dass sich die mittleren Bilanzen nur um wenige Watt pro Quadratmeter zwischen -263.4 W/m^2 und -277.9 W/m^2 unterscheiden. Die geringste Standardabweichung der Bilanzen tritt bei Wolkenfreiheit auf, was keinen Widerspruch darstellt und mit relativ konstanten SST zu begründen ist.

Die Statistik der atmosphärischen Bilanzen stimmt mit theoretischen Betrachtungen überein: die Wolkenklassen für Wolkenfreiheit (4), Cirren (2) und stark durchbrochene Cumuli (1) zeigen geringere Wärmeverluste als Klassen sehr dichter Wolken mit hohen Werten von LWP wie Stratus (6) und Cumulonimbus (7). Die geringste Standardabweichung tritt wieder unter wolkenfreien Bedingungen auf.

An der Meeresoberfläche führen Wolkenfreiheit und hohe Cirren wieder zu den höchsten Energieverlusten im langwelligen Spektralbereich. Bei Anwesenheit von Stratus und Cumulonimben ist der Wärmeverlust aufgrund hoher atmosphärischer Gegenstrahlung erwartungsgemäß gering.

4.2 Kurzwellige Strahlungsbilanz und Abschattungseffekt

Die Strahlungsbilanzen der drei Höhengniveaus sind in Abbildung 4.2 für den solaren Spektralbereich zunächst für den Datensatz der Forschungsfahrt ANT-XXXIII/10 gezeigt. Es sind die nächtlichen Messungen kurzwelliger Strahlung enthalten, obwohl diese null sind. Zwischen 20° N und 25° N waren keine Satellitendaten verfügbar.

Abbildung 4.2 (a) zeigt die kurzwellige Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre. Sie unterliegt einem deutlichen Tagesgang und zeigt eine meridionale Abhängigkeit durch die damit verknüpften Sonnenhöchststände. Wolken führen zu erhöhter Reflexion und damit zu einer geringeren Bilanz, wie beispielsweise bei 12° S . Für die wolkenfreie Atmosphäre ist der Anteil an aufwärtsgerichteter Strahlung sehr klein, da nur die Rückstreuung an Luftmolekülen und die Reflexion an der Meeresoberfläche beitragen.

Die solare Strahlungsbilanz an der Meeresoberfläche ist in Abbildung 4.2 (c) dargestellt. Da an Bord der Forschungsschiffe nur die abwärtsgerichteten Strahlungsflüsse gemessen wurden, konnten die Albedo der Wasseroberfläche (siehe Kapitel 2.1) und die aufwärts-

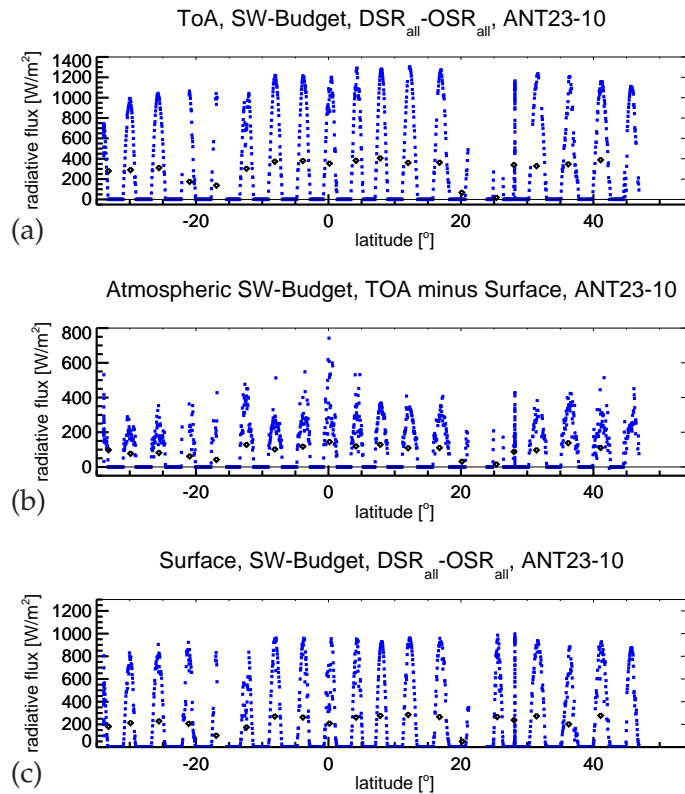


Abbildung 4.2: Kurzwellige Strahlungsbilanzen während ANT-XXIII/10 am Obergrenze der Atmosphäre (a), in der Atmosphärensäule (b) und am Boden (c).

gerichtete Strahlungsflussdichte nur rechnerisch bestimmt werden. Wolken führen durch ihren Abschattungseffekt zu einem starken Signal in der bodennahen Strahlungsbilanz und führen zu einem verminderten Energieeintrag in die Meeresoberfläche. Unter wolkenfreien Bedingungen ist der Energiegewinn am Boden maximal.

Die Bilanz der Atmosphärensäule als Differenz der beiden zuvor genannten ist in Abbildung 4.2 (b) gezeigt. Sie ist ein Maß für die Absorption kurzwelliger Strahlung durch Wolken und Luftmoleküle. Zwar ist in der Grafik noch ein Tagesgang zu bemerken, allerdings ist kein systematischer Unterschied zwischen bedeckten und wolkenfreien Bedingungen erkennbar - dieses Verhalten ist übereinstimmend mit der Arbeit nach Kiehl und Trenberth (1997), die für die solare Absorption von bewölkter und unbewölkter Atmosphäre Werte von 67 W/m^2 beziehungsweise 60 W/m^2 angeben. Solch ein geringfügiger Unterschied ist in dem vorliegenden Datensatz nicht sichtbar. Im Anhang B.2 werden die solaren Strahlungsbilanzen für den zusammengefassten Datensatz der fünf Forschungsfahrten von FS POLARSTERN gezeigt.

Die statistische Auswertung der solaren Bilanzen der einzelnen Fahrten und des zusammengefassten Datensatzes erfolgt in Tabelle 4.3. Auffällig ist hier, dass die Mittelwerte der Bilanzen von ANT-XXIV/1 und ANT-XXVI/1 geringer sind als die der anderen Fahrten. Die Ursache liegt zum einen in dem spezifischen Wolkenaufkommen beziehungsweise in den dominanten Wettersystemen während der Fahrten, und zum anderen wurde auf

Fahrt	ToA		Atm		Boden	
	$\overline{F_{T/SW}}$	$\sigma_{T/SW}$	$\overline{F_{A/SW}}$	$\sigma_{A/SW}$	$\overline{F_{S/SW}}$	$\sigma_{S/SW}$
ANT-XXIII/10	322.572	424.199	102.907	130.341	236.448	320.717
ANT-XXIV/1	276.924	377.935	92.8077	118.940	184.116	286.754
ANT-XXIV/4	335.460	421.887	114.531	136.967	220.928	305.734
ANT-XXV/5	332.488	411.097	120.572	140.302	211.916	296.906
ANT-XXVI/1	290.644	380.232	104.851	128.189	185.793	284.229
Gesamtdaten	309.129	400.601	107.464	131.473	204.198	297.031

Tabelle 4.3: Statistik der Bilanzierung kurzwelliger Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre (ToA), der Atmosphärensäule (Atm) und an der Meeresoberfläche für die einzelnen Fahrten von POLARSTERN und den Gesamtdatensatz. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{F_{SW}}$ und Standardabweichungen σ_{SW} in W/m^2 .

diesen beiden Fahrten der Messbetrieb weiter nördlich ($54^\circ N$) bei flacheren Sonnenständen aufgenommen. Der mittlere Energiegewinn durch solare Strahlung am Boden ist mit $204.2 W/m^2$ mehr als dreimal so hoch wie der Energieverlust im langwelligen Spektralbereich. Die Atmosphärensäule hingegen absorbiert im Solaren mit $107.5 W/m^2$ nur etwa halb so viel Energie wie sie im Langwelligen emittiert.

Mittelwerte und Standardabweichungen der solaren Strahlungsbilanzen für die verschiedenen Wolkenkameraklassen sind in Tabelle 4.4 aufgeführt. Der maßgeblich beeinflussende Faktor der mittleren solaren Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre ist die Albedo der Wolken - eine gleichmäßige zeitliche Verteilung der verschiedenen Wolkenkategorien vorausgesetzt. Die überaus geringe mittlere Bilanz unter wolkenfreien Bedingungen (Klasse 4) erscheint zunächst als Widerspruch zur vergleichsweise geringen

Klasse	ToA		Atm		Boden		n
	$\overline{F_{T/SW}}$	$\sigma_{T/SW}$	$\overline{F_{A/SW}}$	$\sigma_{A/SW}$	$\overline{F_{S/SW}}$	$\sigma_{S/SW}$	
1	623.616	371.485	197.832	98.8486	426.123	313.243	1748
2	704.984	394.956	197.910	80.7051	512.390	338.426	1070
3	703.734	326.478	246.876	117.958	456.472	273.306	1508
4	406.335	271.936	144.072	65.5969	262.263	227.833	193
5	573.595	314.228	233.440	117.317	338.304	248.837	369
6	467.481	281.925	238.587	104.867	228.893	221.973	639
7	482.194	332.664	214.360	126.522	266.633	262.241	324

Tabelle 4.4: Statistik der Bilanzierung kurzwelliger Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre (ToA), der Atmosphärensäule (Atm) und an der Meeresoberfläche für die einzelnen Wolkenklassen des Gesamtdatensatzes. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{F_{LW}}$ und Standardabweichungen σ_{LW} in W/m^2 sowie die Anzahl n der zugrunde liegenden kombinierten Satelliten- und Wolkenkammermessungen.

Albedo der unbewölkten Atmosphäre - lässt sich aber mit den tropischen und subtropischen Tagesgängen von Wolkenfreiheit und konvektiven Wolkenbildungsprozessen erklären. In den Tropen herrschen am frühen Morgen oft wolkenfreie Bedingungen. Konvektion und die damit einhergehende typische Bildung von Cumulus treten vorrangig erst einige Stunden nach Sonnenaufgang auf (hierzu siehe auch die Häufigkeitsverteilung von Wolken in Kapitel 3.3.3). Dies wird durch Sui et al. (1997) bestätigt, die den tropischen Tagesgang von Niederschlag und Konvektion in drei Phasen einteilen: morgendliche leichte Cumulusbewölkung, konvektive Schauer am Nachmittag und schwere Gewitter mit maximaler Konvektion nachts. Analog zeigen Webster et al. (1996) ein Minimum der SST zwischen 6 und 8 Uhr Lokalzeit im tropischen Pazifik. Für die Subtropen zeigen Rozendaal et al. (1995) und Bretherton et al. (2004) einen starken Tagesgang des Bedeckungsgrades von marinem Stratocumulus, der sein Minimum am Nachmittag hat. Somit hat die wolkenfreie Atmosphäre verglichen mit anderen Wolkenszenarien einen geringen Einfluss auf die kurzweilige Strahlungsbilanz, wenngleich es nur für den Gesamtdatensatz der Forschungsfahrten gültig ist und relativ betrachtet einen Widerspruch darstellen würde.

Cirrus-Wolken (Klasse 2 und 3) sind im Solaren weitgehend transparent und haben daher einen starken Effekt auf die kurzweilige Strahlungsbilanz (Prabhakara et al., 1993). Die hier gezeigten Mittelwerte am Oberrand der Atmosphäre und am Boden bestätigen dies. Kapitel 3.3.3 zeigte für Cirren ein besonders häufiges Auftreten bei hohen Sonnenständen. Cumulus (Klasse 1) ist per Definition durchbrochen. Dies bedeutet für die Satellitenfernerkundung, dass im Mittel ein Mischsignal aus kleinräumigen Wolkeneigenschaften und wolkenfreien Abschnitten gemessen wird, während Bodenmessungen starke lokale Fluktuationen durch abwechselnden Abschattungseffekt und Strahlungserhöhungen („broken cloud effect“, siehe Kapitel 3.2) zeigen. Daher liegen die Mittelwerte der solaren Bilanz von Cumulus am Oberrand der Atmosphäre und am Boden zwischen denen der Cirren und stratiformen Wolken. Stratocumulus (Klasse 5), Stratus (Klasse 6) und Cumulonimbus/Nimbostratus (Klasse 7) zeigen ihren stratiformen Charakter in den geringsten Werten der solaren Bilanz am Oberrand der Atmosphäre und am Boden. Da Stratus die höchsten optischen Dicken besitzt, ist der Abschattungseffekt hier maximal. Für die solaren Strahlungsbilanzen der Atmosphärensäule gelten wieder die zuvor bereits diskutierten sehr ähnlichen und wolkenunabhängigen Absorptionscharakteristika nach Kiehl und Trenberth (1997) mit Ausnahme des Tagesgang-dominierten Mittelwertes bei Wolkenfreiheit.

4.3 Nettostrahlungsbilanz

Die Nettostrahlungsbilanz - vor allem am Boden - ist der Antrieb des Klimasystems und der Wettersysteme unserer Erde. Als Summe langwelliger und kurzweiliger Strahlungskomponenten ist sie für den Oberrand der Atmosphäre, die Atmosphärensäule und die Meeresoberfläche in Abbildung 4.3 für die Forschungsfahrt ANT-XXIII/10 gezeigt. Am Oberrand der Atmosphäre lässt die Nettostrahlungsbilanz einen starken solar do-

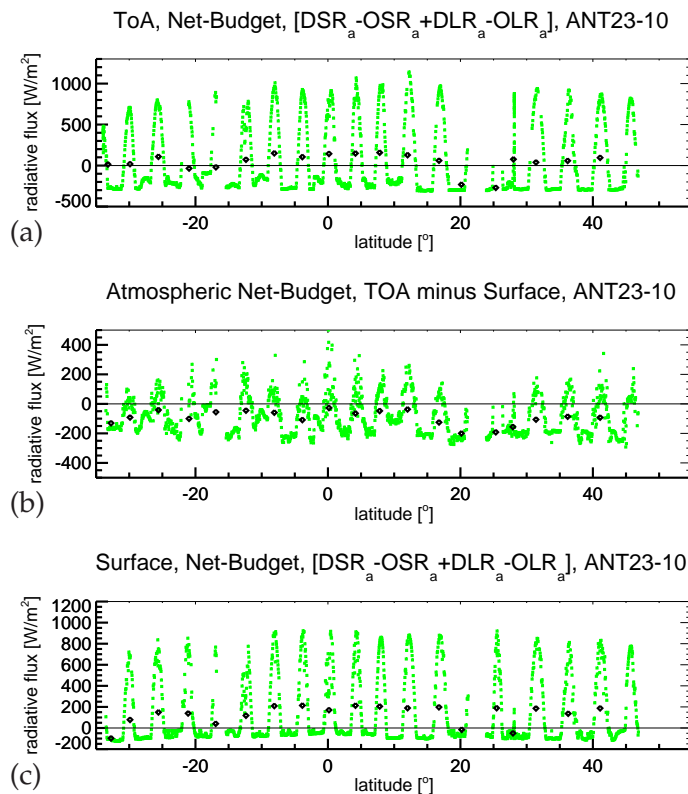


Abbildung 4.3: Netto-Strahlungsbilanzen während ANT-XXIII/10 am Oberrand der Atmosphäre (a), in der Atmosphärensäule (b) und am Boden (c).

minierten Tagesgang erkennen (Abbildung 4.3 a). Nachts und während der lichtarmen Randstunden des Tages dominiert die langwellige Ausstrahlung. Dieser Nettoenergiegewinn am Tage überwiegt in der Regel gegenüber dem Nettoenergieverlust in der Nacht in den Tropen. Schwarze Punkte in der Grafik zeigen Tagesmittel, die jedoch bei 20° S und 20° N bis 25° N aufgrund fehlender Satellitendaten nicht aussagefähig sind. Global muss die Nettostrahlungsbilanz null sein, ansonsten würde sich die mittlere globale Temperatur zwangsläufig verändern. Nach Trenberth und Solomon (1994) erfolgt im Mittel bis zu einer Breite von etwa 40° ein Energieüberschuss und in höheren Breiten ein Energiedefizit. Während der Forschungsfahrt ANT-XXIII/10 zeigte sich selbst bei 42° N (30.04.2007) im Tagesmittel ein deutlicher Strahlungsenergieüberschuss, da an diesem Tag nur eine geringe Wolkenbedeckung herrschte und der Sonnenhöchststand ($\theta = 26^\circ$) jahreszeitlich entsprechend fortgeschritten war.

Die Nettostrahlungsbilanz am Boden zeigt in Abbildung 4.3 (c) ebenfalls einen starken Tagesgang. Wolken führen hier tagsüber aufgrund des Abschattungseffektes zu einem herabgesetzten Energiegewinn, gleichzeitig verstärken sie die atmosphärische Gegenstrahlung. Nachts verringern Wolken den Nettoenergieverlust der Meeresoberfläche.

Die Nettostrahlungsbilanz der Atmosphärensäule (Abbildung 4.3 b) zeigt im Tagesgang nur noch zwischen -200 W/m^2 und 200 W/m^2 variierende Werte. Im Tagesmittel findet auf dieser Forschungsfahrt in jedem Fall ein Strahlungsenergieverlust statt.

Fahrt	ToA		Atm		Boden	
	$\overline{F_{T/net}}$	$\sigma_{T/net}$	$\overline{F_{A/net}}$	$\sigma_{A/net}$	$\overline{F_{S/net}}$	$\sigma_{S/net}$
ANT-XXIII/10	69.9599	417.344	-83.6717	127.419	154.011	318.573
ANT-XXIV/1	31.9765	376.366	-86.9241	123.401	134.887	292.549
ANT-XXIV/4	25.3560	398.101	-108.914	122.163	151.922	306.742
ANT-XXV/5	33.3433	400.510	-111.123	129.710	145.686	294.578
ANT-XXVI/1	34.4125	375.439	-102.783	129.166	139.030	284.117
Gesamtdaten	37.2043	391.123	-100.178	127.394	144.066	296.932

Tabelle 4.5: Statistik der Bilanzierung der Netto-Strahlungsflüsse (langwellig plus kurzwellig) am Oberrand der Atmosphäre (ToA), der Atmosphärensäule (Atm) und an der Meeresoberfläche für die einzelnen Fahrten von POLARSTERN und den Gesamt Datensatz. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{F_{net}}$ und Standardabweichungen σ_{net} in W/m^2 .

Tabelle 4.5 führt die Mittelwerte und Standardabweichungen der Nettobilanzierungen am Oberrand der Atmosphäre (ToA), der Atmosphärensäule (Atm) und an der Meeresoberfläche für die einzelnen Fahrten von POLARSTERN und den Gesamt Datensatz auf. Hier zeigt sich, dass am Oberrand der Atmosphäre für alle Forschungsfahrten aufgrund der Fahrtrouten durch subtropische und tropische Gebiete (hohe Sonnenstände) ein Energiegewinn stattfindet. Es kann davon ausgegangen werden, dass dies in polaren Breiten nicht der Fall ist. Die Atmosphärensäule erfährt durch ihre weitestgehend transparenten Eigenschaften im Solaren und ihre hochgradig emittierenden Eigenschaften im langwelligen Spektralbereich einen ständigen Energieverlust. An der Meeresoberfläche findet im Mittel ein Energiegewinn statt.

Abbildung 4.4 zeigt die Strahlungsbilanz der Atmosphäre für den Gesamt Datensatz. Nach Tabelle 4.5 beträgt der Mittelwert der atmosphärischen Nettobilanz $-100.2 W/m^2$ mit einer Standardabweichung von $127.4 W/m^2$. Hellgrüne Punkte der Grafik gehören zu den Tageswerten, dunkelgrüne Punkte sind den Nachtwerten zugeordnet. Hier wird im direkten Vergleich noch einmal deutlich, dass die Atmosphäre nachts hochgradig Strahlungsenergie verliert. Selbst am Tage zeigen die meisten Messungen einen Energiever-

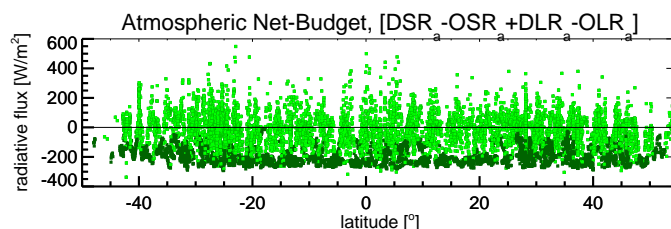


Abbildung 4.4: Netto-Strahlungsbilanz der Atmosphäre des Gesamt Datensatzes von ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1. Tageswerte sind hellgrün, Nachtwerte dunkelgrün.

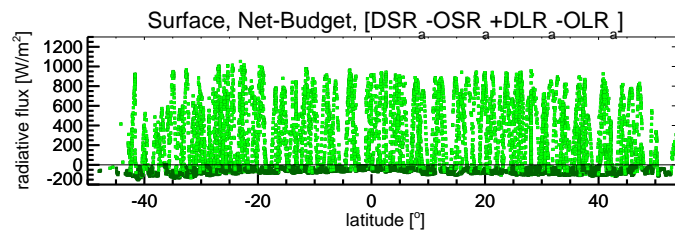


Abbildung 4.5: Netto-Strahlungsbilanz am Boden anhand des Gesamtdatensatzes von ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1. Tageswerte sind hellgrün, Nachtwerte sind dunkelgrün.

lust und nur bei hohen solaren Einstrahlungen verschiebt sich die resultierende Nettobilanz in den positiven Bereich.

In Abbildung 4.5 ist die Nettostrahlungsbilanz an der Meeresoberfläche dargestellt. Hohe, stark fluktuierende Energiegewinne bis zu 1000 W/m^2 am Tage (hellgrün) stehen niedrigen Energieverlusten mit selten geringeren Werten als -150 W/m^2 während der Nacht (dunkelgrün) gegenüber.

Die Nettostrahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre ist im Anhang B.3 gezeigt. Sie ähnelt stark der Bilanz am Boden, jedoch ist die effektive Ausstrahlung im Langwelligen (also vor allem nachts) am Rand der Atmosphäre größer, da kosmische Hintergrundstrahlung als Energiequelle zu vernachlässigen ist.

Klasse	ToA		Atm		Boden		n
	$\overline{F_{T/net}}$	$\sigma_{T/net}$	$\overline{F_{A/net}}$	$\sigma_{A/net}$	$\overline{F_{S/net}}$	$\sigma_{S/net}$	
1	340.165	369.907	-15.0335	98.0144	354.842	314.820	1635
2	435.336	394.688	4.54162	86.5085	439.948	336.945	1033
3	417.935	322.776	13.7602	112.791	405.803	272.697	1410
4	143.010	271.726	-41.0277	80.3677	183.164	226.296	190
5	312.175	306.738	8.18395	116.825	297.700	248.998	360
6	197.925	268.980	0.621584	108.923	197.437	213.391	635
7	202.809	327.021	-29.3059	125.776	215.543	250.185	304

Tabelle 4.6: Statistik der Bilanzierung der Netto-Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre (ToA), der Atmosphärensäule (Atm) und an der Meeresoberfläche für die einzelnen Wolkenklassen des Gesamtdatensatzes. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{F_{net}}$ und Standardabweichungen σ_{net} in W/m^2 sowie die Anzahl n der zugrunde liegenden kombinierten Satelliten- und Wolkenkammermessungen.

Die statistische Auswertung der Nettobilanzierung mit Rücksicht auf die verschiedenen Wolkenklassen erfolgt in Tabelle 4.6. Hier wurden durch die kameragebundenen Wolkenanalysen ausschließlich Tagesmessungen verwendet, die Anzahl der jeweiligen Messungen ist in der letzten Spalte gegeben.

Die Nettobilanz innerhalb der Atmosphärensäule zeigt Unterschiede zwischen den Mit-

telwerten für die sieben Wolkenklassen, die nicht mehr mit den Wolkeneigenschaften wie Bedeckungsgrad oder Flüssigwassergehalt der Wolken erklärt werden können. Es ist zu vermuten, dass sich hier Einflüsse der Fehlerfortpflanzung und Tagesgänge von Wolkenbildungsprozessen überlagert widerspiegeln. Wenn man einzig den Tagesgang der tropischen Bewölkung nach Sui et al. (1997) annimmt, dann ließen sich die vorliegenden Mittelwerte weitestgehend durch den variierenden Sonnenzenitwinkel erklären. Während frühmorgendlicher Wolkenfreiheit (Klasse 4) liegt die Nettobilanz noch weit im negativen Bereich, da sie noch stark langwellig dominiert ist. Während des Vormittags entwickeln sich Cumuloi (Klasse 1, die Nettobilanz steigt), die sich bei höherem Sonnenstand weiter verdichten (Stratocumulus, Klasse 5) und zu einer positiven Bilanz führen. Zur Zeit der abendlichen Gewitterzellen (Cumulonimbus, Klasse 7) steht die Sonne bereits so tief, dass die Nettobilanz wieder deutlich negativ ist.

Am Boden verhält sich die Nettostrahlungsbilanz sehr ähnlich zur Bilanz am Oberrand der Atmosphäre. Es kann davon ausgegangen werden, dass sich hier der zuvor in Kapitel 4.2 diskutierte Einfluss der tageszeitlichen Verteilung von wolkenfreien Atmosphärenzuständen bemerkbar macht. Nur aus diesem Grund kann der Mittelwert unter wolkenfreien Bedingungen auf dem niedrigen Niveau von 183.2 W/m^2 liegen. Die höchsten Nettobilanzen treten bei den optisch dünnen Wolkenklassen 2 und 3 auf, die in Kapitel 3.3.3 bereits ein Häufigkeitsmaxima bei höchsten Sonnenständen zeigen. Cumuli (Klasse 1) verursachen durch ihre partiellen Bedeckungsgrade ebenfalls noch hohe Energiegewinne. Bei den optisch dichten Wolkenklassen 6 und 7 mit typischerweise hohen Bedeckungsgraden hat der Abschattungseffekt einen großen Einfluss und die Nettostrahlungsbilanz ist dementsprechend gering.

Für den Einfluss der verschiedenen Wolkenklassen auf die Nettobilanz während der Nachtzeit können stellvertretend die in Kapitel 4.1 diskutierten Ergebnisse für den langwelligen Spektralbereich angenommen werden, da die solare Komponente entfällt und durch den geringen Tagesgang der Temperatur über dem Meer eine Vergleichbarkeit von wolkenklassenspezifischen langwelligen Effekten in der Nacht und am Tag gegeben ist.

Kapitel 5

Wolken-Strahlungs-Effekt

Wolken bedecken etwa 66% der Erde. Ihre komplexen dynamischen und thermodynamischen Vorgänge von Wolkenbildung, Kinematik und Wolkenauflösung, ihre wichtige Rolle im Wasserkreislauf sowie ihr überaus großer Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Erde bestimmen maßgeblich unser Wetter und das Klima. Wolken beeinflussen die Strahlungsbilanz am Boden durch ihren Abschattungseffekt im solaren Spektralbereich und durch eine erhöhte atmosphärische Gegenstrahlung im terrestrischen Spektralbereich. Beide Effekte wirken mit unterschiedlichen Vorzeichen und kompensieren sich daher zum Teil.

Global haben Wolken einen kühlenden Effekt auf den Strahlungs- und Energiehaushalt der Erde (Ramanathan et al., 1989; Kiehl und Trenberth, 1997; Greenwald et al., 2010). Aber welchen Effekt haben Wolken regional und auf kurzen Zeitskalen? Welchen Einfluss haben unterschiedliche Wolkentypen? Diese Themen sind noch sehr unzureichend erforscht und stellen messtechnisch eine sehr große Herausforderung dar, weil die räumliche Auflösung satellitengetragener Messgeräte unzureichend, das bodengebundene Messnetz keine flächendeckenden Daten erzeugt und die Wetter- und Klimamodellierung noch nicht fortgeschritten genug ist.

Die transatlantischen Forschungsfahrten von FS POLARSTERN stellen eine hervorragende Möglichkeit dar, die komplexen atmosphärischen Wechselwirkungen von Wolken und Strahlung zu studieren und die resultierende Strahlungsbilanz zu bestimmen (Kapitel 4). Die Strahlungskomponenten einer wolkenfreien Atmosphäre lassen sich bei bekannten standardmeteorologischen Messgrößen durch Parametrisierungen berechnen (siehe Kapitel 2.1.2). Die Differenz der Strahlungsbilanzen der realen bewölkten und der wolkenfreien Atmosphäre bezeichnet den Wolken-Strahlungs-Effekt CRE:

$$\text{CRE} = F_{\text{all}} - F_{\text{clear}} \quad , \quad (5.1)$$

und kann für beliebige Höhenschichten berechnet werden. In diesem Kapitel sollen die Effekte am Boden, am Oberrand der Atmosphäre und in der Atmosphärensäule betrachtet werden.

Näherungsbetrachtung Wolken-Strahlungs-Effekt

Bevor der Wolken-Strahlungs-Effekt anhand der auf FS POLARSTERN und von MSG gemessenen Strahlungsdaten berechnet wird, sollen einige Näherungsbetrachtungen und Größenabschätzungen das Verständnis vertiefen.

Per Definition ist der Wolken-Strahlungs-Effekt unter wolkenfreien Bedingungen gleich null. Davon abweichende rechnerisch ermittelte Werte geben einen Anhaltspunkt für die Kombination von Messfehlern der Strahlungsflüsse und Fehlern in der Parametrisierung langwelliger und kurzwelliger Strahlungskomponenten bei wolkenfreiem Himmel.

Nachts sind die Flüsse der solaren Strahlungskomponenten gleich null. Aufbauend auf die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (Gleichung 4.4) folgt für den nächtlichen Wolken-Strahlungs-Effekt $CRE_{TOA/n}$:

$$CRE_{TOA/n} = -OLR_{T/w} + OLR_{T/clear} \quad , \quad (5.2)$$

Da die Strahlungstemperatur einer Wolkenoberkante niedriger als die der unbewölkten Atmosphäre (mit ausstrahlender Erdoberfläche) ist und somit $OLR_{T/w} < OLR_{T/clear}$ gilt, ist folglich:

$$CRE_{TOA/n} > 0 \quad . \quad (5.3)$$

In der Berechnung des nächtlichen Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden $CRE_{surf/n}$ entfällt die langwellige Ausstrahlung der Meeresoberfläche (siehe Gleichung 4.8), da sie wolkenunabhängig ist. Somit folgt:

$$CRE_{surf/n} = DLR_{s/w} - DLR_{s/clear} \quad . \quad (5.4)$$

Da die atmosphärische Gegenstrahlung unter Anwesenheit von Wolken höher ist als unter wolkenfreien Bedingungen gilt:

$$CRE_{surf/n} > 0 \quad . \quad (5.5)$$

Der Effekt der Wolken auf den nächtlichen Strahlungshaushalt der Atmosphärensäule $CRE_{Atm/n}$ ergibt sich als Differenz der Gleichungen 5.2 und 5.4 zu:

$$CRE_{Atm/n} = -OLR_{T/w} + OLR_{T/clear} - DLR_{s/w} + DLR_{s/clear} \quad . \quad (5.6)$$

Der Vergleich der typischen Werte für die langwellige Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre OLR_T unter wolkenfreien und bewölkten Bedingungen zeigt ähnlich hohe Werte wie die typische Differenz der atmosphärischen Gegenstrahlung DLR_s bei unbewölktem und bewölktem Himmel, wenngleich die einzelnen Absolutwerte der Strahlungskomponenten am Boden temperaturbedingt allerdings höher sind. Somit folgt näherungsweise:

$$CRE_{Atm/n} \approx 0 \quad . \quad (5.7)$$

Die Berechnungen des Wolken-Strahlungs-Effektes am Tage berücksichtigen zusätzlich

die solaren Strahlungsflüsse. Aufbauend auf Gleichung 4.1 gilt für den Oberrand der Atmosphäre tagsüber:

$$CRE_{TOA/t} = -OSR_{T/w} - OLR_{T/w} + OSR_{T/clear} + OLR_{T/clear} \quad . \quad (5.8)$$

Eine gesamte Größenabschätzung kann hierfür nicht gegeben werden, es können lediglich die langwelligen und kurzwelligen Terme untereinander verglichen werden:

$$-OSR_{T/w} + OSR_{T/clear} < 0 \quad , \quad (5.9)$$

$$-OLR_{T/w} + OLR_{T/clear} > 0 \quad . \quad (5.10)$$

Der bodennahe Effekt der Wolken am Tag auf den Strahlungshaushalt $CRE_{surf/t}$ lässt sich mittels Gleichung 4.5 und Näherung 4.19 herleiten. Somit gilt:

$$CRE_{surf/t} = DSR_{s/w} + DLR_{s/w} - DSR_{s/clear} - DLR_{s/clear} \quad . \quad (5.11)$$

Es können nun die Abschätzungen

$$DSR_{s/w} - DSR_{s/clear} < 0 \quad , \quad (5.12)$$

$$DLR_{s/w} - DLR_{s/clear} > 0 \quad (5.13)$$

vorgenommen werden. Da weiterhin am Tage in gemäßigten bis tropischen Breiten meist

$$DSR_{s/clear} \gg DLR_{s/w} \quad , \quad (5.14)$$

gilt, ist der Wolken-Strahlungs-Effekt näherungsweise:

$$CRE_{surf/t} < 0 \quad . \quad (5.15)$$

Somit wirken Wolken in den hier betrachteten Breiten tagsüber in Bodennähe also abkühlend (Abschattungseffekt).

Der Wolken-Strahlungs-Effekt der Atmosphärensäule ergibt sich aus der Differenz von Gleichung 5.8 und 5.11. Gleichung 4.25 kann in der Form

$$-DSR_{s/w} - OSR_{T/w} = -0.77DSR_T \quad (5.16)$$

benutzt werden. Nach Kiehl und Trenberth (1997) sind die solaren Absorptionen von bewölkter und wolkenfreier Atmosphäre fast gleich groß, sodass demnach auch gilt:

$$DSR_{s/clear} + OSR_{T/clear} = 0.77DSR_T \quad . \quad (5.17)$$

Hierbei berücksichtigt die aufwärtsgerichtete solare Strahlung am Oberrand der Atmosphäre ausschließlich den von der Atmosphäre zurückgestreuten Anteil der Einstrahlung. Die Reflexion an der Meeresoberfläche wurde bereits vernachlässigt (siehe Gleichung 4.19). Somit folgt mit Gleichungen 5.16 und 5.17 für den Wolken-Strahlungs-Effekt der Atmosphärensäule $CRE_{Atm/t}$:

$$CRE_{Atm/t} = -OLR_{T/w} + OLR_{T/clear} - DLR_{s/w} + DLR_{s/clear} \quad . \quad (5.18)$$

Somit ist $CRE_{Atm/t}$ ausschließlich von der langwelligen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre und der atmosphärischen Gegenstrahlung am Boden abhängig. Für diese gelten im Allgemeinen die Ungleichungen 5.10, 5.13 und:

$$OLR_{T/w} < DLR_{s/clear} < OLR_{T/clear} < DLR_{s/w} \quad . \quad (5.19)$$

Daher ist der Wolken-Strahlungs-Effekt der Atmosphärensäule näherungsweise null oder leicht positiv.

5.1 Strahlungsantrieb am Boden

In diesem Kapitel soll der Wolken-Strahlungs-Effekt anhand der Messungen der abwärtsgerichteten Strahlungsflussdichten während der Forschungsfahrten ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1 von FS POLARSTERN gezeigt werden. Der Strahlungsantrieb am Boden ist von besonderem Interesse, da sich hier der Mensch mit seiner Umwelt und Lebensgrundlage befindet. Für diese Ebene werden in IPCC (2007) Strahlungsantriebe einzelner anthropogen beeinflusster klimarelevanter Prozesse und zukünftige globale Klimaerwärmungen als Resultat verschiedener Modellstudien gegeben.

In Abbildung 5.1 wird der Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden in seiner langwelligen (5.1 a) und kurzwelligen (5.1 b) Komponente, sowie als resultierender Nettoeffekt gezeigt (5.1 c). Zugrunde liegt der Gesamtdatensatz aus fünf Forschungsfahrten. Die korrespondierenden statistischen Mittelwerte und Standardabweichungen sowie die Statistik für die einzelnen Forschungsfahrten werden in Tabelle 5.1 gegeben.

Fahrt	Boden					
	LW		SW		Net	
	$\overline{CRE}_{S/LW}$	$\sigma_{S/LW}$	$\overline{CRE}_{S/SW}$	$\sigma_{S/SW}$	$\overline{CRE}_{S/net}$	$\sigma_{S/net}$
ANT-XXIII/10	13.6155	23.6484	-49.5373	103.084	-30.5539	87.3887
ANT-XXIV/1	23.3798	26.5498	-51.4510	109.874	-28.9291	105.172
ANT-XXIV/4	15.2373	21.0499	-48.5725	95.1241	-33.4408	89.2396
ANT-XXV/5	23.3249	20.8964	-68.6001	131.333	-45.6401	124.225
ANT-XXVI/1	36.8678	23.3099	-74.9752	154.951	-39.8474	148.514
Gesamtdaten	24.3490	24.5874	-61.1867	126.388	-36.9931	119.118

Tabelle 5.1: Statistik der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden für die einzelnen Fahrten von POLARSTERN und den Gesamtdatensatz. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte \overline{CRE} und Standardabweichungen σ in W/m^2 .

Der langwellige Wolken-Strahlungs-Effekt (Abbildung 5.1 a) zeigt keinen Tagesgang. Er schwankt zwischen $-40 W/m^2$ und $80 W/m^2$, wobei die tiefsten Wolken den größten positiven Effekt haben. Herrscht keine Bewölkung, muss der Wolken-Strahlungs-Effekt per Definition null sein. Die hier auftretenden negativen Werte müssen somit auf Messfehler

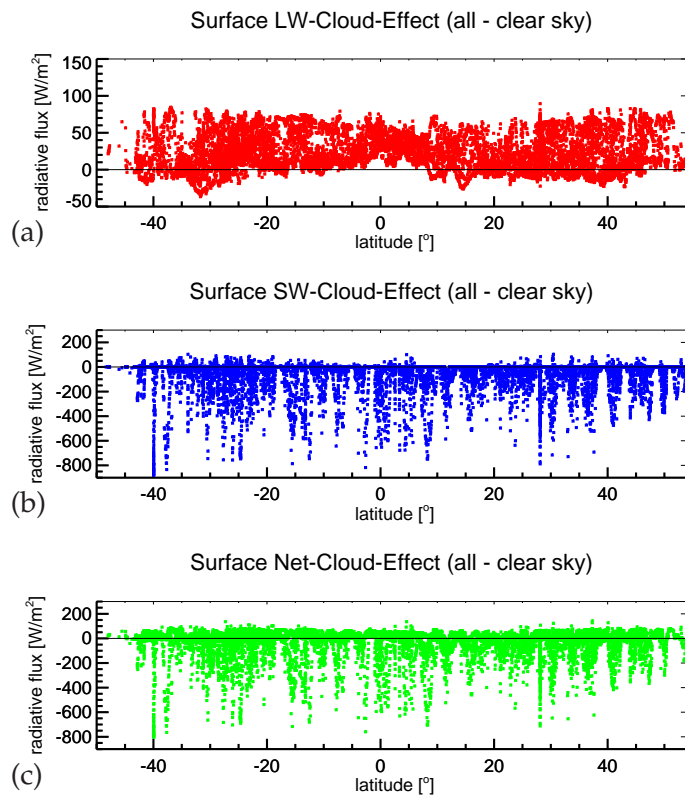


Abbildung 5.1: Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden auf Grundlage des Gesamtdatensatzes von ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1. (a) zeigt den langwelligeren, (b) den kurzwelligen und (c) den Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt.

beziehungsweise Ungenauigkeiten in der Parametrisierung der atmosphärischen Gegenstrahlung unter Wolkenfreiheit zurückzuführen sein (siehe hierzu auch Kapitel 2.1.2 und 5.5). Der Mittelwert beträgt 24.35 W/m^2 bei einer Standardabweichung von 24.58 W/m^2 (Tabelle 5.1). Es ist keine Abhängigkeit von der geographischen Breite zu erkennen. Die geringere Streuung der Werte in Äquatornähe beruht auf der typischerweise stärkeren Bewölkung in der äquatorialen Tiefdruckrinne.

Der solare Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden (Abbildung 5.1 b) besitzt einen ausgeprägten Tagesgang. Er variiert zwischen -900 W/m^2 und 100 W/m^2 . Der Mittelwert liegt bei -61.19 W/m^2 mit einer Standardabweichung von 126.39 W/m^2 , das heißt, dass Wolken im Solaren kühlen. Die Werte liegen nachts oder bei real wolkenfreien Bedingungen bei Null. Wolken mit sehr hohen optischen Dicken verursachen bei hohem Sonnenstand stark negative Effekte. Positive Werte werden erreicht, wenn die gemessenen Strahlungsflussdichten über denen der parametrisierten wolkenfreien solaren Einstrahlung liegen. Dies kann unter durchbrochener Bewölkung stattfinden und stellt keine Fehlmessung dar („broken cloud effect“, siehe Kapitel 3.2). Ein Zusammenhang mit der geographischen Breite muss aufgrund der breitenabhängigen Sonnenstände bestehen, ist hier aber nicht zweifelsfrei erkennbar. In diesem Datensatz fallen etwas geringere Streuungen der Werte in den höheren Breiten auf. Ob dies auf dem Zusammenhang mit dem Sonnen-

höchststand basiert oder lediglich auf eine geringe Datendichte südlich von 35° S und nördlich von 45° N zurückzuführen ist, bleibt unklar.

Der Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden (Abbildung 5.1 c) spiegelt die dominanten Eigenschaften der solaren Komponente wider. Der langwellige Einfluss wird vor allem nachts in einem positiven Wolken-Strahlungs-Effekt deutlich. Der kurzwellige Strahlungsanteil überwiegt gewöhnlich am Tage. Somit haben Wolken nachts einen wärmenenden und am Tag einen abkühlenden Einfluss (mit Ausnahme von Strahlungserhöhungen bei durchbrochener Bewölkung). Im Mittel beträgt der Effekt am Boden -36.99 W/m^2 mit einer Standardabweichung von 119.12 W/m^2 .

Tabelle 5.1 listet neben der statistischen Auswertung des Gesamtdatensatzes auch die Mittelwerte und Standardabweichungen des Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden für die einzelnen Forschungsfahrten auf. Diese sind noch stark von den Wettersystemen der jeweiligen Fahrt geprägt. So war zum Beispiel anhand ausgewerteter MSG-Filme der Wasserdampfkanäle während des Fahrtabschnittes ANT-XXIII/10 ersichtlich, dass POLARSTERN ausgesprochen wenige hochreichende und optisch dicke Wolkenformationen passierte. Die meisten tropischen und subtropischen Wolkengebiete lösten sich kurz vor Eintreffen scheinbar auf. Somit war auf dieser Fahrt überdurchschnittlich oft geringe oder optisch dünne Bewölkung vertreten. Dies führt im langwelligen und kurzweligen Spektralbereich zu vergleichsweise kleinen Wolken-Strahlungs-Effekten. Im Fall der ANT-XXIII/10 sind die Effekte daher deutlich kleiner als die Mittelwerte des Gesamtdatensatzes.

Nun sollen die Wolken-Strahlungs-Effekte für die einzelnen Wolkenklassen separat betrachtet werden. Dazu wurde mit Hilfe der Wolkenkamera der Wolkentyp nach Heinle et al. (2010) bestimmt (siehe Kapitel 3.3.1). Die im Folgenden gezeigten Grafiken und Statistiken der separaten Wolkenklassen beinhalten ausschließlich Messungen am Tage, da die Wolkenklassifizierung per Kamera nur bei Tageslicht durchgeführt werden kann. Abbildung 5.2 zeigt die Netto-Wolken-Strahlungs-Effekte am Boden für die sieben Wolkentypen in Abhängigkeit der geographischen Breite. Im Anhang C.1 werden diese noch separat in langwelliger und kurzwelliger Komponente gezeigt. Die zugehörigen statistischen Mittelwerte und Standardabweichungen sind in Tabelle 5.2 gegeben.

Zur Korrektur der Wolkeneffekte wird im Folgenden der Effekt bei Wolkenfreiheit herangezogen, der als systematischer Fehler angesehen werden kann. Hierbei muss beachtet werden, dass die langwelligen und kurzweligen Effekte für die verschiedenen Wolkenszenarien nur für Messungen am Tage bestimmt wurden. Sollen die solaren und Netto-Effekte für den Gesamtdatensatz (alle Fahrten, Tag und Nacht) korrigiert werden (Tabelle 5.1), so ist eine entsprechende Wichtung bezüglich der Anzahl von Messungen in der Nacht und am Tag vorzunehmen.

Tabelle 5.3 zeigt die korrigierten Wolken-Strahlungs-Effekte am Boden für die verschiedenen Wolkentypen am Tage (aus Tabelle 5.2) und die korrigierten Tag-Nachtgewichteten Effekte für den Gesamtdatensatz (aus Tabelle 5.1). Es gelten die zuvor für die unkorrigierten Effekte genannten Eigenschaften. Die hier berechneten Effekte lassen sich durch die unterschiedliche geographische Einordnung nicht direkt mit denen von Ramanathan et al. (1989) oder Greenwald et al. (2010) vergleichen, lassen aber generell

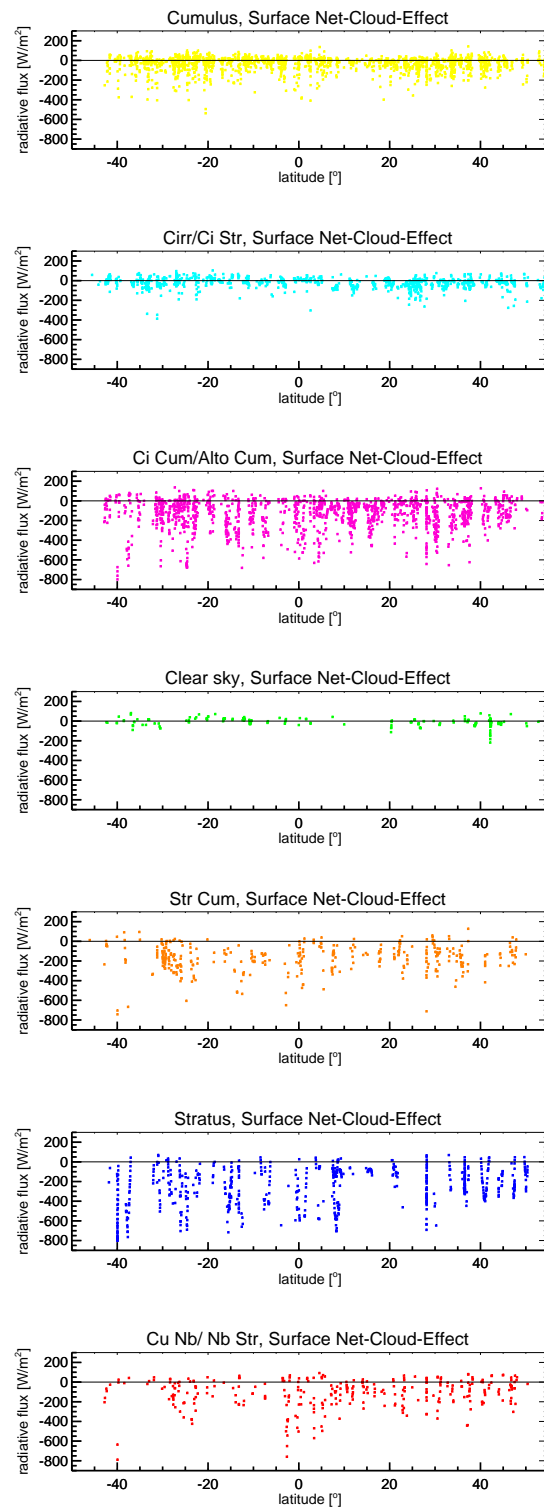


Abbildung 5.2: Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Boden.

Klasse	Boden					
	LW		SW		Net	
	$\overline{CRE}_{S/LW}$	$\sigma_{S/LW}$	$\overline{CRE}_{S/SW}$	$\sigma_{S/SW}$	$\overline{CRE}_{S/net}$	$\sigma_{S/net}$
1	15.6034	15.6214	-52.7008	77.8237	-36.8382	75.2078
2	9.32124	17.7676	-32.9784	50.0268	-23.5910	53.0701
3	33.5167	22.8323	-170.032	162.954	-139.008	150.398
4	4.60309	19.1083	-16.2446	37.8158	-10.1409	41.4407
5	43.8434	15.6169	-216.869	141.358	-171.219	135.465
6	51.8805	22.2824	-309.686	206.245	-257.996	197.977
7	47.6812	16.0523	-167.372	154.732	-117.858	148.702

Tabelle 5.2: Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden für die einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010). Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte \overline{CRE} und Standardabweichungen σ für den langwelligen, kurzwelligen und Netto-Effekt in W/m^2 .

Klasse	Boden		
	LW	SW	Net
	$\overline{CRE}_{S/LW}$	$\overline{CRE}_{S/SW}$	$\overline{CRE}_{S/net}$
1	11.0003	-36.4562	-26.6973
2	4.71815	-16.7338	-13.4501
3	28.9136	-153.787	-128.867
4	0.0	0.0	0.0
5	39.2403	-200.624	-161.078
6	47.2774	-293.441	-247.855
7	43.0781	-151.127	-107.717
korrigierter Gesamtdatensatz			
Gesamtdaten	19.7459	-52.9753	-34.1859

Tabelle 5.3: Korrigierte Wolken-Strahlungs-Effekte am Boden für die einzelnen Wolkenklassen am Tage aus Tabelle 5.2 und korrigierte Effekte für den Gesamtdatensatz aus Tabelle 5.1.

aufgrund ihrer ähnlichen Größenordnungen keine Widersprüche vermuten. Im Fall von Cirruswolken kann der von Dupont und Haeffelin (2008) berechnete kurzwellige Effekt von $CRE_{SW} = -50 W/m^2$ nicht bestätigt werden. Dieser erscheint viel zu hoch, was durch die für Cirren gegebenen Werte nach Chen et al. (2000) mit $CRE_{LW} = 8 W/m^2$ und $CRE_{SW} = -22 W/m^2$ bestätigt wird.

Der Nettoeffekt von Cumuli (Klasse 1) am Boden ist mit $-26.69 W/m^2$ vergleichsweise gering (Abbildung 5.2). Ausschlaggebend hierfür ist der oft geringe Bedeckungsgrad von Cumuluswolken und somit häufige direkte Sonneneinstrahlung durch die wolkenfreien Zwischenräume. Strahlungserhöhungen führen zu positiven Effekten. Optisch dicke Cumuli können durch Abschattung kühlende Effekte von bis zu $-500 W/m^2$ verursachen.

Cirrus und Cirrostratus (Klasse 2) haben im Mittel mit -13.45 W/m^2 den geringsten Wolken-Strahlungs-Effekt (mit Ausnahme der wolkenfreien Klasse 4). Die Streuung ihres Effektes ist ebenfalls gering (geringe Standardabweichung). Als Grund gelten die geringen optischen Dicken dieser hohen Eiswolken. Stärker als -200 W/m^2 ist der Wolken-Strahlungs-Effekt im Einzelfall hier nur sehr selten.

Unter Anwesenheit von Cirrocumulus und Altocumulus (Klasse 3) reichen die Effekte am Boden von circa 100 W/m^2 bis etwa -700 W/m^2 bei einem Mittelwert von -128.87 W/m^2 . In diesen Wolkengattungen sind Strahlungserhöhungen bei entsprechenden Wolkenlücken möglich und spiegeln sich in den gemessenen Effekten wider. Bei geringem bis mittlerem Bedeckungsgrad sind sowohl die optisch-visuellen Eigenschaften der Klasse 3 oft mit denen der Klasse 1 ähnlich (nicht nur im Wolkenerkennungsalgorithmus, sondern auch für den synoptischen Beobachter), als auch ihre Wirkung auf den Strahlungstransport sind vergleichbar. Der Abschattungseffekt eines fast vollständig bedeckten Himmels mit diesen Wolken kann zusätzlich noch durch eine verdeckte und daher nicht sichtbare Schicht von Cirren verstärkt werden.

Die Wolken-Strahlungs-Effekte am Boden unter wolkenfreien Bedingungen (Klasse 4) sollten per Definition null sein. Hier tritt nach der Korrektur ein Effekt von null auf. Wird davon ausgegangen, dass alle Wolkenszenarien durch die Wolkenklassifikation richtig erkannt wurden, so ist der zuvor berechnete Nettoeffekt von -10.14 W/m^2 ein Maß für die realen Fehler der Radiometer und der Parametrisierungen der Strahlungsflüsse unter Wolkenfreiheit. Der Wert liegt innerhalb der Fehlertoleranzen von Radiometern und Parametrisierungen (siehe Kapitel 5.5). Da diese Fehler unabhängig von dem Wolkentyp auftreten, ist es legitim, die hier ermittelten Werte als systematische Fehler anzunehmen und eine Korrektur wie in Tabelle 5.3 durchzuführen.

Stratocumulus (Klasse 5) hat mit einem abkühlenden Effekt von -161.08 W/m^2 einen deutlich höheren Einfluss als die ersten vier Klassen. Dieser Wolkentyp hat oft hohe Bedeckungsgrade bei mittleren optischen Dicken. Einzelne Werte, die nahe null oder sogar im positiven Bereich liegen, werden entweder durch Strahlungserhöhungen bei Wolkenlücken oder durch Messungen während der lichtarmen Randstunden des Tages (wenn die langwellige Komponente überwiegt) hervorgerufen.

Stratus (Klasse 6) ist meist von einem konstanten Wetterverlauf begleitet. Diese Eigenschaft spiegelt sich in der Abbildung 5.2 mitunter durch Fragmente von Tagesgängen beziehungsweise ganzen Tagesgänge (bei 41° N) wider. Im Allgemeinen tritt Stratus ausschließlich mit vollem Bedeckungsgrad und hohen optischen Dicken auf. Daher erreicht diese Klasse mit einem mittleren Wolken-Strahlungs-Effekt von -247.86 W/m^2 den höchsten Wert aller Wolkenklassen. Es wurden Einzelwerte von über -800 W/m^2 gemessen. Der Nettoeffekt von Stratus hat zudem die größte Standardabweichung.

Cumulonimbus und Nimbostratus (Klasse 7) gehören wegen ihrer optisch-visuellen Eigenschaften (siehe Kapitel 3.3.1) zwar beide zur gleichen Klasse, haben aber grundsätzlich unterschiedliche Strahlungseigenschaften. Cumulonimben sind zumeist kleinräumige, konvektive und stark abgegrenzte Wolkenformationen, während Nimbostratus einen sehr konstanten Wetterverlauf und schwach fluktuierende Strahlungseigenschaften besitzt. Daher kann selbst mit Cumulonimben im Sichtfeld der Wolkenkamera direk-

te Sonnenstrahlung gemessen werden, wenngleich die Wolkenformation allein höchste optische Dicken erreichen kann. Aus diesem Grund ist der Mittelwert des Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden für die Klasse 7 mit -107.72 W/m^2 deutlich geringer als die Werte der Klassen 5 und 6.

Nachts können keinen Wolkentypen festgestellt werden. Es kann jedoch angenommen werden, dass die Ergebnisse für die langwellige Strahlungskomponente am Tage auch als Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt für die jeweiligen Wolkentypen in der Nacht gültig sind.

5.2 Parametrisierung des Effektes am Boden

An dieser Stelle soll der Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden parametrisiert werden, um ihn aus synoptischen Standarddatensätzen (z.B. International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set ICOADS) oder historischen VOS-Daten (Voluntary Observing Ships of the World Weather Watch) zu rekonstruieren. Wie im vorhergehenden Kapitel festgestellt wurde, ist auf den Fahrtrouten der POLARSTERN kein signifikanter Zusammenhang mit der geographischen Breite ersichtlich. Daher soll die Parametrisierung unabhängig von dieser bleiben. Eine Erweiterung der Parametrisierung auf polare Gebiete ist nur mit entsprechenden Untersuchungen durchzuführen, da die dortigen solaren Einstrahlungscharakteristika einen veränderten kurzwelligen Wolken-Strahlungs-Effekt vermuten lassen.

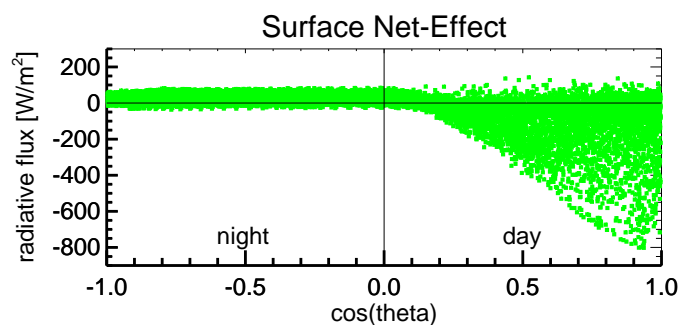


Abbildung 5.3: Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt als Funktion des Sonnenzenitwinkels. Links sind Nachtmessungen, rechts Messungen am Tage.

Abbildung 5.3 zeigt den Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden als Funktion des Sonnenzenitwinkels. Der erste und vierte Quadrant zeigen Messungen während des Tages, der zweite und dritte Quadrant zeigen Nachtmessungen. Nach Gleichung 5.11 ist der Nettoeffekt die Summe aus langwelligem und kurzwelligen Effekt. Nachts beträgt der kurzwellige Effekt null. Die Parametrisierung soll ebenfalls aus diesen einzelnen Komponenten aufgebaut werden.

In Abbildung 5.4 (a) wird der langwellige Wolken-Strahlungs-Effekt als Funktion des Sonnenzenitwinkels gezeigt. Quadrant zwei und drei zeigen Nachtmessungen, eins und

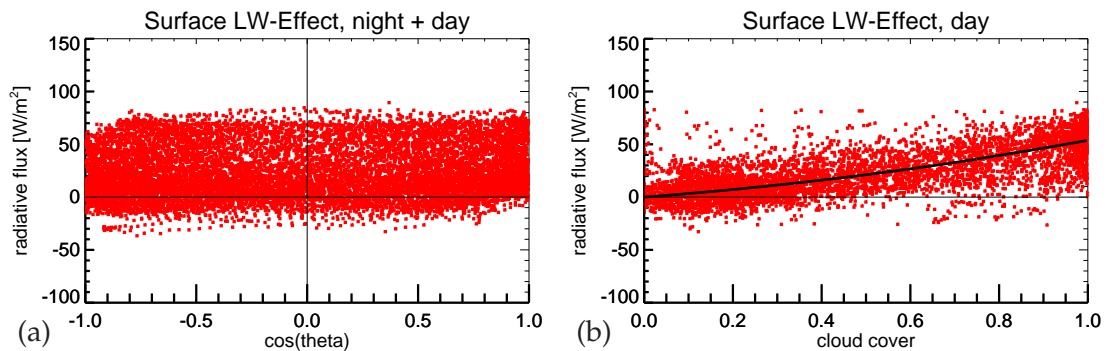


Abbildung 5.4: Langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden als Funktion von Sonnenzenitwinkel (a) und Bedeckungsgrad (b). In (b) erfolgte eine quadratische Regression. Die Bedeckungsgrade konnten ausschliesslich am Tage bestimmt werden.

vier geben Messungen am Tage wieder. Hier wird deutlich, dass der langwellige Wolken-Strahlungs-Effekt unabhängig vom Sonnenstand ist. Des Weiteren sind keine Tag-Nacht-Unterschiede der Fluktuationen zu erkennen. Somit können Abhängigkeiten des langwelligeren Effektes, die am Tage gültig sind, auch auf die Nacht angewendet werden.

Abbildung 5.4 (b) untersucht die Abhängigkeit des langwelligeren Wolken-Strahlungs-Effekt vom Bedeckungsgrad. Um diesen zu parametrisieren, wurden lineare und quadratische Regressionen durchgeführt. Dabei wurde beachtet, dass die Regressionsfunktion durch den Koordinatenursprung verläuft, um bei Wolkenfreiheit definitionsgemäß keinen Effekt zu erzeugen. Die relative erklärte Varianz B (gleich dem Quadrat des Korrelationskoeffizienten) sei hier das Maß für die Güte der Korrelation (siehe Schönwiese, 2006). Die höchste relative erklärte Varianz von $B = 0.5425$ für den langwelligeren Wolken-Strahlungs-Effekt in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad N wird durch die Regressionsfunktion:

$$CRE_{LW}(N) = 21.919N^2 + 31.854N \quad , \text{ mit } N \in [0, 1] \quad (5.20)$$

erzielt. Sie lässt sich direkt als Parametrisierung für den nächtlichen Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden verwenden. Eine Abhängigkeit des langwelligeren Effektes von der SST ist in Abbildung C.3 im Anhang nicht ersichtlich und kann daher unberücksichtigt bleiben.

Abbildung 5.5 (a) zeigt die Abhängigkeit des solaren Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden vom Wolkenbedeckungsgrad N und dem Kosinus des Sonnenzenitwinkels θ . Ersichtlich ist eine nichtlineare Abhängigkeit von beiden Parametern. Dabei gelten Bedeckungsgrad und Sonnenzenitwinkel als voneinander unabhängige Variablen. Mit Hilfe einer Regressionsanalyse kann eine geeignete Parametrisierung des solaren Wolken-Strahlungs-Effektes als Funktion zweier Variablen gesucht werden. Die beiden Variablen und der gemessene Effekt spannen eine Oberfläche im dreidimensionalen Raum auf, an die unter Minimierung der Summe der Fehlerquadrate eine Funktion angepasst wird. Hierzu diente die statistische Software ORIGIN, aus deren Bibliothek mit 21 allgemeinen Oberflächenfunktionen die Funktion mit dem kleinsten RMSE und einem Mittelwert der

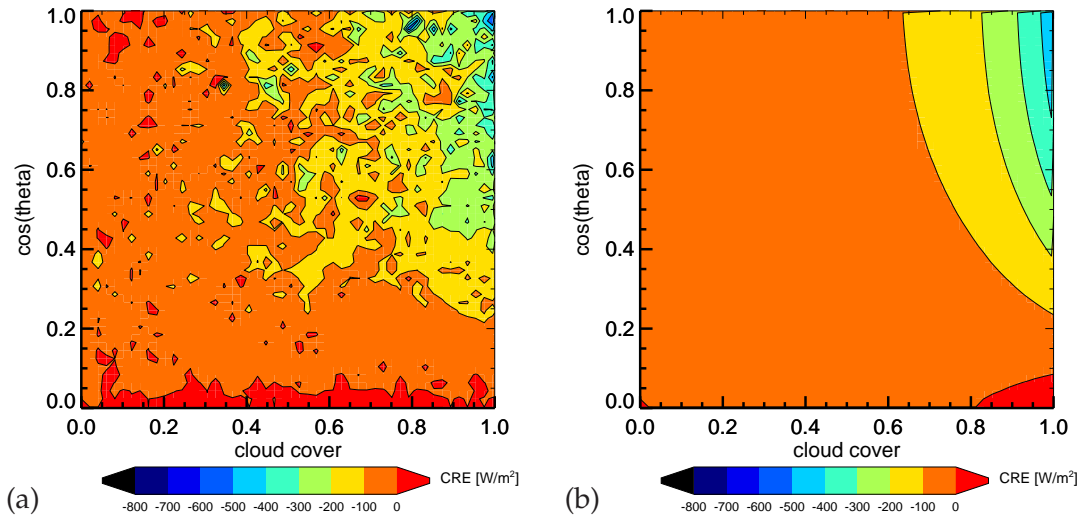


Abbildung 5.5: Kurzwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden als Funktion von Sonnenzenitwinkel und Bedeckungsgrad anhand der Messungen (a) und nach Anpassung einer nichtlinearen Extremwertfunktion an diese Oberfläche (b).

Fehler nahe null ausgewählt. Folgende nichtlineare kumulative Extremwertfunktion gilt als optimale Parametrisierung des solaren Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden:

$$\begin{aligned} \text{CRE}_{\text{SW}}(N, \theta) = & z_0 + B \cdot \exp\left(-\exp\left(\frac{C-N}{D}\right)\right) + E \cdot \exp\left(-\exp\left(\frac{F-\cos\theta}{G}\right)\right) \\ & + H \cdot \exp\left(-\exp\left(\frac{C-N}{D}\right) - \exp\left(\frac{F-\cos\theta}{G}\right)\right) . \end{aligned} \quad (5.21)$$

Hierbei sind die Konstanten:

$$\begin{aligned} z_0 &= -150841.99434 \\ B &= 150787.76764 \\ C &= 1.94182 \\ D &= -0.16297 \\ E &= 281110.28446 \\ F &= 0.32534 \\ G &= -0.42695 \\ H &= -281056.51517 \end{aligned} .$$

Gleichung 5.21 wurde in Abbildung 5.5 (b) als Funktion von Bedeckungsgrade und Sonnenzenitwinkel grafisch dargestellt. Bei einer Anzahl von 5930 Messungen liegt die mittlere Differenz von parametrisierten und aus Messungen berechneten solaren Effekten bei 0.02 W/m^2 . Der RMSE beträgt dabei 86.36 W/m^2 und die relative erklärte Varianz ist $B = 0.6970$.

Diese Funktion als neue Parametrisierung des solaren Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden gibt die charakteristischen Eigenschaften des Abschattungseffektes wider. Wenn einer der beiden Parameter (Bedeckungsgrad oder Kosinus des Sonnenzenitwinkels) null ist, so liegt auch der berechnete Effekt nahe bei Null. Bei voller Bedeckung und hohem Sonnenstand erreicht der Wolkeneffekt seine höchsten Werte. Bei konstantem Bedeckungsgrad besteht ein weitestgehend linearer Zusammenhang zwischen Kosinus des Sonnenzenitwinkels und dem Wolkeneffekt. Ist der Kosinus des Sonnenzenitwinkels konstant, so ist die Abhängigkeit des Wolkeneffektes vom Bedeckungsgrad annähernd exponentiell.

In Abbildung C.4 (Anhang) sind die Differenzen von parametrisiertem und aus Messungen berechnetem solaren Effekt gezeigt. Es ist ersichtlich, dass die Differenzen von Parametrisierung und gemessenem Effekt meist um null liegen. Einzelne kleine Gebiete erreichen Werte von wenigen hundert Watt pro Quadratmeter. Es ist davon auszugehen, dass sich der Einfluss einzelner Wetterlagen im Messzeitraum widerspiegelt. Bei einer höheren Anzahl von Messungen sollte sich dieser Einfluss verringern. Zudem konnten diese lokalen Maxima und Minima nicht durch mathematische Oberflächenfunktionen nachgebildet werden, ohne dass die Qualität der anderen Bereiche der Funktion gemindert wurde.

Der Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt am Tage in Abhängigkeit von Bedeckungsgrad und Sonnenzenitwinkel ist die Summe aus den Gleichungen 5.20 und 5.21:

$$\text{CRE}_{\text{net}}(N, \theta) = \text{CRE}_{\text{LW}}(N) + \text{CRE}_{\text{SW}}(N, \theta) \quad . \quad (5.22)$$

Abbildung 5.6 zeigt die Parametrisierung des Nettoeffektes nach Gleichung 5.22 dargestellt als Funktion des Sonnenzenitwinkel. Die Parametrisierung konnte wegen der notwendigen Bedeckungsgrade nur auf die Tagesmessungen angewendet werden. Die nächtlichen Effekte würden je nach Bedeckungsgrad zwischen 0 W/m^2 und 53.77 W/m^2 schwanken (siehe Gleichung 5.20). Im Vergleich zu den Tagesmessungen aus Abbildung 5.3 zeigt sich, dass in beiden Fällen bei $\cos \theta \leq 0.2$ der langwellige Effekt dominiert. Die

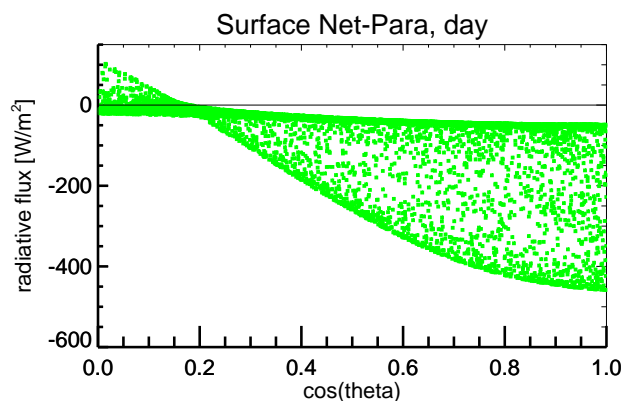


Abbildung 5.6: Parametrisierter Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden dargestellt als Funktion des Kosinus vom Sonnenzenitwinkel.

Parametrisierung kann keine Extremwerte des Wolken-Strahlungs-Effektes wiedergeben, wie zum Beispiel positive Werte bei Strahlungserhöhungen oder sehr starke (negative) Effekte durch maximale optische Dicken.

Die langwellige Parametrisierung zeigt die (theoretische) Fähigkeit die gemessenen mittleren langwelligen Wolken-Strahlungs-Effekte aus Tabelle 5.1 zu reproduzieren. Die gemessenen mittleren Nettoeffekte am Tage aus Tabelle 5.2 liegen für die Wolkenklassen mit mittleren optischen Dicken innerhalb der Grenzen der Parametrisierung. Die Nettoeffekte bei Wolkenfreiheit (Klasse 4) und Cirrus (Klasse 2) befinden sich leicht ausserhalb der Parametrisierung, da ihre typischen Effekte einerseits an einem Rand des Effektspektrums liegen, andererseits ihre Häufigkeit nicht ausreichte, um einen genügend großen Einfluss auf die Oberflächenanpassung der Funktion auszuüben.

Parametrisierungen der einzelnen Wolkenklassen werden an dieser Stelle nicht durchgeführt, da hier auf eine größere Datenmenge zurückgegriffen werden müsste. Es wird allerdings erwartet, dass in diesem Fall eine präzisere Berechnung von extremen Effekten möglich ist, insbesondere im Fall von Cirren.

5.3 Oberrand der Atmosphäre

Im Folgenden soll der Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre betrachtet werden. Dieser quantifiziert den Energieaustausch, der allein durch die jeweils untersuchten Wolken vom gesamten System Erde-Atmosphäre an der Grenze zum Weltall verursacht wird (bezogen auf die der Untersuchung zugrunde liegenden geographischen Breiten). Andere Energieformen als die kurzwelligen und langwelligen Strahlungsflüsse sind beim Energietransport zwischen Atmosphäre und Weltall zu vernachlässigen (z.B. radioaktive Strahlung).

Abbildung 5.7 zeigt den Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre in seiner langwelligen (5.7 a) und kurzwelligen (5.7 b) Komponente, sowie als Nettoeffekt (5.7 c). Die korrespondierenden Mittelwerte und Standardabweichungen werden für die zugrunde liegenden einzelnen Forschungsfahrten der POLARSTERN sowie für den Gesamtdatensatz in Tabelle 5.4 gegeben.

Die für diese Berechnungen zugrunde liegenden MSG-Strahlungsdaten wurden von Timo Hanschmann (IfT) bereitgestellt (siehe Hanschmann, 2009). Eine Approximation der aufwärtsgerichteten Strahlungsflüsse unter wolkenfreien Bedingungen erfolgte, indem zur Schiffsposition benachbarte Pixel mit entsprechenden Eigenschaften der Wolkenfreiheit gesucht wurden. Dieses Gebiet umfasste eine Box von 25 x 25 Pixeln (ca. 75 x 75 km am Äquator). Hierbei gilt es zu beachten, dass in als „wolkenfrei“ eingestuften Pixeln auch noch kleinräumige Wolken mit geringem Bedeckungsgrad enthalten gewesen sein können und somit zu weiteren Fehlern führen können. Konnte unter stratiformen Bedingungen kein wolkenfreies Pixel gefunden werden, so ging diese Messung nicht mit in die Untersuchung ein.

Der langwellige Wolken-Strahlungs-Effekt in Abbildung 5.7 (a) ist durch diese Approximation dementsprechend fehlerbelastet. Ideale wolkenfreie Bedingungen sollten wie-

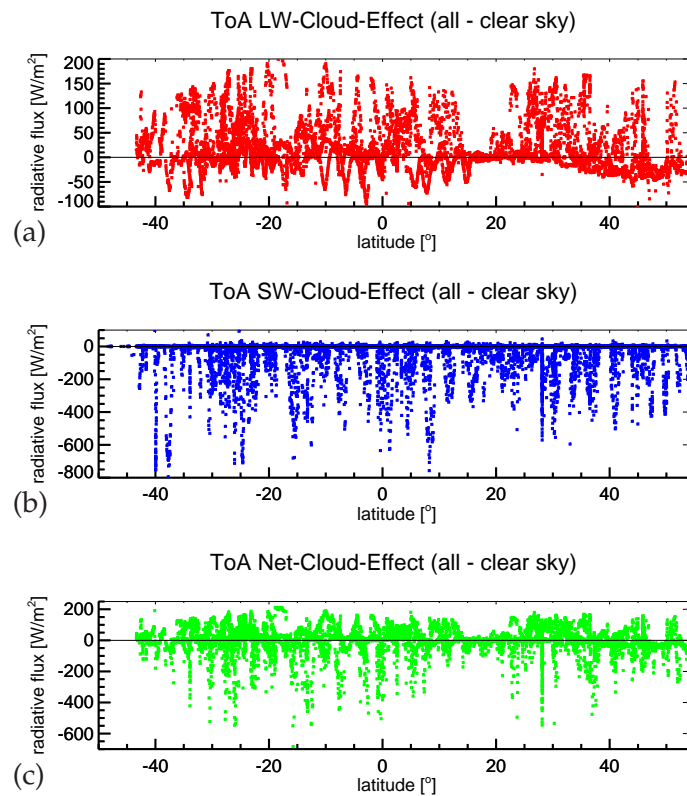


Abbildung 5.7: Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre auf Grundlage des Gesamtdatensatzes von ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1. (a) zeigt den langwelligen, (b) den kurzwelligen und (c) den Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt.

Fahrt	Oberrand der Atmosphäre					
	LW		SW		Net	
	$\overline{\text{CRE}}_{\text{T/LW}}$	$\sigma_{\text{T/LW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{\text{T/SW}}$	$\sigma_{\text{T/SW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{\text{T/net}}$	$\sigma_{\text{T/net}}$
ANT-XXIII/10	36.3928	55.7483	-21.0832	66.6484	19.4260	89.5571
ANT-XXIV/1	38.2341	53.0522	-38.3279	92.6491	14.2489	84.6590
ANT-XXIV/4	5.85513	42.2413	-39.8807	79.1843	-13.7094	69.7891
ANT-XXV/5	-7.77883	31.8468	-43.8520	106.543	-29.4758	71.7079
ANT-XXVI/1	24.9448	45.2060	-61.7552	137.372	-4.70568	93.6520
Gesamtdaten	20.7120	49.7598	-43.8784	106.207	-2.91599	86.3615

Tabelle 5.4: Statistik der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre für die einzelnen Fahrten von POLARSTERN und den Gesamtdatensatz. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{\text{CRE}}$ und Standardabweichungen σ in W/m^2 .

der einen Effekt von null zeigen. Bei bedecktem Himmel führt die geringe Wolkenoberkanten-temperatur zu einer geringeren langwelligen Ausstrahlung, sodass ein positiver

(wärmender) Effekt resultiert. Negative Effekte sind real unmöglich, da in diesem Fall die Strahlungstemperatur der Wolkenoberkanten über der von wolkenfreier Atmosphäre und Boden liegen müsste. Bei den hier verwendeten Daten liegen die berechneten langwelligen Effekte in 4 % der Fälle bei unter -40 W/m^2 , in Einzelfällen erreichen die Minima -100 W/m^2 . Der Mittelwert des Gesamtdatensatzes liegt bei 20.71 W/m^2 . Dabei fällt auf, dass die Mittel der einzelnen Fahrten teils stark variieren. Das Mittel der Fahrt ANT-XXV/5 bleibt dabei sogar im negativen Bereich.

Der kurzwellige Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre (Abbildung 5.7 b) zeigt kein mit den Fehlern des langwelligen Effektes vergleichbares Verhalten. Hier erzeugen wolkenfreie Bedingungen (bzw. Nachtmessungen) kurzwellige Effekte um null. Wolken führen durch ihr reflektierendes Verhalten im Solaren zu einem negativen (abkühlenden) Effekt. Positive Effekte (Fehler) erreichen vergleichsweise kleine Werte. Die Mittelwerte der einzelnen Fahrten variieren zwar wieder teils erheblich, zeigen dabei aber nicht die gleichen Tendenzen wie die Mittel der langwelligen Effekte. Im Mittel kühlen die Wolken mit -43.88 W/m^2 am Oberrand der Atmosphäre.

Der Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre (Abbildung 5.7 c) ist direkt durch die zuvor erwähnten Fehler der langwelligen Strahlungsflussdichten beeinflusst und muss entsprechend kritisch bewertet werden. Die langwelligen und kurzwelligen Effekte von Wolken sind alternierend. Daraus resultieren Nettoeffekte, die teils positiv, teils negativ sind. Nachts ist der Nettoeffekt von Wolken in jedem Fall positiv. Die Nettoeffekte der einzelnen Forschungsfahrten variieren wieder um bis zu 50 W/m^2 . Es fällt auf, dass die Forschungsfahrten nach Kapstadt (ANT-XXIII/10 und ANT-XXIV/1) positive Nettoeffekte, die nach Punta Arenas (ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1) negative Nettoeffekte aufweisen. Punta Arenas liegt weit am Rand des MSG-Sichtfeldes, wodurch eine schlechtere Auflösung und größere Fehler (u.a. Parallaxenfehler) auftreten. Der Mittelwert des Gesamtdatensatzes liegt bei -2.92 W/m^2 .

Nachfolgend wird der Effekt verschiedener Wolkentypen untersucht. Im Anhang C.3 sind in Abbildung C.5 die Netto-Wolken-Strahlungs-Effekte am Oberrand der Atmosphäre für die sieben Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) gezeigt. Abbildung C.6 und C.7 zeigen die jeweiligen langwelligen und kurzwelligen Komponenten des Effektes.

Die zugehörigen statistischen Mittelwerte und Standardabweichungen sind in Tabelle 5.5 gegeben. Hier sei wieder ausdrücklich erwähnt, dass diese Effekte ausschließlich auf Messungen am Tage basieren (Einsatz der Wolkenkamera) und die ermittelten langwelligen Ergebnisse als Netto-Wolken-Strahlungs-Effekte der jeweiligen Wolkentypen in der Nacht angenommen werden können.

Der Nettoeffekt von Cumulus variiert am Oberrand der Atmosphäre von etwa -200 W/m^2 bis 200 W/m^2 . Der Mittelwert beträgt -6.06 W/m^2 . Somit wird die Abkühlung von Atmosphäre und Erde im Solaren fast vollständig durch die geringere langwellige Ausstrahlung der Wolkenoberkanten bei den vorliegenden typischen Bedeckungsgraden und Wolkenhöhen für Cumulus kompensiert. Da diese Wolkenklasse per Definition keinen vollen Bedeckungsgrad und hohe optische Dicken besitzt, kann es nicht zu höheren Effekten kommen.

Klasse	Oberrand der Atmosphäre					
	LW		SW		Net	
	$\overline{\text{CRE}}_{\text{T/LW}}$	$\sigma_{\text{T/LW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{\text{T/SW}}$	$\sigma_{\text{T/SW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{\text{T/net}}$	$\sigma_{\text{T/net}}$
1	12.0775	46.9166	-22.6545	42.2239	-6.06257	60.0043
2	21.4005	48.4685	-13.7817	31.8197	18.7553	51.1745
3	7.65683	47.7879	-120.634	142.889	-67.7203	109.768
4	22.8625	38.1744	-1.57264	19.1029	23.4978	40.0596
5	15.0387	60.0620	-177.454	115.745	-133.659	107.517
6	3.30693	38.0111	-277.528	191.892	-184.114	159.368
7	2.20195	52.4683	-121.542	126.568	-95.0033	112.844

Tabelle 5.5: Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt am Oberrand der Atmosphäre für die einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010). Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{\text{CRE}}$ und Standardabweichungen σ für den langwelligen, kurzwelligen und Netto-Effekt, die Einheiten sind W/m^2 .

Cirrus und Cirrostratus haben gering fluktuierende Effekte an der Grenze zum Weltall. Hier wird deutlich, dass Cirren durch ihre geringe Wolkenoberkantentemperatur zwar einen großen Effekt im langwelligen haben, durch ihre oft semitransparenten Eigenschaften liegt ihr solarer Wolken-Strahlungs-Effekt jedoch oft nahe bei null. Folglich wirken Cirren mit $18.76 \text{ W}/\text{m}^2$ im Mittel erwärmend auf das Klima der Erde. An dieser Stelle sei auf die Zunahme von Cirren durch den Flugverkehr (Kondensstreifen und Injektion von Aerosol als Nukleationskerne in die obere Troposphäre) und ihre Wirkung auf das Klima verwiesen (Minnis et al., 2004; Mannstein und Schumann, 2005).

Cirrocumulus und Altocumulus verursachen - parallel zu ihrem Effekt am Boden - auch am Oberrand der Atmosphäre eine starke Streuung ihrer Wolken-Strahlungs-Effekte. Der Effekt variiert mit etwa $-500 \text{ W}/\text{m}^2$ bis $150 \text{ W}/\text{m}^2$ bei einem Mittelwert von $-67.72 \text{ W}/\text{m}^2$. Der Einfluss im Solaren ist deutlich dominant.

Die wolkenfreie Klasse zeigt einige fehlerbehaftete Messungen, die ihren Ursprung vor allem in der langwelligen Komponente haben. Der solare Anteil am Effekt liegt fast bei null. Der Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt beträgt $23.49 \text{ W}/\text{m}^2$ und stellt ein Maß für die realen Fehler der Satellitenmessungen dar, wenn eine fehlerfreie Wolkenklassifikation vorausgesetzt wird.

Stratocumulus sind stark solar dominiert und haben mit einem mittleren Nettoeffekt von $-133.65 \text{ W}/\text{m}^2$ einen erheblichen Einfluss auf den Strahlungshaushalt. Ihre hohen Bedeckungsgrade und ihr hohes Rückstreuverhalten im Solaren wirken auf Atmosphäre und Erde stark abkühlend (bis $-700 \text{ W}/\text{m}^2$). Der langwellige Anteil kann durch die oft geringen bis mäßigen vertikalen Ausdehnungen nur bis maximal $150 \text{ W}/\text{m}^2$ kompensieren. Durch ihr typischerweise häufiges Auftreten in den Subtropen wirken sie als besonders wichtiger Klimafaktor.

Stratus hat von allen Wolkentypen mit $-184.11 \text{ W}/\text{m}^2$ den größten Nettoeffekt am Oberrand der Atmosphäre. Im Langwelligen erreichen seine Effekte maximal $100 \text{ W}/\text{m}^2$, da

die Wolken meist nur eine mittlere vertikale Erstreckung besitzen. In Verbindung mit großen Fehlern liegt der langwellige Effekt von Stratus somit nahe null. Stratiforme Bewölkung ist in der Regel in Tropen und Subtropen selten vertreten, daher ist der klimatologische Effekt geringer als von Stratocumulus zu bewerten.

Cumulunimbus und Nimbostratus haben ebenfalls im langwelligen Mittel kaum einen Effekt. Eine relativ starke Rückstreuung im solaren Spektralbereich in Verbindung mit teils durchbrochenen Wolkenfeldern (im Fall von Cumulonimbus) führt zu einem mittleren Nettoeffekt am Oberrand der Atmosphäre von -95.00 W/m^2 .

Ein Zusammenhang des Wolken-Strahlungs-Effektes der verschiedenen Wolkentypen mit der geographischen Breite ist bei keiner Klasse ersichtlich. Abbildung C.6 verdeutlicht, dass ebenso die fehlerbelasteten negativen langwelligen Effekte keinen Zusammenhang mit den Wolkentypen haben.

An dieser Stelle könnte analog zu den Effekten am Boden eine Korrektur der Wolkeneffekte am Oberrand der Atmosphäre durchgeführt werden. Die hierfür als systematische Fehler zu verwendenden berechneten Effekte für den wolkenfreien Fall (Klasse 4) sind jedoch gerade im langwelligen Spektralbereich augenscheinlich von geringer Qualität. Eine "Korrektur" des langwelligen Effektes würde für alle Wolkenklassen eine Verschiebung vom positiven in den unphysikalischen negativen Bereich bedeuten. In diesem Fall müsste unter Anwesenheit von Wolken eine höhere thermische Ausstrahlung in den Weltraum erfolgen als ohne Wolken, was den Grundlagen der Meteorologie widerspricht. Zudem ist die Anzahl der wolkenfreien Messungen (169 Messungen) verglichen mit den anderen Wolkenklassen gering und die Standardabweichung der Effekte hoch. Im solaren Spektralbereich ist der berechnete Effekt für Wolkenfreiheit mit -1.57 W/m^2 klein und würde die anderen Wolkenklassen als Korrektur nur unwesentlich beeinflussen. Aus diesen Gründen kann der für die wolkenfreie Klasse berechnete Effekt am Oberrand der Atmosphäre nicht als systematischer Fehler angenommen werden.

Zusammenfassend sei bemerkt, dass es bei der Berechnung des Wolken-Strahlungs-Effektes am Oberrand der Atmosphäre einerseits durch die grobe Auflösung der Satellitendaten (siehe Kalisch und Macke, 2008b), andererseits durch fehlerbehaftete Abschätzungen der Strahlungsflüsse bei unbewölkter Atmosphäre (siehe Hanschmann, 2009) zu teils großen Fehlern kommt. Vor allem im langwelligen Spektralbereich scheinen die Fehler größer als die berechneten Wolken-Strahlungs-Effekte zu sein. Hier besteht noch großer Forschungsbedarf.

5.4 Atmosphärensäule

Der Wolken-Strahlungs-Effekt in der Atmosphärensäule ist die Differenz aus den Effekten am Oberrand der Atmosphäre und am Boden. Hierdurch addieren sich die Fehlergrenzen beider Effekte (siehe Kapitel 5.5). Dem gegenüber stehen kleine Absolutwerte der Wolkeneffekte in der Atmosphärensäule - Kiehl und Trenberth (1997) geben beispielsweise den Unterschied von solarer Absorption zwischen wolkenfreier und bewölkter Atmosphäre mit 6 W/m^2 an (wärmender solarer Effekt von Wolken). Dementsprechend

kritisch müssen die Ergebnisse dieses Kapitels bewertet werden. Des Weiteren erfolgt die Erwärmung der Atmosphäre in der Regel vorrangig durch Flüsse latenter und fühlbarer Wärme. Dieses Kapitel soll trotz allem aus Gründen der Vollständigkeit gezeigt werden. Abbildung 5.8 zeigt den Wolken-Strahlungs-Effekt in der Atmosphärensäule in langwelliger (5.8 a) und kurzwelliger (5.8 b) Komponente sowie den Nettoeffekt (5.8 c). In Tabelle 5.6 sind die statistischen Mittelwerte und Standardabweichungen der Wolken-Strahlungs-Effekte der einzelnen Forschungsfahrten sowie des Gesamtdatensatzes aufgeführt.

Der langwellige Wolken-Strahlungs-Effekt (Abbildung 5.8 a) zeigt mit einem Mittelwert von 1.14 W/m^2 keinen nennenswerten Einfluss auf klimatische Prozesse in der Atmosphärensäule. Die Mittel für die einzelnen Fahrtabschnitte weichen davon um etwa $\pm 25 \text{ W/m}^2$ ab. Die Streuung der Einzelwerte variiert zwischen -100 W/m^2 und 200 W/m^2 .

Im Solaren (Abbildung 5.8 b) ist zwar eine Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel vorhanden, in der hier gewählten Darstellung mit verschiedenen Sonnenständen unterschiedlicher Fahrten bei gleichen Breiten allerdings schlecht erkennbar. Während der lichtarmen Randstunden des Tages sind die Effekte folglich nahe null. Die Fluktuationen

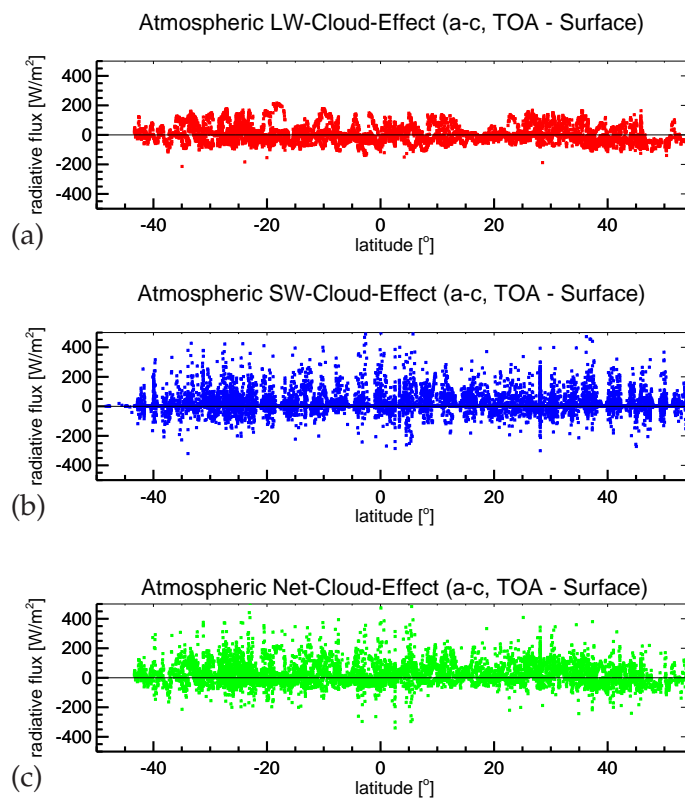


Abbildung 5.8: Wolken-Strahlungs-Effekt in der Atmosphärensäule auf Grundlage des Gesamtdatensatzes von ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1. (a) zeigt den langwelligen, (b) den kurzwelligen und (c) den Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt.

Fahrt	Atmosphärensäule					
	LW		SW		Net	
	$\overline{\text{CRE}}_{A/\text{LW}}$	$\sigma_{A/\text{LW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{A/\text{SW}}$	$\sigma_{A/\text{SW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{A/\text{net}}$	$\sigma_{A/\text{net}}$
ANT-XXIII/10	24.9081	60.4176	23.7581	61.0697	53.0884	73.4648
ANT-XXIV/1	23.7146	57.2635	13.1231	58.7144	42.7352	76.7558
ANT-XXIV/4	-3.75970	48.7340	8.69180	56.8881	16.1729	74.8605
ANT-XXV/5	-26.6324	36.2879	24.7481	64.2423	3.50722	61.9443
ANT-XXVI/1	-5.51349	53.5971	13.2200	60.9516	13.2718	73.2642
Gesamtdaten	1.14776	55.6833	16.7813	61.0725	24.4028	74.0165

Tabelle 5.6: Statistik der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effekt in der Atmosphärensäule für die einzelnen Fahrten von POLARSTERN und den Gesamtdatensatz. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{\text{CRE}}$ und Standardabweichungen σ in W/m^2 .

nen der Werte reichen von etwa $-200 \text{ W}/\text{m}^2$ bis $400 \text{ W}/\text{m}^2$ bei einem Mittelwert von $16.78 \text{ W}/\text{m}^2$. Hier sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Fahrten weniger stark ausgeprägt als im langwelligen Spektralbereich.

Der Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt (Abbildung 5.8 c) zeigt mit $24.40 \text{ W}/\text{m}^2$ eine erwärmende Eigenschaft von Wolken auf die Atmosphärensäule. Geographische Abhängigkeiten sind nicht zu erkennen.

Im Anhang C.4 sind in Abbildung C.8 die Netto-Strahlungs-Effekte der sieben Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) als Funktion der geographischen Breite gezeigt. Die Abbildungen C.9 und C.10 zeigen die langwelligen und kurzwelligen Komponenten des Effektes. In Tabelle 5.7 sind die zugehörigen Mittelwerte und Standardabweichungen gegeben. Hierbei konnten wieder ausschließlich Messungen am Tage berücksichtigt werden.

Klasse	Atmosphärensäule					
	LW		SW		Net	
	$\overline{\text{CRE}}_{A/\text{LW}}$	$\sigma_{A/\text{LW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{A/\text{SW}}$	$\sigma_{A/\text{SW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{A/\text{net}}$	$\sigma_{A/\text{net}}$
1	-4.24487	49.2356	29.8479	72.4517	29.8088	80.4820
2	13.5382	50.8729	17.5476	52.8253	39.8429	66.1581
3	-22.4939	53.2212	49.1333	98.2393	41.8998	101.704
4	20.4760	39.9589	14.6719	39.3991	36.2381	50.7048
5	-31.6955	60.6472	37.7741	102.587	48.6699	104.210
6	-45.1327	40.9284	32.1576	88.6837	55.4139	93.0973
7	-43.7365	54.2219	45.6398	101.138	23.2809	104.662

Tabelle 5.7: Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt in der Atmosphärensäule für die einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010). Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{\text{CRE}}$ und Standardabweichungen σ für den langwelligen, kurzwelligen und Netto-Effekt in W/m^2 .

Klasse	Atmosphärensäule		
	LW	SW	Net
	$\overline{CRE}_{A/LW}$	$\overline{CRE}_{A/SW}$	$\overline{CRE}_{A/net}$
1	-24.721	15.176	-6.4293
2	-6.9378	2.8757	3.6048
3	-42.970	34.461	5.6617
4	0.0	0.0	0.0
5	-52.172	23.102	12.432
6	-65.609	17.4857	19.176
7	-64.213	30.9679	-12.957
korrigierter Gesamtdatensatz			
Gesamtdaten	-19.328	9.4252	-3.9247

Tabelle 5.8: Korrigierte Wolken-Strahlungs-Effekte in der Atmosphärensäule für die einzelnen Wolkenklassen am Tage aus Tabelle 5.7 und korrigierte Effekte für den Gesamtdatensatz aus Tabelle 5.6.

In Tabelle 5.8 wurden die Wolken-Strahlungs-Effekte für die Wolkentypen (aus Tabelle 5.7) und den Gesamtdatensatz (aus Tabelle 5.6) korrigiert. Dazu wurden die Effekte der wolkenfreien Klasse als systematischer Fehler angenommen. Für den Gesamtdatensatz erfolgte eine Tag-Nacht-Wichtung.

Der Nettoeffekt von Cumulus in der Atmosphärensäule variiert meist zwischen -100 W/m^2 und 200 W/m^2 , der Mittelwert mit -6.43 W/m^2 zeigt einen kühlenden Charakter von Wolken am Tage. Im hier dominanten langwelligen Spektralbereich führen Wolken zu einem leichten Energieverlust der Atmosphärensäule.

Cirrus und Cirrostratus zeigen durch ihre zumeist geringen optischen Dicken auch kleinere Fluktuationen des Nettoeffektes (geringe solare Standardabweichung). Die Effekte im langwelligen und kurzwelligen Spektrum sind analog zur typischerweise geringen optischen Dicke von Cirren vergleichsweise klein. Der Mittelwert des Nettoeffektes beträgt 3.60 W/m^2 für Cirren.

Cirrocumulus und Altocumulus besitzen stärker ausgeprägte solare und langwellige Effekte, die sich in ihrer Summe nahezu kompensieren. Der mittlere Nettoeffekt beträgt 5.66 W/m^2 .

Die Klasse für wolkenfreie Bedingungen entspricht nach der Korrektur definitionsgemäß einen Wolkeneffekt von null. Die hier benutzten Daten zeigten für den unkorrigierten langwelligen und kurzwelligen Effekt deutlich positive Werte. Der unkorrigierte Nettoeffekt lag im Mittel somit bei 36.24 W/m^2 . Dies liegt in der Größenordnung der Effekte von anderen Wolkenklassen und spricht für hohe Fehlergrenzen. Die Standardabweichungen für langwelligen, kurzwelligen und Netto-Effekt sind jedoch geringer als die der anderen Klassen.

Die Wolken-Strahlungs-Effekte für Stratocumulus weisen eine hohe Streuung auf. Die Standardabweichungen zeigen höchste Werte. Für die langwelligen Satellitendaten stan-

den hier nur deutlich weniger Messwerte zur Verfügung als für die kurzwelligen. Daher lässt sich der Nettoeffekt nicht direkt aus den Mittelwerten beider ermitteln (sondern kann nur aus der Schnittmenge beider Datensätze berechnet werden). Der Nettoeffekt beträgt 12.43 W/m^2 .

Für Stratus lagen ebenfalls nur wenige langwellige Satellitendaten vor, aber eine große Anzahl Messungen kurzwelliger Strahlung. Im langwelligen Spektralbereich zeigt sich ein stark negativer Wolken-Strahlungs-Effekt, im Solaren ist er positiv. Aus der Schnittmenge beider Datensätze ergibt sich ein Nettoeffekt von 19.18 W/m^2 .

Der Nettoeffekt von Cumulonimbus und Nimbostratus zeigt starke Fluktuationen in den negativen und den positiven Bereichen. Im Mittel beträgt der solar dominierte Nettoeffekt -12.95 W/m^2 .

Trotz der scheinbar großen Fehler in den Satellitendaten, kann vermutet werden dass der langwellige Wolken-Strahlungs-Effekt von optisch dichten und tiefen Wolken stark negativ ist. Die mittleren solaren Effekte sind positiv. Die Nettoeffekte am Tage können positive und negative Werte annehmen, die Mittelwerte lassen jedoch keinen direkten Zusammenhang mit den jeweiligen Wolkeneigenschaften erkennen.

Die Werte der solaren Absorption durch Wolken von 6 W/m^2 (Kiehl und Trenberth, 1997) konnten in dieser Untersuchung annähernd bestätigt werden. Die vorliegenden Messungen ergaben für die Atmosphärensäule einen wärmenden solaren Effekt von 9.42 W/m^2 (gleichbedeutend mit Absorption). Trotz der hohen Fehlergrenzen (vor allem von Satellitendaten) und einer für diese geringen Absolutwerte der Effekte kleine Anzahl von Messungen wurde dieses Ergebnis erreicht. Zu beachten ist, dass hier keine Messungen in hohen Breiten (geringere solare Einstrahlungen) involviert wurden. Kiehl und Trenberth (1997) geben keine Fehlergrenzen an.

5.5 Fehlerabschätzungen

In diesem Kapitel sollen die möglichen Fehlerquellen in den zur Berechnung des Wolken-Strahlungs-Effektes verwendeten Datensätzen untersucht und eine quantitative Abschätzung der Fehler vorgenommen werden. Vielfach stellen gerade Messungen auf Forschungsschiffen besondere Anforderungen an Messaufbauten dar. Sicherheitsvorgaben der Schiffsbetreiber müssen eingehalten werden, sodass mitunter auf den optimalen Installationsort unter Inkaufnahme zusätzlicher Fehler verzichtet werden muss. Das salzige feuchte Meeresklima beschleunigt die Verwitterung von Metallen und Kunststoffen, oftmals hohe Windgeschwindigkeiten verursachen ständige Salzablagerungen auf der Sensorik und eine hohe UV-Belastung in den Tropen führt zu schneller Versprödung von Kabeln und Kunststoffbeschichtungen. Zudem müssen der Messaufbau und der Forschungsbetrieb an Bord mit Rücksicht auf fachfremden Forschungsbetrieb realisiert werden.

Die Betreibstellung und Qualitätssicherung von MSG-Satellitendaten unterliegt dem Betreiber EUMETSAT. Ein sehr hoher technischer Aufwand und jahrzehntelange Expertise garantieren hochpräzise Messungen der einzelnen Kanäle. Die hier auftretenden Unsi-

cherheiten resultieren vorwiegend aus der Umrechnung der Rohdaten in Strahlungsflussdichten, der relativ groben Auflösung von Satellitendaten und der Inhomogenität der realen Bewölkung.

Somit können die vom Hersteller gegebenen und für Laborbedingungen geltenden Instrumentengenauigkeiten nur ein Anhaltspunkt sein und die realen Fehlergrenzen müssen oft aus Erfahrungswerten abgeschätzt werden.

Bodenmessungen

Die Genauigkeit der auf den Forschungsfahrten verwendeten Pyranometer wird vom Hersteller mit $\pm 2\%$ (Kipp & Zonen, 2004) angegeben. Auf die maximalen relativen directionalen Fehler des CM21 in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel wurde bereits in Kapitel 3.2 eingegangen.

Da die Instrumente nicht kardanisch aufgehängt waren, werden die Messwerte zusätzlich von den Schiffsbewegungen (Rollen und Stampfen) beeinflusst. Dieser Fehler ist stark bewölkungsabhängig und tritt vor allem bei direkter Bestrahlung auf. Das Rollen als stärkere der beiden Bewegungsrichtungen hatte bei durchschnittlichem Seegang (signifikante Wellenhöhe ca. 1.5 m bis 2 m und eine Windgeschwindigkeit von 10 m/s) typischerweise eine Auslenkung aus der Senkrechten von $\pm 2^\circ$. Welchen Effekt diese Bewegung auf die Strahlungsmessungen bei direkter Bestrahlung haben, hängt jedoch von Sonnenstand und relativem Azimutwinkel (bezogen auf die Schiffslängsachse) ab. Bei senkrechtem Sonneneinfall führt jegliche Auslenkung des Messinstrumentes aus der Horizontalen zu einem negativen Fehler. Steht die Sonne tief am Horizont (Sonnenaufgang, -aufgang) geht der Anteil der direkten Strahlung gegen null und gemessen wird nur noch diffuse Strahlung. Somit führt jede Auslenkung des Instrumentes von der Sonne weg zu keiner Messwertänderung; eine Neigung in Richtung der Sonne jedoch führt zu einem positiven Fehler. Das bedeutet, dass sich Fehler durch die Schiffsbewegung teilweise kompensieren können.

Ein Teil des Sichtfeldes der auf dem Peildeck installierten Radiometer nahm das Krähenest (Aussichtsplattform mit Radaranlagen) ein. Dadurch konnte direktes Sonnenlicht bei entsprechendem Zenit- und Azimutwinkel abgeschattet werden (siehe Abbildung 5.9 a).

Ausserdem wurde unter ungünstigen Bedingungen Sonnenlicht vom weißen Krähenest reflektiert, sodass gerade bei wolkenfreien Bedingungen eine überhöhte Strahlung gemessen werden konnte (siehe Abbildung 5.9 b). Es war anhand der eingeordneten Wolkenskamerabilder und der bekannten Winkelcharakteristik des Fisheye-Objektivs möglich, den für Abschattung in Frage kommenden Raumwinkel zu bestimmen. In Verbindung mit den Navigationsdaten des Schiffes konnte somit die Abschattung vom direkten Sonnenlicht durch das Krähenest berechnet werden.

In Abbildung 5.10 sind für die beiden Forschungsfahrten ANT-XXIV/1 und ANT-XXIV/4 die Zeiträume der möglichen Abschattung gezeigt. Hier sei darauf hingewiesen, dass nur im Falle direkter Sonneneinstrahlung ein Messfehler zu erwarten ist. Es wird davon ausgegangen, dass sich die Effekte von negativem Fehler durch Abschattung und positivem Fehler durch Reflektion am Krähenest kompensieren und somit zu keiner

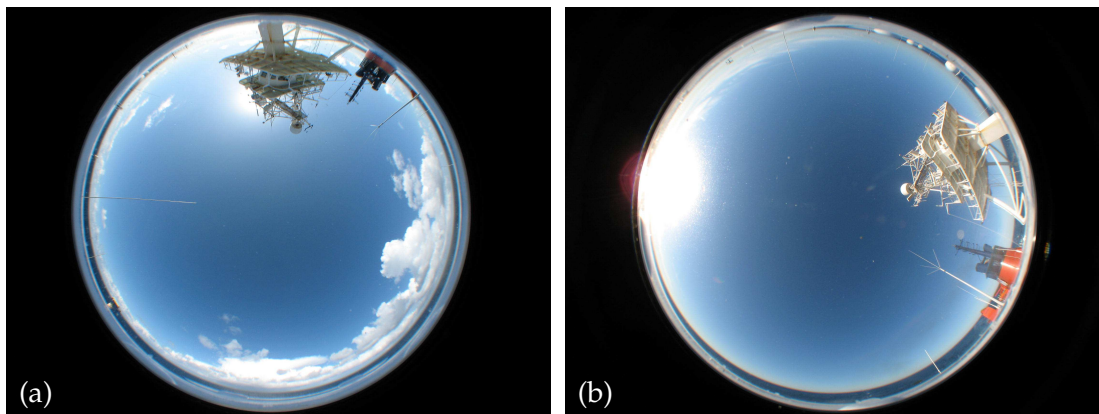


Abbildung 5.9: Abschattung durch das Krähennest (a) mit negativem Fehler und Reflexion am Krähennest (b) mit positivem Messfehler solarer Einstrahlung.

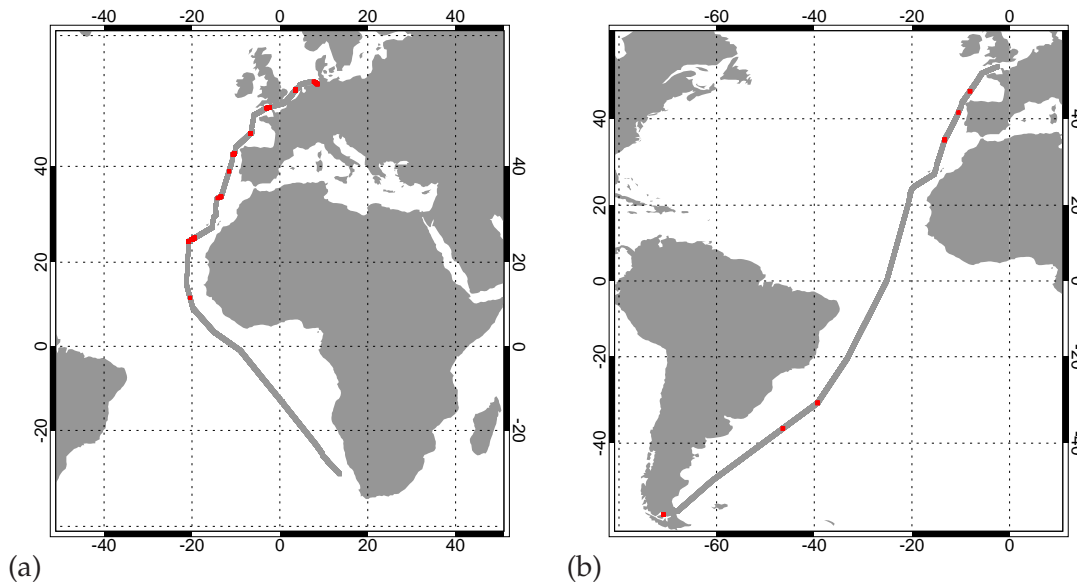


Abbildung 5.10: Rot gekennzeichnete Abschattung des Pyranometers durch das Krähennest während ANT-XXIV/1 (a) und ANT-XXIV/4 (b).

signifikanten Beeinträchtigung der Untersuchungen in dieser Arbeit führen.

Die Qualität der von OCEANET gemessenen kurzwelligen Einstrahlung wurde mit der POLARSTERN-Bordmessanlage verglichen, die als offizielle Seewetterstation des DWD von diesem auch vorschriftsgemäß gewartet und regelmäßig kalibriert wird. Die Mittelwerte der Differenzen von OCEANET- und POLARSTERN-Messungen der solaren Einstrahlung lagen für jede der fünf Forschungsfahrten zwischen -4.98 W/m^2 und 0.57 W/m^2 . Bei einer mittleren Einstrahlung von 340 W/m^2 liegt die Abweichung beider zwischen -1.46% bis 0.17% und innerhalb der Messtoleranzen des Herstellers.

Das Pyrgeometer weist eine Genauigkeit laut Hersteller von $\pm 3\%$ auf. Die Messungen

der atmosphärischen Gegenstrahlung werden ebenfalls durch das Krähennest, welches etwa 8 % des Sichtfeldes des Pyrgeometers einnimmt, beeinflusst. Das Krähennest strahlt nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz etwa mit der Lufttemperatur der Umgebung ab. Die Pyrgeometer-Nettomesswerte (Differenz der atmosphärischen Gegenstrahlung und geräteeigener thermischer Ausstrahlung) müssen somit auch 8 % zu hoch ("zu warm") sein. Das führt für die atmosphärische Gegenstrahlung unter typischen Bedingungen im wolkenfreien Fall zu einem negativen Fehler von 2.8 %. Ist der Himmel mit tiefen Wolken bedeckt, beträgt der Fehler nur noch 0.5 %. Der mittlere Bedeckungsgrad während der Forschungsfahrten betrug laut analysierter Wolkenbilder 52.6 %. Für die atmosphärische Gegenstrahlung folgt somit unter Berücksichtigung des mittleren Bedeckungsgrades ein mittlerer Fehler durch das Krähennest von -1.7% .

Die Beeinflussung der Messungen durch Regentropfen auf den Radiometerdomen kann vernachlässigt werden. Im Fall des Pyranometers ist während eines Regenereignisses die solare Einstrahlung durch die Bewölkung stark vermindert. Regentropfen führen zu keiner messbaren Absorption von solarer Strahlung, sondern brechen diese nach den Gesetzen der geometrischen Optik. Da die Strahlung größtenteils diffus ist, erfolgt keine Fokussierung. Regentropfen auf dem Sensor des Pyrgeometers stellen zwar mit der Umgebungstemperatur emittierende Körper dar, aber ihre Strahlungstemperaturen unterscheiden sich kaum von denen der gerade zu Boden fallenden (und die DLR bestimmenden) Tropfen und verursachen daher kaum Fehler. Die Verweilzeiten der Regentropfen auf den Instrumenten sind stark begrenzt, da die Radiometer durch eine Ventilationseinheit schnell abtrocknen.

Salzablagerungen wurden auf den Radiometern und auf der Kuppel der Wolkenkamera regelmäßig beseitigt und stellen keine Fehlerquelle dar.

Der Klassifikationsalgorithmus für Wolkentypen wird in Heinle et al. (2010) mit einer mittleren Trefferquote von 97 % angegeben. Jedoch können neben der berechneten dominanten Wolkenkategorie auch noch andere Wolken vorhanden sein. Zu größeren Unsicherheiten kann es innerhalb der Wolkenklassen von Stratocumulus, Stratus und Cumulonimbus/Nimbostratus kommen, da deren Texturmerkmale eng beieinander liegen und auch von geübten Synoptikern oft nicht eindeutig voneinander getrennt werden können.

Satellitenfernerkundung

Der zugelassene Rauschfehler der von SEVIRI gemessenen Radianzen ist sehr gering (siehe EUMETSAT, 2000) und wird daher die berechneten anisotropen Strahlungsflussdichten nicht signifikant beeinflussen (Clerbaux et al., 2001). Die radiometrische Kalibrierung der Instrumentenkanäle hingegen verursacht nach Pili (2000) Fehler durch die Wahl der Strahlungsreferenzkörper. Hier werden im thermischen Spektralbereich die geräteeigene Schwarzkörperstrahlung und im solaren die Strahlungseigenschaften heller Wüsten, des Ozeans und von bewölkten Flächen herangezogen. Eine nähere Betrachtung diesbezüglich findet sich in Govaerts et al. (1998).

Zur Berechnung der aufwärtsgerichteten Strahlungsflussdichten wurden nach Clerbaux und Dewitte (1999) zuerst die schmalbandigen Strahldichten in breitbandige Strahldich-

ten (spektrale Modellierung) und dann in anisotrope Strahlungsflussdichten (Winkelmodellierung) umgerechnet. Clerboux et al. (2001) geben folgende Fehlergrenzen an:

Schritte	solar	thermisch
Radiometrische Kalibrierung	5 %	0.5 %
Spektrale Modellierung	3.2 %	0.7 %
Winkelmodellierung	6 %	2 %
Gesamtfehler	14.2 %	3.2 %

Außerdem blieb die Reflexion der direkten Sonnenstrahlung auf der Meeresoberfläche unberücksichtigt. Hierzu wäre eine dreidimensionale räumlichen Betrachtung der Richtung der Sonnenstrahlen, der Schiffsposition und der Lage des Satelliten im Raumes notwendig gewesen. Anhand der bidirektionalen Reflexionsfunktion hätte dann der Zeitpunkt für eine stark reflektierende Meeresoberfläche an der Schiffsposition berechnet werden können. Da es dazu nur einmal am Tag für einen kurzen Zeitraum kommt, kann dieser Effekt vernachlässigt werden.

SEVIRI besitzt im Nadir eine Auflösung von 3 km. Am Rand des Sichtfeldes von MSG kommt es durch den ungünstigeren Beobachtungswinkel zu einer entsprechend geringeren räumlichen Auflösung. Parallaxenfehler führen zu einer weiteren Fehlerquelle in den Randgebieten. Hier kommt es vor allem bei hohen Wolken zu Ungenauigkeiten der Lokalisierung.

Strahlungsapproximation

Für die Berechnung des Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden wurden die solare Einstrahlung und die atmosphärische Gegenstrahlung bei Wolkenfreiheit sowie die langwellige Ausstrahlung der Meeresoberfläche mit Hilfe von Parametrisierungen berechnet.

Die solare Einstrahlung ohne Wolkeneinfluss wurde nach Kalisch und Macke (2008a) in Abhängigkeit von dem Sonnenzenitwinkel, der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchtigkeit berechnet. Die Fehlergrenzen betragen dabei etwa 30 W/m^2 bei einer Standardabweichung von 9.15 W/m^2 .

Die atmosphärische Gegenstrahlung unter wolkenfreien Bedingungen wurde nach Idso und Jackson (1969) als Funktion der Lufttemperatur bestimmt. Für die Übereinstimmung mit Messungen wird der Korrelationskoeffizient von 0.992 angegeben. Anhand der Messungen von ANT-XXIV/1 und ANT-XXIV/4 wurde ein systematischer Fehler von -3.44 W/m^2 und ein RMSE von 17.81 W/m^2 ermittelt, jedoch kann der wahre Fehler geringer angenommen werden, da in diesen Analysen noch die Unsicherheiten des Wolkenkameraalgorithmus beinhaltet sind. Eine Fehlergrenze von 25 W/m^2 wird für diese Parametrisierung geschätzt.

Die von der Meeresoberfläche reflektierte (aufwärtsgerichtete) solare Strahlung wird als Produkt von gemessener Einstrahlung und Albedo von Wasser bestimmt. Die Albedo wird nach dem Fresnelschen Gesetz für eine glatte Wasseroberfläche berechnet. Der Einfluss von Oberflächenwellen auf die Albedo wurde in Jin et al. (2004) untersucht. Hier

wird gezeigt, dass lediglich bei sehr flachem Sonneneinfall (Sonnenzenitwinkel 90° bis 75°) die Albedo einer glatten Wasseroberfläche maximal 5% über der realen Albedo einer Wasseroberfläche mit Windwellen liegt. Bei höherem Sonnenstand liegt der Unterschied beider bei 1%. Der Einfluss von Verschmutzungen der Wasseroberfläche auf die Albedo wird in Guinn et al. (1979) untersucht. Da hier die Effekte auf die Albedo sehr gering sind und Verschmutzungen (Ölfilme) auf offener See im Allgemeinen nicht auftreten, kann dieser Fehler vernachlässigt werden.

Die langwellige Ausstrahlung der Meeresoberfläche wird nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz anhand der von der Bordanlage gemessenen SST berechnet. Hier ergibt sich ein Fehler durch den Temperaturunterschied zur oberen ausstrahlungsrelevanten Schicht (Skin-Temperatur). Nach Schluessel et al. (1990) beträgt die mittlere Temperaturdifferenz von Skin-Temperatur und SST 0.1 K bis 0.2 K. Die maximale Differenzen werden mit -1.0 K bis 1.0 K angegeben.

Die Approximation der aufwärtsgerichteten Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre wurde durchgeführt, indem im Umfeld der Schiffsposition nach als wolkenfrei deklarierten Pixeln gesucht wurde. Für dieses Verfahren kann der Fehler nur geschätzt werden. Zu den ohnehin bestehenden Fehlergrenzen für die solaren anisotropen Strahlungsflussdichten kommen hier die räumlichen Abweichungen (bzw. der abweichende Sonnenzenitwinkel) innerhalb des 75×75 km großen Feldes. In mittleren Breiten ist die Boxgröße etwa äquivalent mit $1^\circ \times 1^\circ$ und der Zeitpunkt des wahren Mittags variiert von der Boxmitte ausgehend um bis zu ± 2 Minuten am Boxrand. Die Unsicherheiten in der Erkennung des Wolkentypes anhand der MSG-Daten ist eine weitere wichtige Fehlerquelle sowohl für die solare als auch für die terrestrische Strahlungsapproximation. Hierbei spielen kleinräumige Wolken, die vom Satelliten nicht erkannt werden können eine große Rolle. Auch der Parallaxenfehler wird hierbei wirksam, da bewölkte und unbewölkte Satellitenpixel mitunter in direkter Nachbarschaft sind. Aus all diesen Gründen wird der maximal mögliche Fehler der Approximation der Strahlungsflüsse mit den dreifachen Fehlergrenzen der anisotropen Strahlungsflussdichten abgeschätzt.

Zusammenfassend sind in Tabelle 5.9 die absoluten Fehlergrenzen der Komponenten

	Absolute Fehlergrenze [W/m^2]							
	Messung				wolkenfreie Appr.			
	DSR	OSR	DLR	OLR	DSR	OSR	DLR	OLR
TOA	2.0	85.2	–	9.6	2.0	255.6	–	28.8
Boden	40.0	2.5	26.1	6.0	30.0	2.0	25.0	6.0

Tabelle 5.9: Absolute Fehlergrenzen der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effektes für den Oberrand der Atmosphäre (TOA) und die Meeresoberfläche (Boden) in W/m^2 .

des Wolken-Strahlungs-Effektes für den Oberrand der Atmosphäre und die Meeresoberfläche gegeben. Hieraus lassen sich die Fehlergrenzen des Wolken-Strahlungs-Effektes FCRE nach den Regeln der Fehlerrechnung bestimmen. Die Fehlergrenze bei mehreren fehlerbehafteten Größen lässt sich als Taylorreihe entwickeln und als Näherungslösung

nach dem linearen Glied abbrechen. Bei der Addition und Subtraktion (im vorliegenden Fall von Strahlungskomponenten) vereinfacht sich die allgemeine Lösung zur Addition der Absolutbeträge der Fehlergrenzen der Komponenten. Am Boden ergeben sich somit folgende Fehlergrenzen:

$$\begin{aligned} \text{FCRE}_{\text{surf/LW}} &= \pm 63.1 \text{ W/m}^2 \quad , \\ \text{FCRE}_{\text{surf/SW}} &= \pm 74.4 \text{ W/m}^2 \quad , \\ \text{FCRE}_{\text{surf/net}} &= \pm 137.5 \text{ W/m}^2 \quad . \end{aligned}$$

Für den Oberrand der Atmosphäre gelten:

$$\begin{aligned} \text{FCRE}_{\text{TOA/LW}} &= \pm 38.4 \text{ W/m}^2 \quad , \\ \text{FCRE}_{\text{TOA/SW}} &= \pm 344.8 \text{ W/m}^2 \quad , \\ \text{FCRE}_{\text{TOA/net}} &= \pm 383.2 \text{ W/m}^2 \quad . \end{aligned}$$

Und für die Fehlergrenzen des Wolken-Strahlungs-Effektes der Atmosphärensäule gelten:

$$\begin{aligned} \text{FCRE}_{\text{atm/LW}} &= \pm 101.5 \text{ W/m}^2 \quad , \\ \text{FCRE}_{\text{atm/SW}} &= \pm 419.2 \text{ W/m}^2 \quad , \\ \text{FCRE}_{\text{atm/net}} &= \pm 520.7 \text{ W/m}^2 \quad . \end{aligned}$$

Es sei hier noch einmal darauf verwiesen, dass Fehlergrenzen ein theoretischer Höchstwert für negative oder positive Abweichungen vom realen Wert darstellen und nicht mit Messfehlern oder RMSE verwechselt werden dürfen. In der Realität kompensieren sich vielfach verschiedene Fehler.

Der $\text{FCRE}_{\text{surf/net}}$ stellt für die Wolkenklasse 4 (wolkenfrei) einen geeigneten Wert dar (siehe Abbildung 5.2 und Tabelle 5.2). Die hier von null abweichenden Messwerte müssen per Definition Fehler sein. Die in einem Fall auftretenden Messwerte von bis zu -200 W/m^2 resultierten aus einer Fehlklassifikation von Wolkenbildern. Die positiven Wolken-Strahlungs-Effekte der anderen Wolkenklassen korrespondieren ebenfalls gut mit den berechneten Fehlergrenzen.

Am Oberrand der Atmosphäre traten vereinzelt negative langwellige Effekte (per Definition gleich Fehler) von bis zu -100 W/m^2 auf (Abbildung 5.7 a). Der $\text{FCRE}_{\text{TOA/LW}}$ ist mit $\pm 38.4 \text{ W/m}^2$ kleiner. Obwohl hoch angesetzt, sind die hier abgeschätzten einzelnen Fehlerkomponenten zu gering. Vermutlich ist die Suche nach wolkenfreien Satellitenpixeln im Umfeld keine geeignetes Verfahren die Strahlungsflüsse bei Wolkenfreiheit zu approximieren. Hier besteht noch Forschungsbedarf.

Kapitel 6

Wolken-Strahlungs-Effekt aus ECHAM-Modellrechnungen

Klima- und Wettermodelle stellen ein leistungsfähiges und unersetzbares Werkzeug der modernen meteorologischen Prognostik dar. Obwohl ihre Simulationen extrem komplex aufgebaut sind, können sie die natürlichen Prozesse immer nur sehr vereinfacht darstellen. Folglich können fehlerbehaftete Modellergebnisse nie vermieden, wohl aber minimiert und die Modellphysik optimiert werden. Je besser dabei einzelne Teilbereiche des Modells verstanden und entwickelt werden, desto genauer kann das gesamte Modell arbeiten. In der Praxis führen allerdings Eingriffe in einzelne Komponenten meist zuerst zu einer Destabilisierung des gesamten Klimamodells, die nachfolgend künstliche Abstimmungen nötig macht.

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Simulation der Atmosphäre entlang der Forschungsfahrten von FS POLARSTERN vorgestellt. Von besonderem Interesse ist der Wolken-Strahlungs-Effekt aus Modelldaten, da hierdurch maßgeblich die Energetik modellierter Klimaszenarien beeinflusst wird. Hierzu wurde das globale Klimamodell ECHAM5 des Max-Planck-Institutes für Meteorologie (Hamburg) als nach Hanschmann et al. (2010) modifiziertes Einfachsäulenmodell eingesetzt (siehe Kapitel 2.4) und mit Messdaten der Forschungsfahrten betrieben. Verwendet wurde die T31-Auflösung mit Gitterboxen von $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ und 19 vertikalen Schichten. Das ECHAM-Einfachsäulenmodell wurde in einzelnen Zeitschritten mit einer Auflösung von 15 Minuten mit den jeweiligen Messdaten (10-Minuten-Mittel) ohne Austausch mit benachbarten Modellboxen betrieben.

Als Antrieb des Modells dienen die Messdaten des Mikrowellenradiometers HATPRO (Temperaturprofile, Feuchteprofile, LWP, IWV), der Bodenluftdruck der Bordmessaanlage, der Wolkenbedeckungsgrad aus Wolkenfotos, die Wolkenunterkantenhöhen aus Ceilometermessungen sowie die Radiosondenaufstiege der POLARSTERN (Temperatur-, Feuchteprofile). Zusammen mit ECHAM-Klimatologien für Aerosol, Treibhausgaskonzentrationen und Wolkenröpfcheneigenschaften konnte so der Vertikalaufbau der Atmosphäre rekonstruiert werden. Wolken wurden hierbei in nur eine einzige Modellschicht eingebaut, da die Messungen über keine genaue vertikal aufgelöste Wolkenver-

teilung Auskunft geben. Aus Radiosonden- und Mikrowellenradiometermessungen ist die Wolkenunterkantenhöhe allerdings hinreichend genau bestimmt und wird in der entsprechenden Modellschicht berücksichtigt. Höher gelegene Wolken werden im Modell ignoriert. Ihr Flüssigwassergehalt wird aber in der einzelnen tiefer liegenden Modellwolkenschicht hinzugefügt. Der Flüssigwassergehalt als Punktmessung über dem Schiff wird mit Hilfe des Gesamtbedeckungsgrades (Flächenmittel) gewichtet und kann so die strahlungsrelevanten Eigenschaften des gesamten sichtbaren Himmels (bzw. des Sichtkreises eines Pyranometers) approximieren. Genauere Informationen zum ECHAM-Einfachsäulenmodell finden sich in Hanschmann et al. (2010) und Roeckner et al. (2003). Eine Anwendung des ECHAM-Einfachsäulenmodells auf stark konvektive Bedingungen (Messungen von ARM-Supersites als Modellantrieb) mit Schwerpunkt auf der Untersuchung von Niederschlagsraten werden in Wagner und Graf (2010) gezeigt.

Das ECHAM-Einfachsäulenmodell wurde entwickelt, um die Einflüsse verschiedener realer Messgrößen auf die modellierten solaren Strahlungsflüsse zu untersuchen. Die solaren Flüsse haben von allen Komponenten den größten Einfluss auf den Energiehaushalt der Erde. Gleichzeitig weisen sie einen komplexen Strahlungstransport und die höchsten natürlichen Schwankungen auf. In diesem Kapitel soll nun gezeigt werden, welche systematischen Fehler in der Modellierung der Strahlung und Strahlungseffekte auf meridionalen Schnitten auftreten können. Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Reaktion des Modells auf Atmosphäreneigenschaften bestimmter Wolkenklassen gelegt. Das Einfachsäulenmodell verwendet keine Informationen über die aktuellen Messwerte der SST, sondern nur Meeresoberflächentemperaturen aus Klimatologien mit der groben Auflösung des Modellgitters. Somit könnte hieraus eine Unsicherheit der langwelligen Ausstrahlung der Meeresoberfläche resultieren. Die Reduktion der realen Bewölkung und LWP-Verteilung auf eine einzelne planparallele Modellwolkenschicht kann Fehler in der Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung generieren. Da jedoch die Gesetzmäßigkeiten des langwelligen Strahlungstransports vergleichsweise gut erforscht sind, stellen sie allgemein geringe potentielle Fehlerquellen in Parametrisierungen und Modellen dar (siehe hierzu Josey et al., 2004; Trigo et al., 2010).

Während des Fahrtabschnittes ANT-XXIII/10 kam es zu unsicheren HATPRO-Messungen durch fehlerhafte Kalibrierung und Softwareprobleme. Auf ANT-XXVI/1 traten Störungen des Mikrowellenradiometers durch die OCEANET-Telemetrie sowie der Ausfall eines Mikrowellenkanals auf. Somit konnten diese beiden Datensätze für die Modellrechnungen nicht verwendet werden.

Abbildung 6.1 zeigt zwei Beispiele von Tagesgängen der solaren Einstrahlung am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen (schwarze Linie). Als Vergleich sind die Pyranometermessungen auf POLARSTERN (grau), die Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre (dünn blau) und die theoretischen Referenzkurven der solaren Einstrahlung unter Wolkenfreiheit nach Kalisch und Macke (2008a) (dick blau) dargestellt.

Abbildung 6.1 (a) zeigt den 17.11.2007 (11° S, Sonnenzenitwinkel mittags 5.70°). An diesem Tag waren überwiegend Stratocumulus, aber auch Altostratus und einige Cirren vertreten. Am Vormittag gab es zwei kurze Schauer. Am Nachmittag lockerte sich die Bewölkung auf und gegen 15:00 UTC kam es zu einem wolkenfreien Abschnitt. Trotz

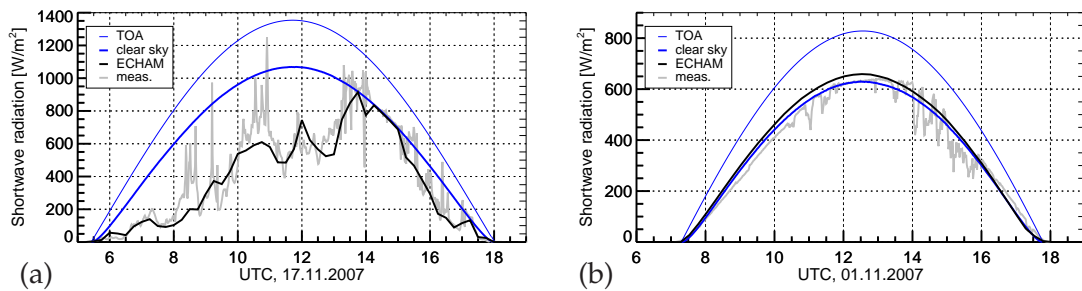


Abbildung 6.1: Tagesgänge der solaren Einstrahlung aus ECHAM-Modellrechnungen (schwarz) für wechselnde Bewölkung (a) und fast wolkenfreie Bedingungen (b). Vergleichend sind die Pyranometermessungen auf POLARSTERN (grau), die Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre (dünn blau) und die theoretischen Referenzkurven der solaren Einstrahlung unter Wolkenfreiheit (dick blau) dargestellt.

dieser sehr vielfältigen Wolkenszenarien und der nur viertelstündigen Auflösung des Modells wird die gemessene Einstrahlung im Mittel sehr gut reproduziert. Kurzzeitige Strahlungserhöhungen (broken cloud effect) können aufgrund der zeitlichen und räumlichen Auflösung des Modells nicht simuliert werden.

In Abbildung 6.1 (b) wird die modellierte Einstrahlung am 01.11.2007 gezeigt (38° N, Sonnenzenitwinkel mittags 52.51°). Dieser Tag war weitestgehend wolkenfrei, nur vereinzelt traten Cirrus uncinus und Cirrus fibratus auf. Entsprechend liegen die gemessene Einstrahlung und die Referenzkurve oft übereinander. Ab 16:00 UTC wurde das Krähennest auf ungünstige Weise angestrahlt, sodass es zu Reflexionen und leicht erhöhten Strahlungsmessungen kam. Die modellierte Einstrahlung überschreitet die gemessene Einstrahlung und die Referenzkurve leicht. Das Modell überschätzt die Einstrahlung unter wolkenfreien Bedingungen am Tage hier um etwa 5%. Erst in den lichtarmen Randstunden des Tages (Einstrahlung kleiner als 100 W/m^2) geht die Überschätzung gegen null. Hierfür könnte die verstärkte Streuung der Atmosphäre und ein höherer Anteil an gemessener diffuser Strahlung verantwortlich sein. Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zum Beispiel für die Modellierung eines wolkenfreien Tages in Hanschmann et al. (2010), die für die Tagessumme der Einstrahlung unter Wolkenfreiheit einen systematischen Modellfehler von -0.6% angeben.

In dieser Arbeit wurden alle Tage der Fahrtabschnitte ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4 und ANT-XXV/5 von POLARSTERN modelliert. Sowohl die bodennahen abwärts gerichteten, als auch die aufwärts gerichteten Strahlungsflüsse der solaren und langwelligen Komponente werden aus den Modellsimulationen des jeweiligen Zeitschrittes verwendet. Die für die Berechnung der Wolken-Strahlungs-Effekte nötigen wolkenfreien Approximationen werden ebenso von ECHAM durchgeführt.

In Abbildung 6.2 wird der Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden in seiner langwelligen (6.2 a) und kurzwelligen (6.2 b) Komponente, sowie als resultierender Nettoeffekt gezeigt (6.2 c). Zugrunde liegt der Gesamtdatensatz aus den Forschungsfahrten ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4 und ANT-XXV/5. Die korrespondierenden statistischen Mittelwerte und

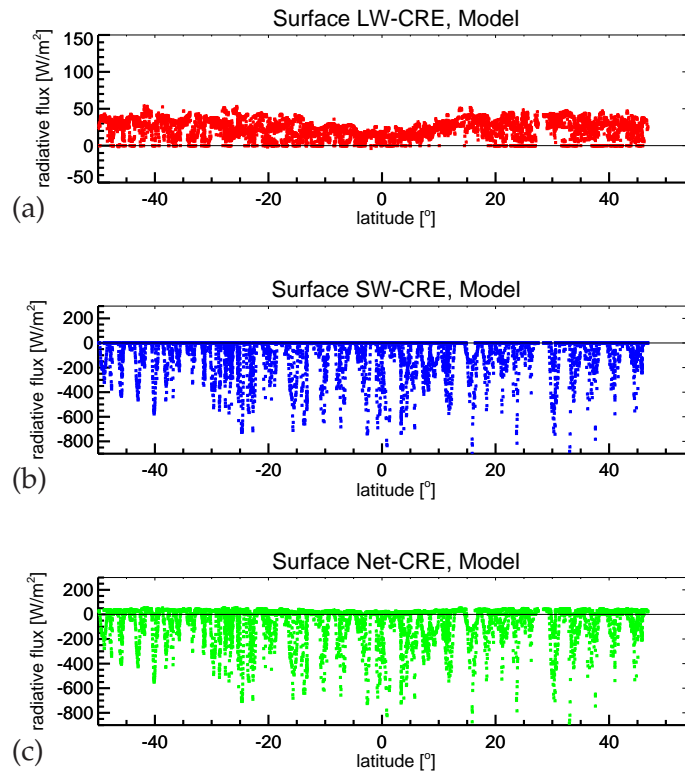


Abbildung 6.2: Langwelliger (a), kurzwelliger (b) und Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt (c) am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen. Für den Antrieb des Einzelsäulenmodells dienten die Messdaten von ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4 und ANT-XXV/5.

Standardabweichungen sowie die Statistik für die einzelnen Forschungsfahrten werden in Tabelle 6.1 gegeben.

Der langwellige Wolken-Strahlungs-Effekt aus Modelldaten in Abbildung 6.2 (a) unterscheidet sich von den Messungen in Kapitel 5.1 (Abbildung 5.1 (a)) deutlich. Der modellbasierte CRE weist eine geringe Variation und ausschließlich positive langwellige Effekte

Fahrt	Boden					
	LW		SW		Net	
	$\overline{\text{CRE}}_{S/\text{LW}}$	$\sigma_{S/\text{LW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{S/\text{SW}}$	$\sigma_{S/\text{SW}}$	$\overline{\text{CRE}}_{S/\text{net}}$	$\sigma_{S/\text{net}}$
ANT-XXIV/1	22.8573	12.2369	-76.8393	139.064	-53.9820	139.446
ANT-XXIV/4	20.0903	13.4312	-64.0786	125.775	-43.9883	124.970
ANT-XXV/5	22.0779	12.0400	-82.2171	147.403	-60.1393	147.393
Gesamtdaten	21.6707	12.5931	-75.0466	138.819	-53.3758	138.645

Tabelle 6.1: Statistik der Komponenten des Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen. Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{\text{CRE}}$ und Standardabweichungen σ in W/m^2 .

auf. Der Mittelwert beträgt 21.67 W/m^2 bei einer Standardabweichung von 12.59 W/m^2 (Tabelle 5.1) und weicht somit nur weniger als 3 W/m^2 von dem gemessene CRE ab.

Der modellierte solare Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden (Abbildung 6.2 b) variiert zwischen -800 W/m^2 und 0 W/m^2 . Das Modell ist nicht in der Lage Strahlungserhöhungen durch den „broken cloud effect“ zu erzeugen und weist daher keine positiven solaren Effekte auf. Der solare CRE aus ECHAM-Modellergebnissen ist mit einem Mittelwert von -75.0466 W/m^2 um 22 W/m^2 stärker als der der korrigierten Messungen. Die Standardabweichungen der solaren Modell-Effekte sind zwischen 16 W/m^2 und 30 W/m^2 höher als in den Messungen.

Der Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden (Abbildung 6.2 c) spiegelt die dominanten Eigenschaften der solaren Komponente wider. Mit -53.38 W/m^2 liegt er fast 20 W/m^2 über dem korrigierten Nettoeffekt aus Messungen.

Nachfolgend werden die Wolken-Strahlungs-Effekte unter einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen betrachtet, ohne dass die Informationen über die Wolkenklassen explizit in das Modell mit eingehen. ECHAM kann also nicht auf die Wolkenklasse, sondern nur auf die gemessenen Wolkenparameter (LWP, Bedeckungsgrad, Wolkenunterkantenhöhe) reagieren. Aufgrund der Abhängigkeit von der Wolkenkamera können lediglich Modellergebnisse während des Tages verwendet werden. Die langwelligigen, solaren und Netto-Effekte der einzelnen Wolkenklassen sind in Abhängigkeit der geographischen Breite im Anhang in den Abbildungen C.12, C.11 und C.13 gezeigt. Die zugehörigen statistischen Untersuchungen sind für alle Wolkenklassen und Komponenten des Effektes in Tabelle 6.2 gegeben.

Klasse	Boden					
	LW		SW		Net	
	$\overline{\text{CRE}}_{S/LW}$	$\sigma_{S/LW}$	$\overline{\text{CRE}}_{S/SW}$	$\sigma_{S/SW}$	$\overline{\text{CRE}}_{S/net}$	$\sigma_{S/net}$
1	8.80790	7.17036	-64.0540	68.2385	-55.2461	65.0448
2	3.72431	6.15056	-23.7635	50.0121	-20.0392	46.6602
3	19.8595	10.5246	-225.563	171.908	-205.704	166.764
4	1.22077	6.00586	-1.52161	6.66158	-0.300841	6.94776
5	28.0853	9.35773	-312.683	157.310	-284.597	157.998
6	25.8712	8.72736	-253.150	165.467	-227.279	165.621
7	24.0013	8.89495	-249.286	178.094	-225.284	179.803

Tabelle 6.2: Statistik des Wolken-Strahlungs-Effekt am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen für die einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010). Aufgeführt sind jeweils Mittelwerte $\overline{\text{CRE}}$ und Standardabweichungen σ für den langwelligigen, kurzwelligigen und Netto-Effekt in W/m^2 .

Der Nettoeffekt von Cumuli (Klasse 1) am Boden ist im Modell mit -55.25 W/m^2 höher als in Messungen. Hier zeigen die Modellwolken als planparallele Schicht Defizite.

Cirrus und Cirrostratus (Klasse 2) zeigen im Modell einen den Messungen recht nahen Nettoeffekt von -20.04 W/m^2 . Dieses Resultat überrascht, da das Mikrowellenradiome-

ter die Eisphase der Cirren nicht erfasst.

Unter Anwesenheit von Cirrocumulus und Altocumulus (Klasse 3) betragen die Modell-Nettoeffekte am Boden -205.70 W/m^2 . Somit werden die Messungen hier um fast 80 W/m^2 überschätzt.

Die Wolken-Strahlungs-Effekte am Boden unter wolkenfreien Bedingungen (Klasse 4) betragen im Modell -0.30 W/m^2 und sind im Mittel fast fehlerfrei. Die Modelleffekte bei Wolkenfreiheit können nicht als Korrekturterme behandelt werden, da es ungewiss ist, ob der Effekt auf systematischen Fehlern der Messgeräte (HATPRO, Radiosonden, etc.) oder der Modellphysik basiert. In Einzelfällen kann ECHAM zwar um bis zu 5 % zu hohe solare Einstrahlungen unter wolkenfreien Bedingungen generieren (siehe Abbildung 6.1), die theoretische wolkenfreie Approximation des Modells kompensiert dies bei Berechnung des Effektes jedoch wieder.

Stratocumulus (Klasse 5) hat im Modell mit -284.60 W/m^2 den höchsten Nettoeffekt aller Wolkenklassen. Die Messungen werden um 120 W/m^2 überschätzt.

Für Stratus (Klasse 6) wurde ein Nettoeffekt von -227.28 W/m^2 berechnet. Die Messungen wurden hier um 20 W/m^2 unterschätzt.

Cumulonimbus und Nimbostratus (Klasse 7) erreichen einen mittleren Effekt von -225.28 W/m^2 . Die Effekte aus Messungen werden um fast 110 W/m^2 überschätzt.

Zusammenfassend konnte anhand der Modellsimulationen festgestellt werden, dass der Wolken-Strahlungs-Effekt bei konvektiven Wolken stark überschätzt wird. Bei Cirrus und Stratus arbeitet die Modellphysik mit den planparallel implizierten Wolken relativ genau. Unter wolkenfreien Bedingungen kann die solare Einstrahlung vom Modell zwar überschätzt werden, der Wolken-Strahlungs-Effekt ist im Mittel trotzdem sehr genau. Durch diese verschiedenen Genauigkeiten bei den unterschiedlichen Wolkenklassen, kann es im Modell zu hohen regionalen Ungenauigkeiten kommen, wenn die Wolken nicht gleichverteilt sind. Die Gesamtgenauigkeit des Modells ist somit auch maßgeblich von der Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Wolkenklassen abhängig.

Eine präzise Modellierung von einzelnen Strahlungsflüssen wurde nicht erwartet. Kurzzeitige Strahlungsfluktuationen können vom Modell nicht reproduziert werden, da diese Informationen auch nicht in den entsprechenden antreibenden Datensätzen enthalten sind. Die neue Konvektionsparametrisierung nach Wagner und Graf (2010), die ein Spektrum verschiedener Cumulus-Wolken und ihre Evolution innerhalb eines Zeitschrittes in ECHAM5 modelliert, könnte signifikante Fehlerreduktionen von Stratocumulus, Altocumulus und Cumulonimbus hervorbringen. Eine exaktere Modellierung von Streueigenschaften konvektiver Wolken könnte ausserdem durch die Verwendung des McICA-Verfahrens erreicht werden, vorausgesetzt die Atmosphäre würde z. B. durch die Verwendung eines RADAR vertikal hochaufgelöster erkundet werden. Somit würden subskalige Inhomogenitäten aufgrund kleinskaliger Wolken berücksichtigt werden können, ohne die Modellauflösung (und damit den Rechenaufwand) zu steigern.

Kapitel 7

Schlussbetrachtung

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in den quantitativen Abschätzungen der Strahlungsbilanzen und der Effekte von Wolken auf den Strahlungshaushalt der Erde. Die Bilanzierungen wurden am Boden, am Oberrand der Atmosphäre und für die Atmosphärensäule durchgeführt. Mit Hilfe von Parametrisierungen wurden die langwelligigen sowie kurzwelligigen Strahlungskomponenten für eine vollkommen wolkenfreie Atmosphäre berechnet und zur Approximation des separaten Wolken-Strahlungs-Effektes benutzt. Die Datengrundlage dieser Arbeit bilden die Messungen auf fünf transatlantischer meridionaler Forschungsfahrten des Forschungsschiffes POLARSTERN und der korrespondierenden Satellitenfernerkundung durch MSG. Das globale Klimamodell ECHAM5 wurde in Form eines Einfachsäulenmodells mit den realen Messdaten angetrieben und zur Simulation der bewölkten Atmosphäre eingesetzt. Anhand der modellierten Strahlungsflüsse wurden die modellinternen Wolken-Strahlungs-Effekte bestimmt und mit denen der realen Messungen verglichen.

Der Einsatz von hochauflösenden Radiometern zur Strahlungsmessung und Wolkenfernerkundung auf FS POLARSTERN führte in Verbindung mit dem derzeit modernsten europäischen Wettersatelliten MSG zu einem einzigartigen Datensatz zur Analyse von differenzierten Wolken-Strahlungs-Effekten. Die Fahrtrouten führten durch tropische, subtropische und gemäßigte Klimazonen beider Hemisphären. Zur optischen Beobachtung des bewölkten Himmels wurde eine seefeste automatische Wolkenkamera entwickelt und gebaut, aus deren Wolkenfotos der Bedeckungsgrad und der Wolkentyp berechnet wurden. Anfang des Jahres 2010 fanden ein Technologietransfer und eine Zusammenarbeit mit der Firma ECOMA statt, in deren Resultat eine marktreife Wolkenkamera mit Datenprozessierung in Echtzeit entwickelt wurde.

Cumulus-Wolken waren der am häufigsten festgestellte Wolkentyp. Wolkenfreie Bedingungen traten am seltensten auf. Als Folge der überwiegend subtropischen und tropischen Klimazonen, konnten teilweise Tagesgänge der Wolkentypen festgestellt werden. Vor allem die Wolkenklassen von Cumulus und Altocumulus zeigten alternierende Häufigkeitsverteilungen am Tage. Vermutlich führte eine leichte Erwärmung der Atmosphäre zur Mittagszeit zur Hebung des Konvektionsniveaus, sodass aus morgendlichen tiefen

Cumuli verstärkt Altocumuli entstehen, die gegen Abend wieder absinken.

Als Folge des Tagesganges der kurzwelligigen Einstrahlung zeigen sowohl die solaren Strahlungsbilanzen, als auch die solaren Wolken-Strahlungs-Effekte einen Tagesgang. Im langwelligen Spektralbereich sind in den vorliegenden Messungen keine Tagesgänge ersichtlich. Eine Erforschung von Tagesgängen langwelliger Strahlungskomponenten setzt Langzeitmessungen in subtropischen und tropischen Regionen voraus. In gemäßigten Breiten sind im Mittel keine bewölkungsbedingten Tagesgänge zu erwarten.

Am Boden erfolgt ein ständiger Verlust an langwelliger Strahlungsenergie, der jedoch durch die atmosphärische Gegenstrahlung der Bewölkung gegen null gehen kann. Tagsüber erfolgt ein starker solarer Energiegewinn mit maximalen Werten bis über 1100 W/m^2 unter wolkenfreien Bedingungen. Das Nettobudget wird von der solaren Komponente dominiert und beträgt im Mittel 144 W/m^2 , wobei Cirren im Solaren eine geringe und Stratus eine hohe Extinktion hervorrufen.

Am Oberrand der Atmosphäre kommt es auf Grund der thermischen Ausstrahlung der Wolkenoberkanten, der Teilchenstrahlung der Luft und der von der Atmosphäre transmittierten Ausstrahlung des Bodens zu einem ständigen langwelligen Energieverlust. Im kurzwelligigen Spektralbereich erfolgt ein Energieeintrag, der eine meridionale Abhängigkeit durch die damit verknüpften Sonnenhöchststände zeigt. Wolken führen zu erhöhter solarer Reflexion. In den Tropen überwiegt die Tagessumme solarer Einstrahlung in der Regel gegenüber Tagessumme der langwelligen Ausstrahlung. Im Mittel ergab sich ein Energiegewinn von 37 W/m^2 . Würden die polaren Gebiete mit berücksichtigt werden, müsste die Nettostrahlungsbilanz null sein.

Die Atmosphärensäule verliert ständig thermische Energie. Demgegenüber steht eine relativ geringe Absorption von solarer Strahlung. Das mittlere Nettobudget beträgt -100 W/m^2 .

Der Wolken-Strahlungs-Effekt muss per Definition null sein, wenn keine Bewölkung herrscht. Am Boden haben die tiefsten Wolken im langwelligen Spektralbereich den größten positiven Wolken-Strahlungs-Effekt. Im Solaren kühlen Wolken. Wolken mit sehr hohen optischen Dicken verursachen bei hohem Sonnenstand stark negative Effekte. Positive Werte werden erreicht, wenn die gemessenen Strahlungsflussdichten über denen der parametrisierten wolkenfreien solaren Einstrahlung liegen. Dies kann unter durchbrochener Bewölkung stattfinden und stellt keine Fehlmessung dar („broken cloud effect“). Der mittlere Nettoeffekt beträgt am Boden -34 W/m^2 und liegt somit nahe an dem von Fairall et al. (2008) gegebenen Wert von -40 W/m^2 für den tropischen Pazifik. Für die Berechnung des Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden aus synoptischen Daten konnte eine Parametrisierung eingeführt werden, die auf dem Wolkenbedeckungsgrad und dem Sonnenzenitwinkel basiert. Für den langwelligen nächtlichen Effekt konnte eine quadratische Regressionsfunktion an die Messwerte angepasst werden, die eine relative erklärte Varianz von 0.54 aufweist. Der solare Effekt wird durch eine nichtlineare kumulative Extremwertfunktion unter Minimierung der Fehlerquadrate approximiert

und erzeugt eine relative erklärte Varianz von 0.70. Die Summe beider Gleichungen ergibt den Nettoeffekt.

Am Oberrand der Atmosphäre sind die Wolken-Strahlungs-Effekte durch die Approximation der Strahlungsflüsse für wolkenfreie Bedingungen teilweise stark fehlerbelastet. Bei bedecktem Himmel führt die geringe Wolkenoberkantentemperatur zu einem langwelligen positiven (wärmenden) Effekt. Wolken führen durch ihr reflektierendes Verhalten im Solaren zu einem negativen (abkühlenden) Effekt. Der mittlere Nettoeffekt beträgt -3 W/m^2 . Cirren haben einen geringen solaren Effekt und einen verhältnismäßig starken langwelligen Effekt. Daher wirken sie als einzige Wolkenklasse erwärmend auf das Klima der Erde.

In der Atmosphärensäule sind für die berechneten Wolken-Strahlungs-Effekte ebenfalls hohe Fehlergrenzen anzusetzen. Die langwelligen Wolken-Strahlungs-Effekte von optisch dichten und tiefen Wolken sind stark negativ. Die mittleren solaren Effekte für alle separaten Wolkenklassen sind positiv. Die Werte der solaren Absorption durch Wolken von Kiehl und Trenberth (1997) konnten hier annähernd bestätigt werden. Der mittlere Nettoeffekt liegt bei -4 W/m^2 .

Die Wolken-Strahlungs-Effekte am Boden auf Basis von ECHAM5-Simulationen liegen im langwelligen Mittel nah an den gemessenen Effekten. Der solare Effekt zeigt im Modell eine um etwa 20 W/m^2 stärkere Abschattung als in Messungen. Somit wirken auch die Nettoeffekte im Mittel stärker abkühlend. Unter wolkenfreien Bedingungen liegt der Wolken-Strahlungs-Effekt genau bei null. Unter Anwesenheit von Cirrus und Stratus arbeitet die Modellphysik mit den planparallel implizierten Wolken relativ genau; hier liegen die modellierten Effekte bei denen der Messungen. Konvektive Wolken, vor allem Stratocumulus, werden in ihrer mittleren solaren Wirkung um bis zu 120 W/m^2 überschätzt.

Diese Studie basierte auf Messungen in den gemäßigten, subtropischen und tropischen Breiten. Um Aussagen über den globalen Wolken-Strahlungs-Effekt treffen zu können, wären Messungen auf polaren Forschungsfahrten notwendig.

Durch weitere Forschungsfahrten könnten auch die meridionalen Gradienten von Energiebilanzen und Wolken-Strahlungs-Effekten bestimmt werden. Hieraus könnte der Einfluss der Wolken auf die allgemeine Zirkulation abgeleitet werden.

Ein hohes Potential für eine qualitative Verbesserung von Strahlungsflüssen liegt am Oberrand der Atmosphäre. Vor allem die Abschätzung der aufwärts gerichteten Strahlung in wolkenfreien Szenarien ist fehlerbehaftet. Hier sollte eine Referenzdatenbank für Wolkenfreiheit geschaffen werden, die in Abhängigkeit von Tag, Tageszeit und geographischer Position die aufwärts gerichteten Strahlungsflüsse angibt.

In Zukunft wird das Projekt OCEANET am Leibniz-Institut für Troposphärenforschung (Leipzig) weitergeführt. Auf zukünftigen Forschungsfahrten sollen neben Messungen des OCEANET-Forschungscontainers auch RADAR-Messungen zur Erkundung der Vertikalstruktur der Wolken durchgeführt werden. Diese könnten zu einer Implizierung der Wolken in mehreren Schichten im ECHAM5-Einfachsäulenmodell verwendet werden. Eine exaktere Modellierung von Streueigenschaften konvektiver Wolken kann zusätzlich

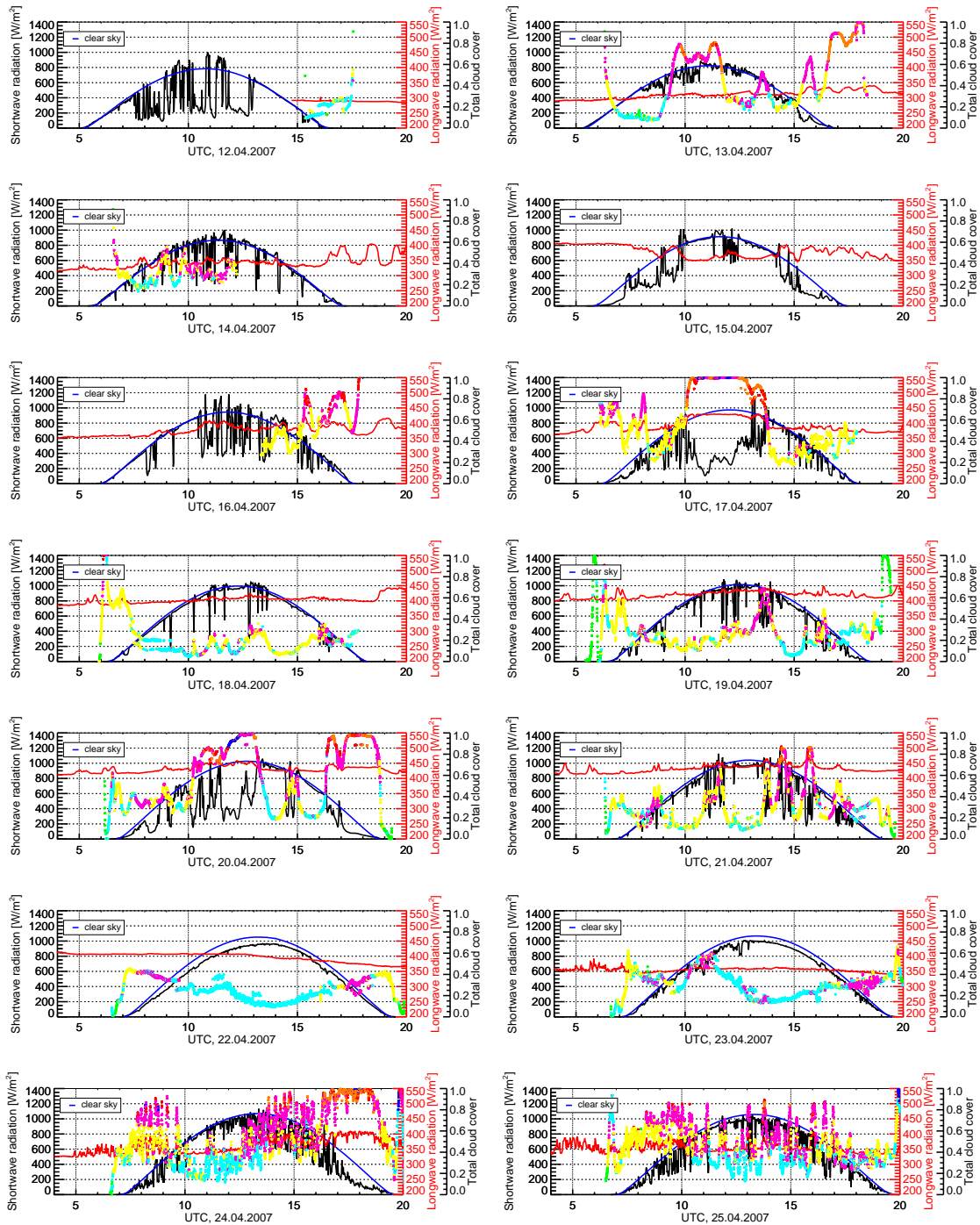
durch die Verwendung des McICA-Verfahrens erreicht werden. Somit würden subskalige Inhomogenitäten aufgrund kleinskaliger Wolken berücksichtigt werden können, ohne die Modellauflösung (und damit den Rechenaufwand) zu steigern.

In weiteren Forschungsarbeiten ist die Untersuchung der Fehler von ECHAM5 in Abhängigkeit der gemessenen Atmosphärenprofile von LWP und Temperatur geplant.

Anhang A

Strahlungsmessungen und Wolkenparameter

A.1 Tagesgänge, ANT-XXIII/10



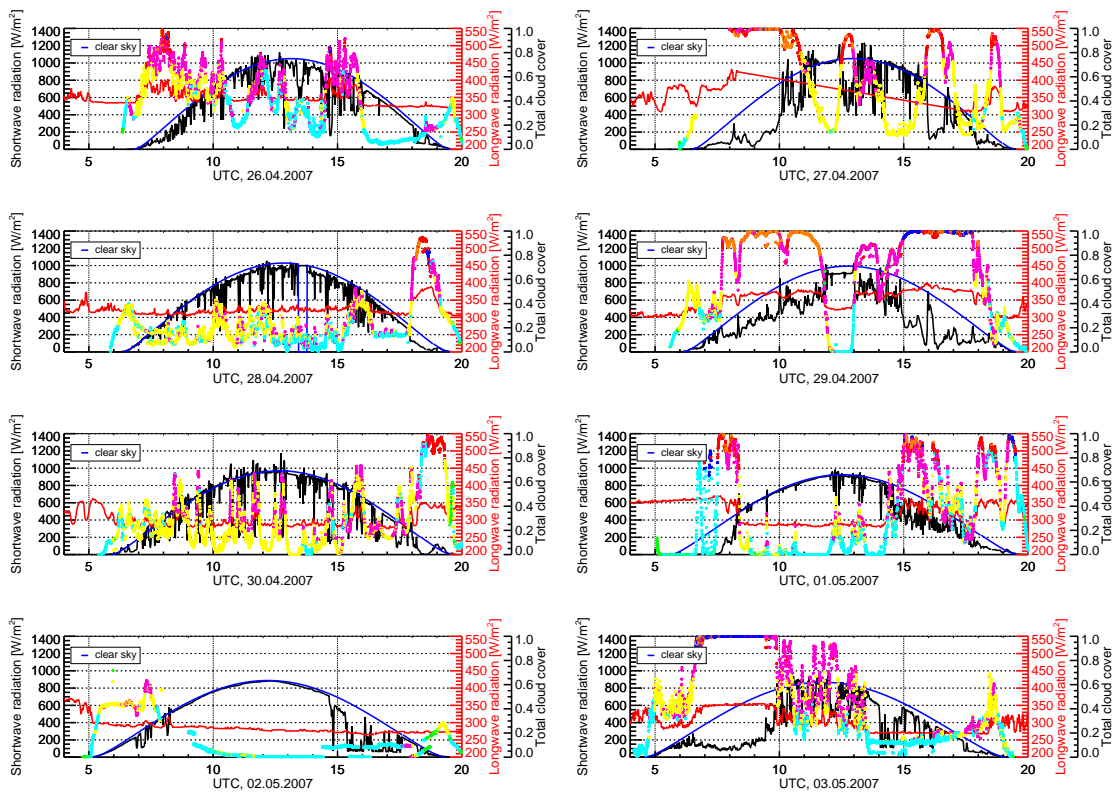
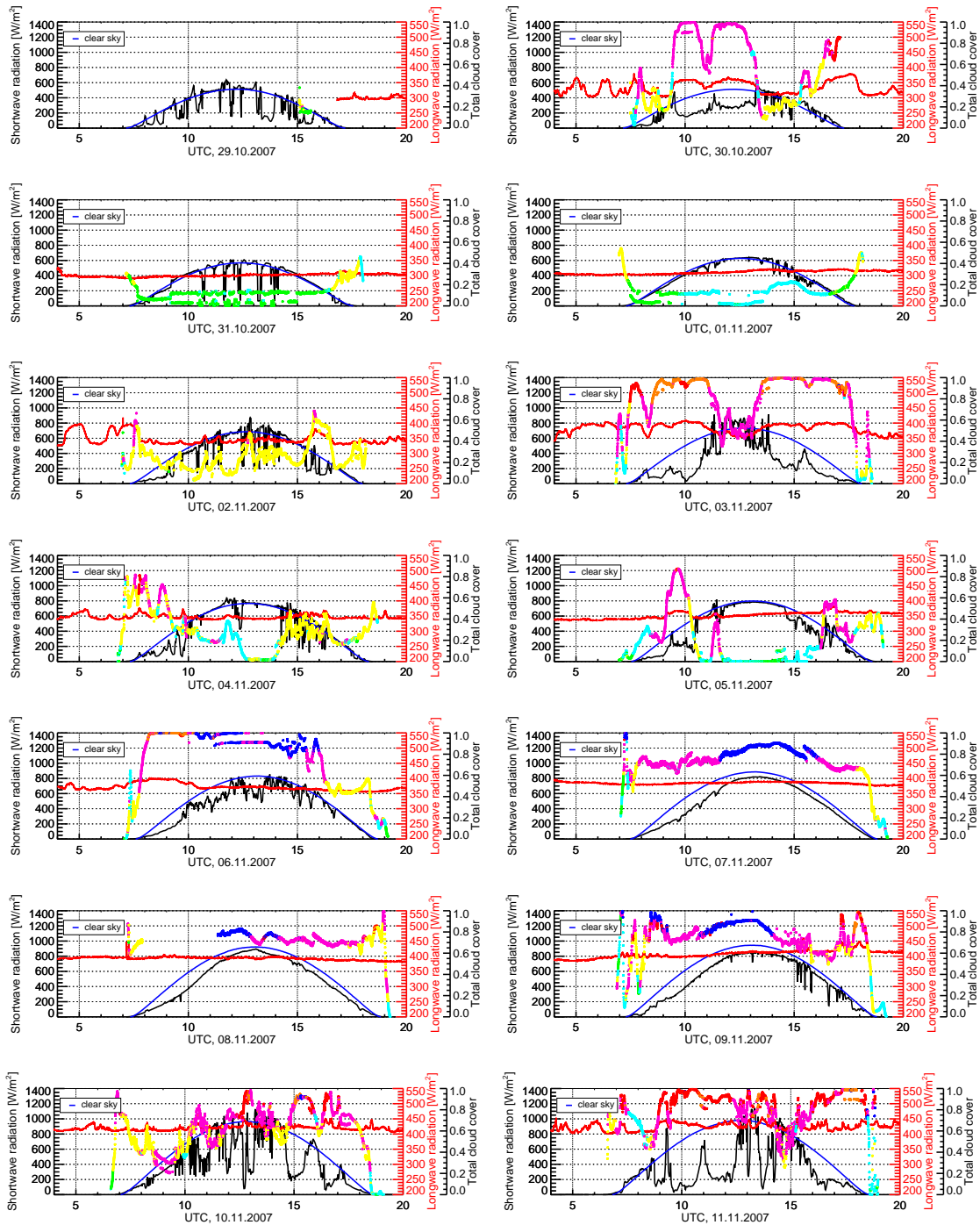


Abbildung A.1: Tagesgänge der gemessenen solaren Einstrahlung und atmosphärischen Gegenstrahlung am Boden sowie der wolkentypkodierte Bedeckungsgrad während ANT-XXIII/10. Die Wolkentypen sind in Anhang ??

A.2 Tagesgänge, ANT-XXIV/1



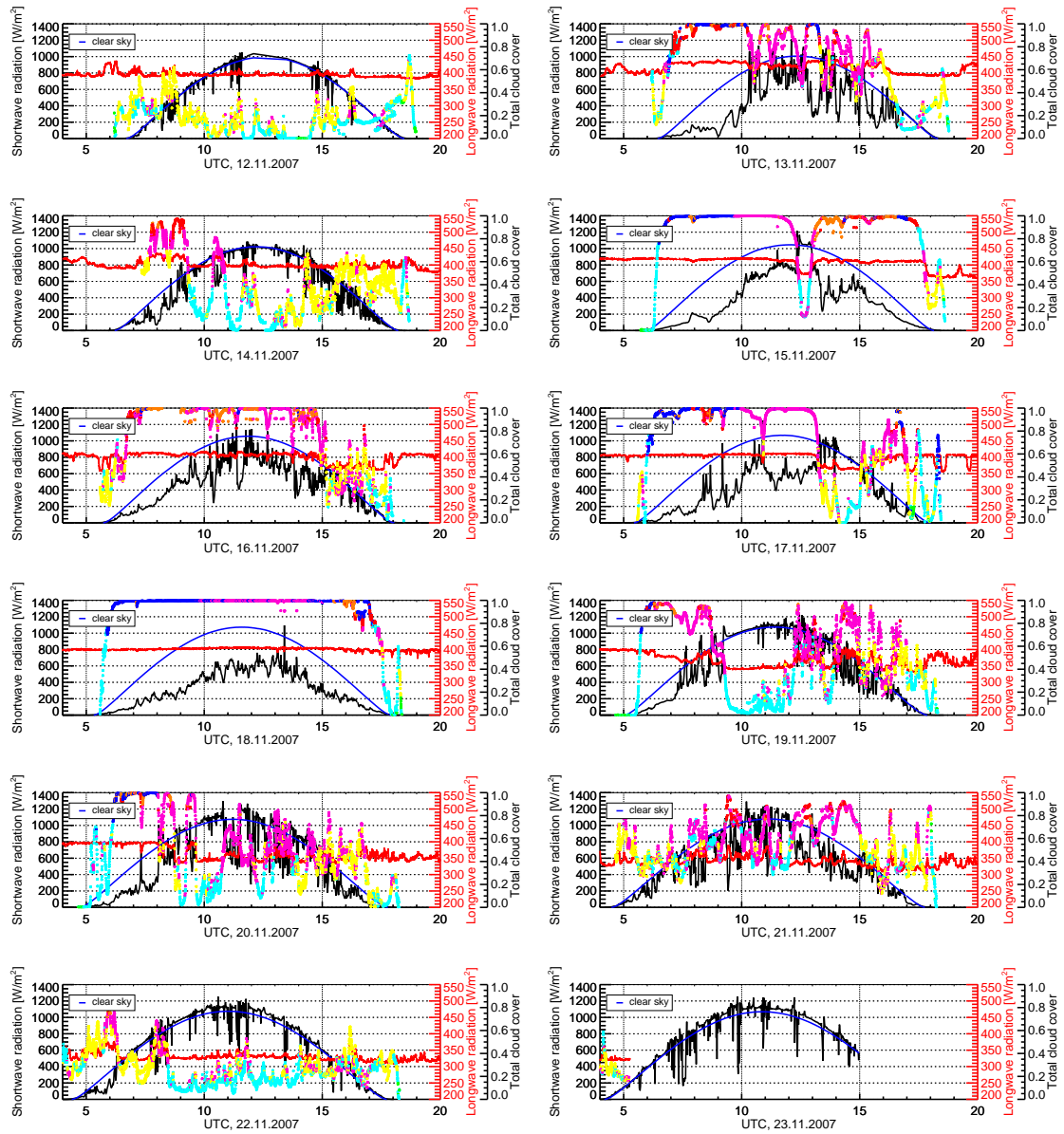
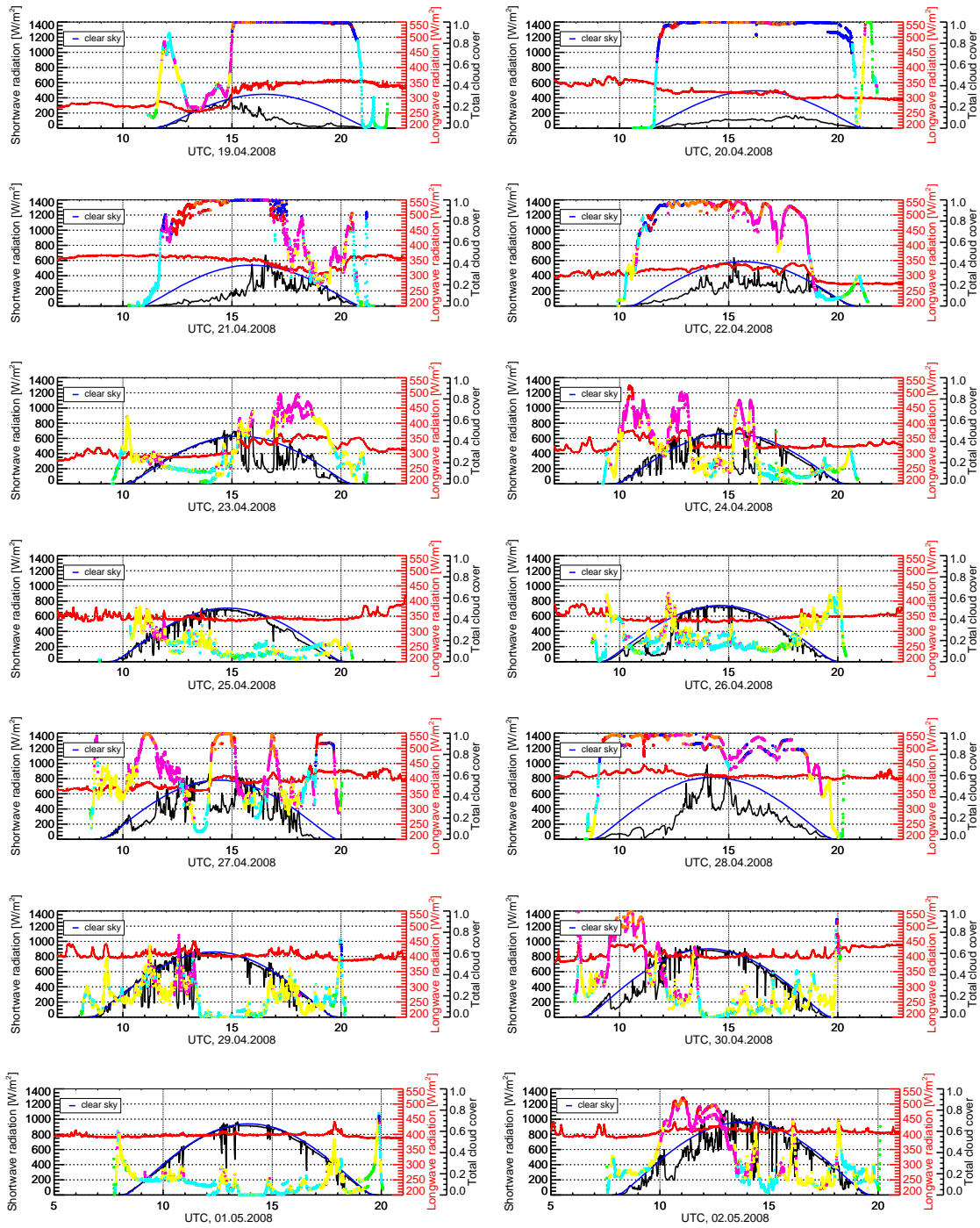


Abbildung A.2: Tagesgänge der gemessenen solaren Einstrahlung und atmosphärischen Gegenstrahlung am Boden sowie der wolkentypkodierte Bedeckungsgrad während ANT-XXIV/1. Die Wolkentypen sind in Anhang ??.

A.3 Tagesgänge, ANT-XXIV/4



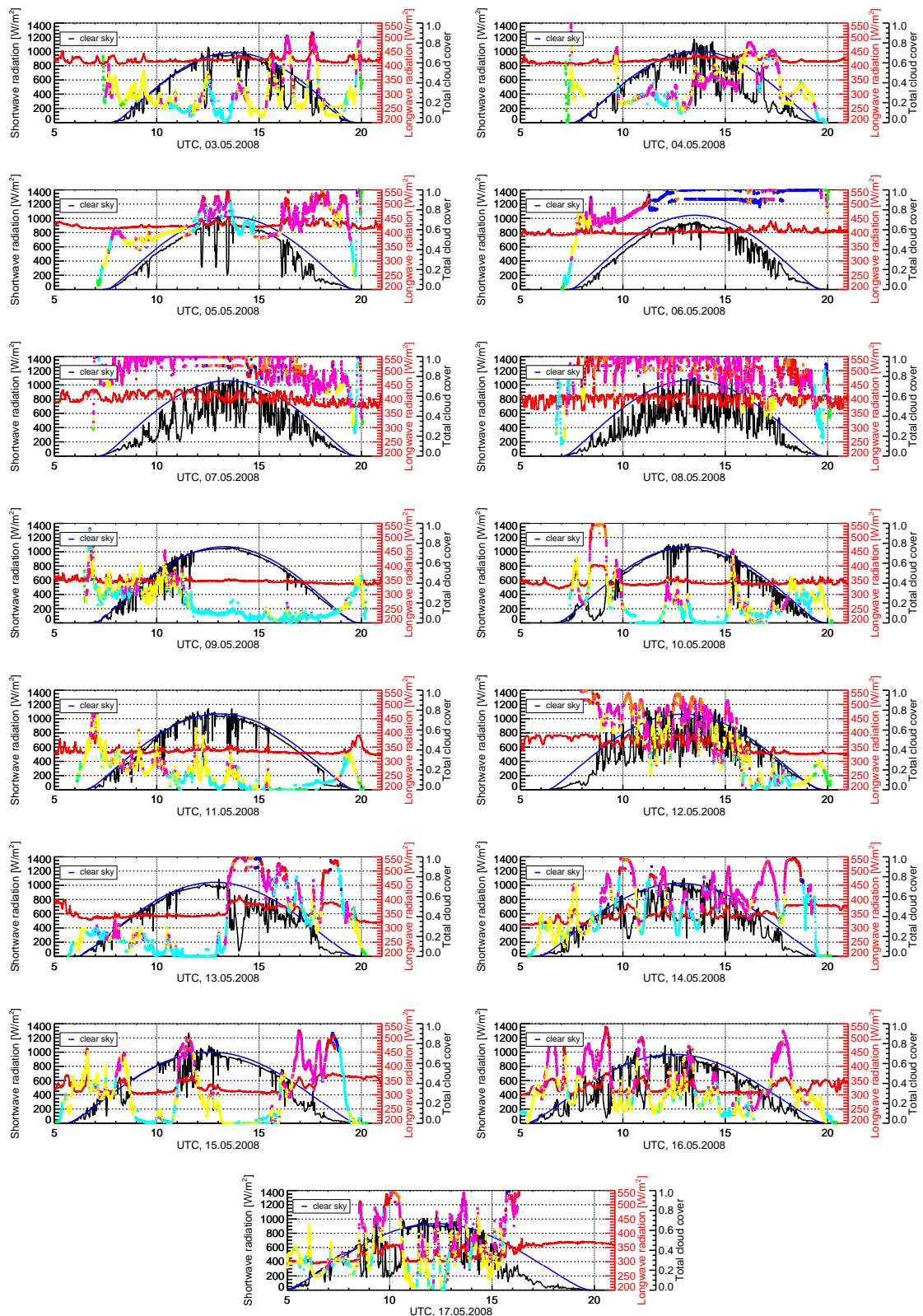
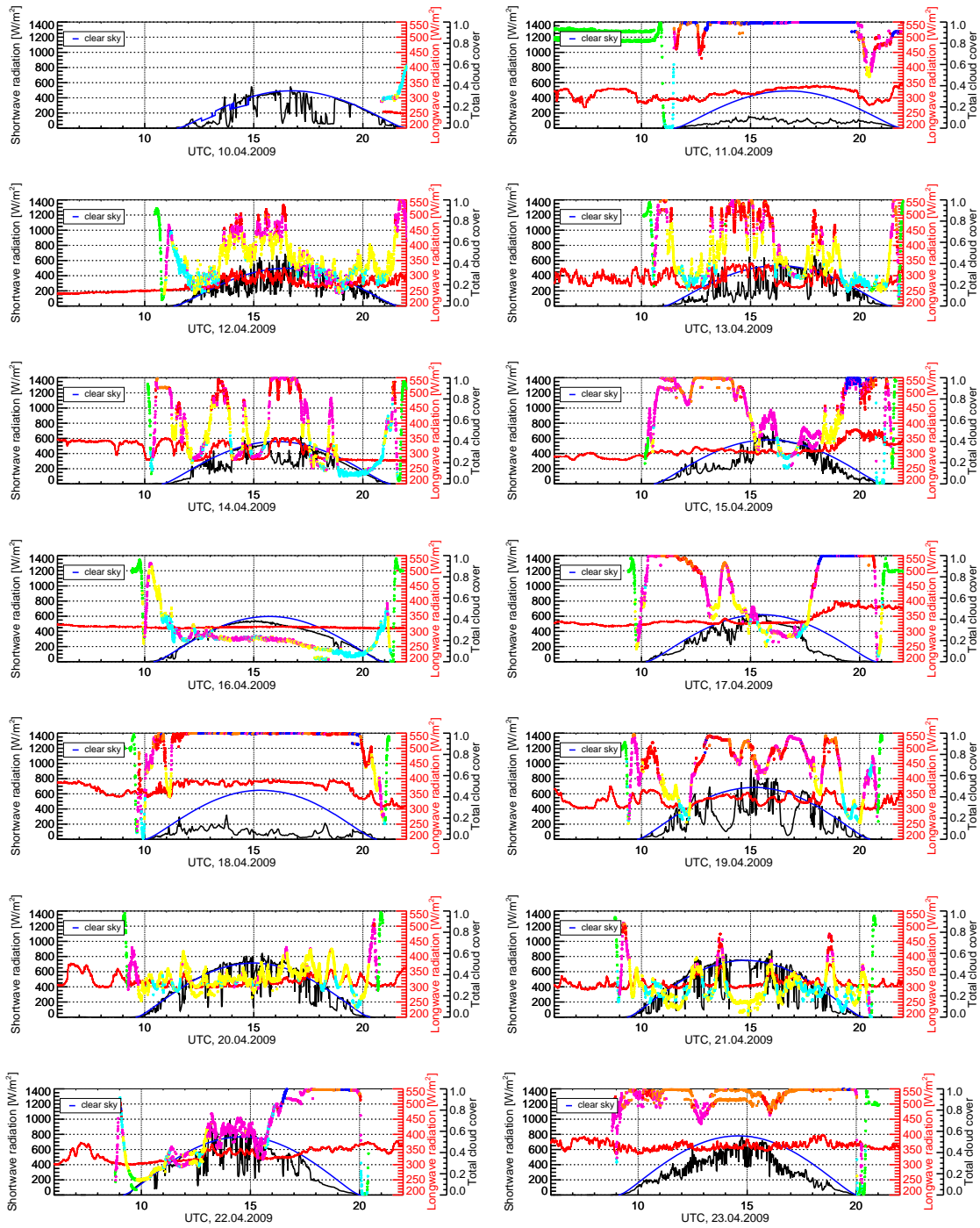
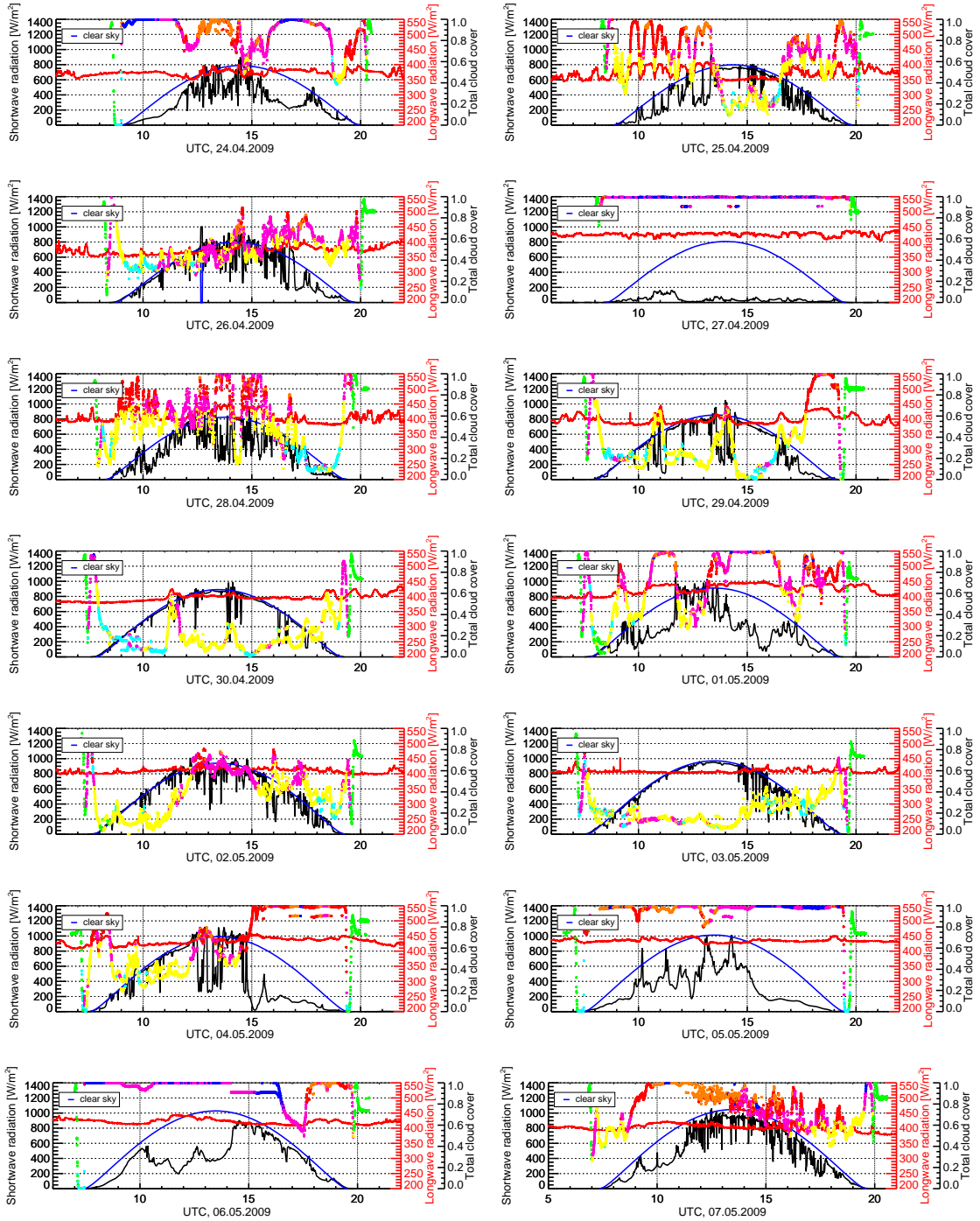


Abbildung A.3: Tagesgänge der gemessenen solaren Einstrahlung und atmosphärischen Gegenstrahlung am Boden sowie der wolken typkodierte Bedeckungsgrad während ANT-XXIV/4. Die Wolkentypen sind in Anhang ??.

A.4 Tagesgänge, ANT-XXV/5





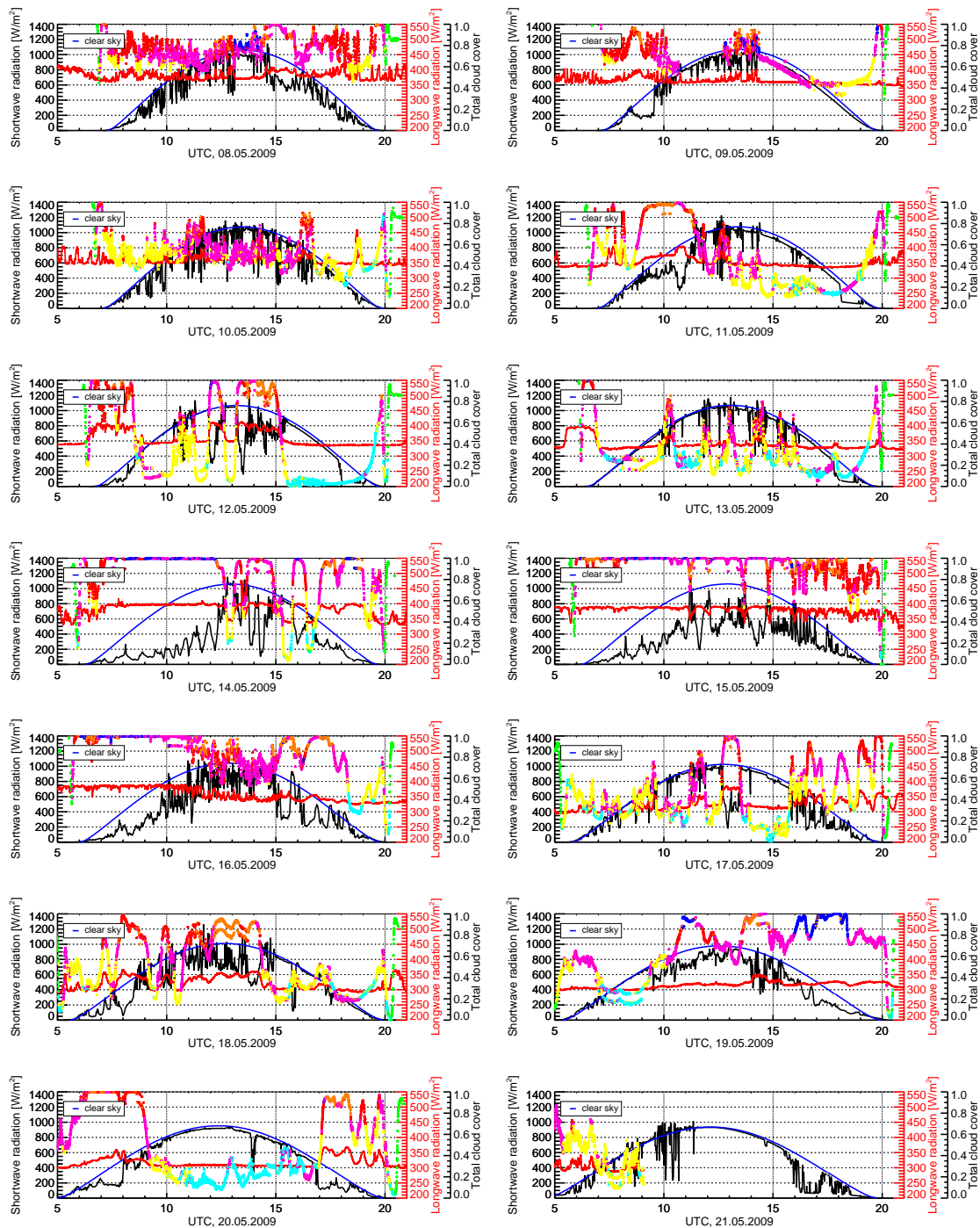
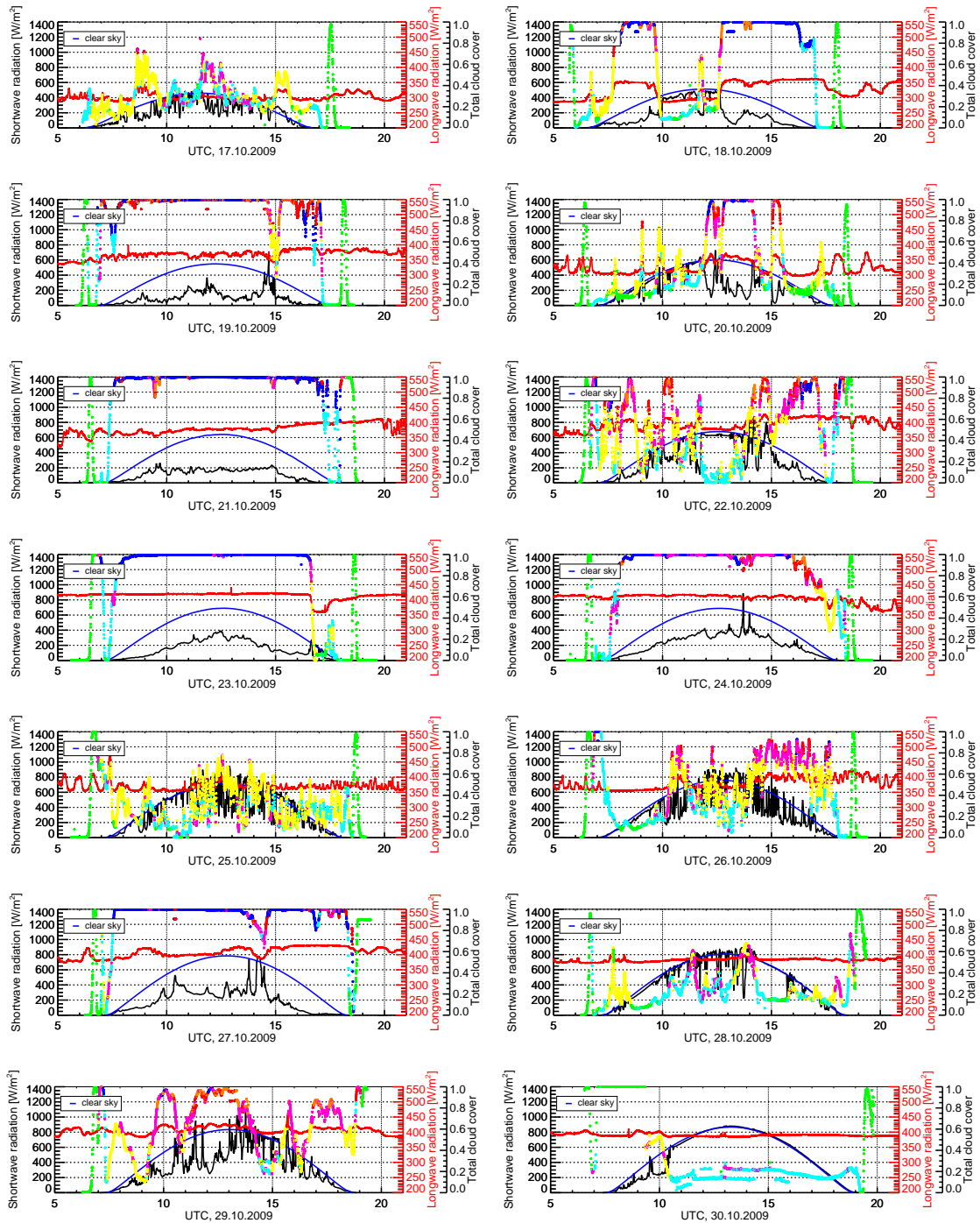
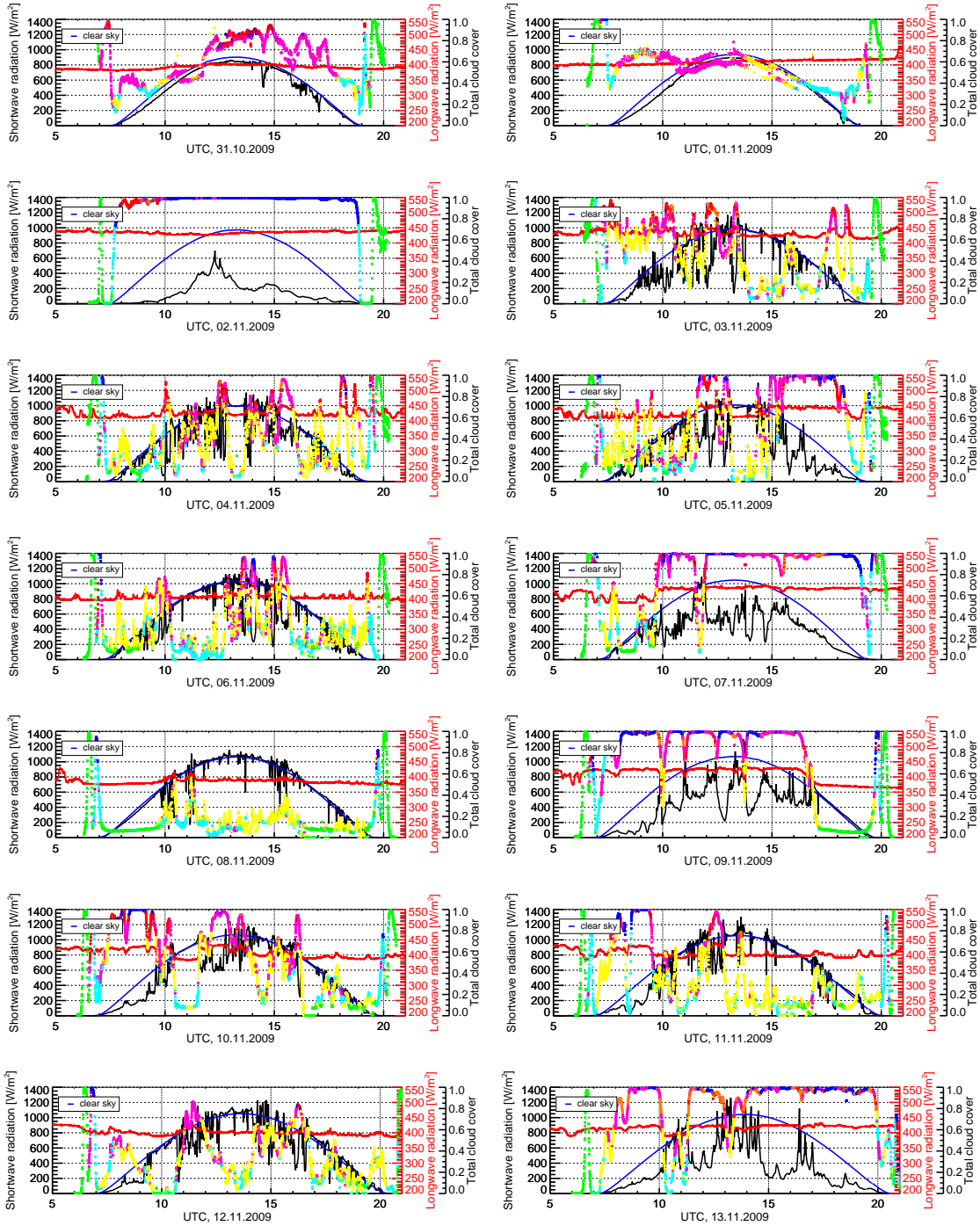


Abbildung A.4: Tagesgänge der gemessenen solaren Einstrahlung und atmosphärischen Gegenstrahlung am Boden sowie der wolken typkodierte Bedeckungsgrad während ANT-XXV/5. Die Wolkentypen sind in Anhang ??.

A.5 Tagesgänge, ANT-XXVI/1





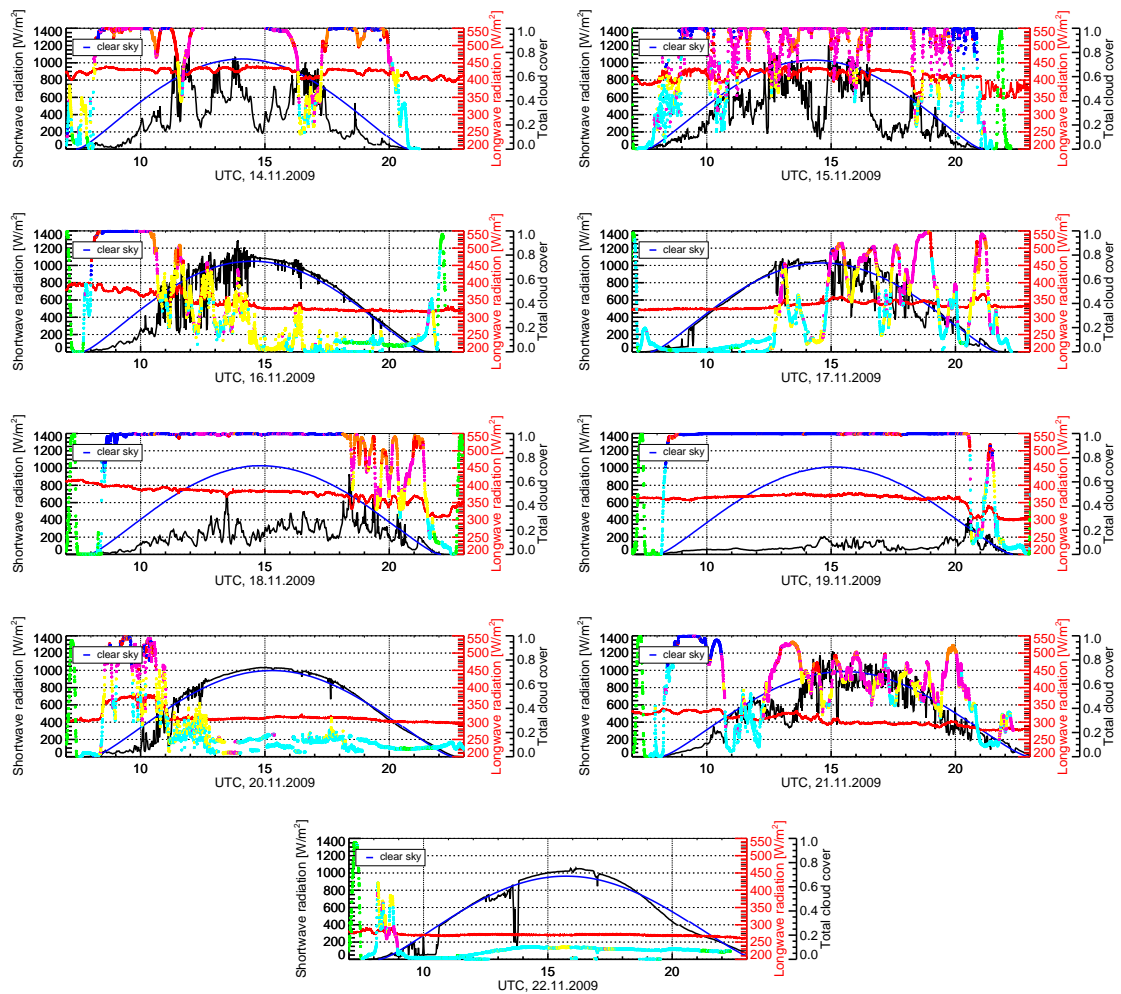


Abbildung A.5: Tagesgänge der gemessenen solaren Einstrahlung und atmosphärischen Gegenstrahlung am Boden sowie der wolken typkodierte Bedeckungsgrad während ANT-XXVI/1. Die Wolkentypen sind in Anhang ??.

A.6 Wolkentypen zu A.1 bis A.5



Abbildung A.6: Beispielbild zum Wolkentyp 1 (Cumulus) nach Heinle et al. (2010); in A.1 bis A.5 durch gelb gekennzeichnet.

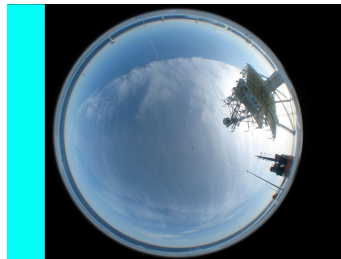


Abbildung A.7: Beispielbild zum Wolkentyp 2 (Cirrus/Cirrostratus) nach Heinle et al. (2010); in A.1 bis A.5 durch türkis gekennzeichnet.

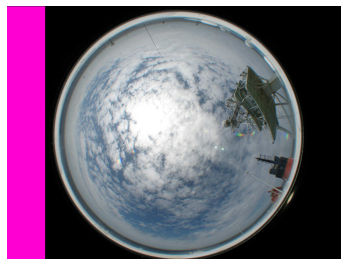


Abbildung A.8: Beispielbild zum Wolkentyp 3 (Cirrocumulus/Alto cumulus) nach Heinle et al. (2010); in A.1 bis A.5 durch magenta gekennzeichnet.

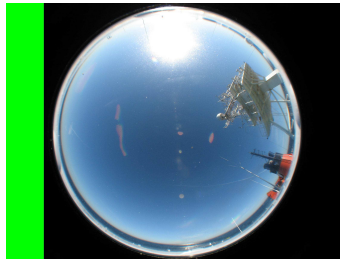


Abbildung A.9: Beispielbild zum Wolkentyp 4 (wolkenfrei) nach Heinle et al. (2010); in A.1 bis A.5 durch grün gekennzeichnet.



Abbildung A.10: Beispielbild zum Wolkentyp 5 (Stratocumulus) nach Heinle et al. (2010); in A.1 bis A.5 durch braun gekennzeichnet.

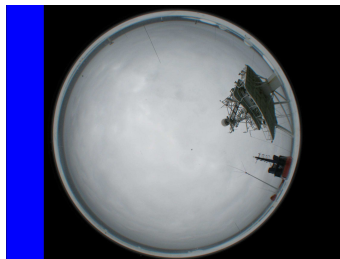


Abbildung A.11: Beispielbild zum Wolkentyp 6 (Stratus) nach Heinle et al. (2010); in A.1 bis A.5 durch blau gekennzeichnet.



Abbildung A.12: Beispielbild zum Wolkentyp 7 (Cumulonimbus/Nimbostratus) nach Heinle et al. (2010); in A.1 bis A.5 durch rot gekennzeichnet.

A.7 Cirrus und Cirrostratus in ISCCP

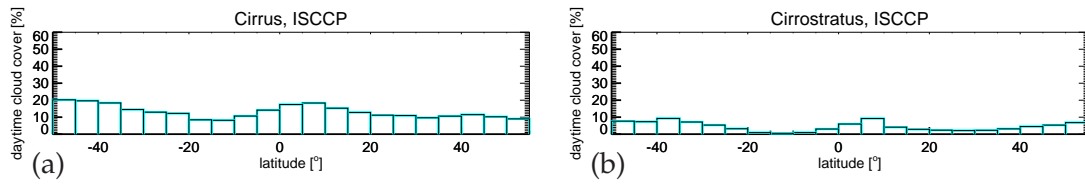


Abbildung A.13: Mittlerer Bedeckungsgrad für Cirrus (a) und Cirrostratus (b) im ISCCP-Datensatz entlang der Fahrtrouten von POLARSTERN auf ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1.

A.8 Wolkentypen vs. Lokalzeit und Sonnenzenitwinkel

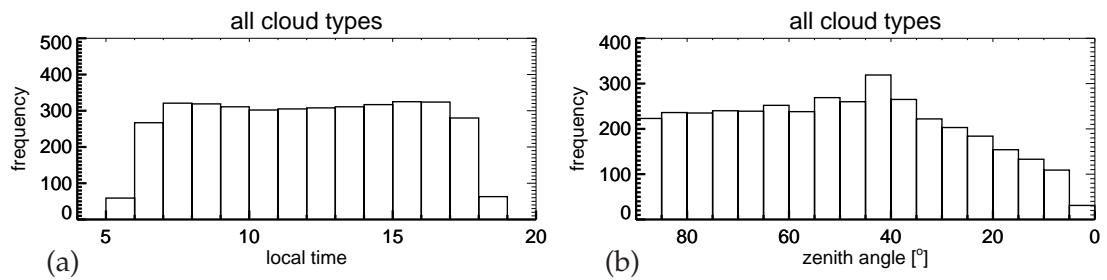


Abbildung A.14: Absolute Häufigkeiten aller Wolkentypen in Abhängigkeit von Lokalzeit (a) und Sonnenzenitwinkel (b) im Datensatz von 30° S bis 30° N.

Anhang B

Strahlungsbilanzierung

B.1 Langwellige Strahlungsbilanz

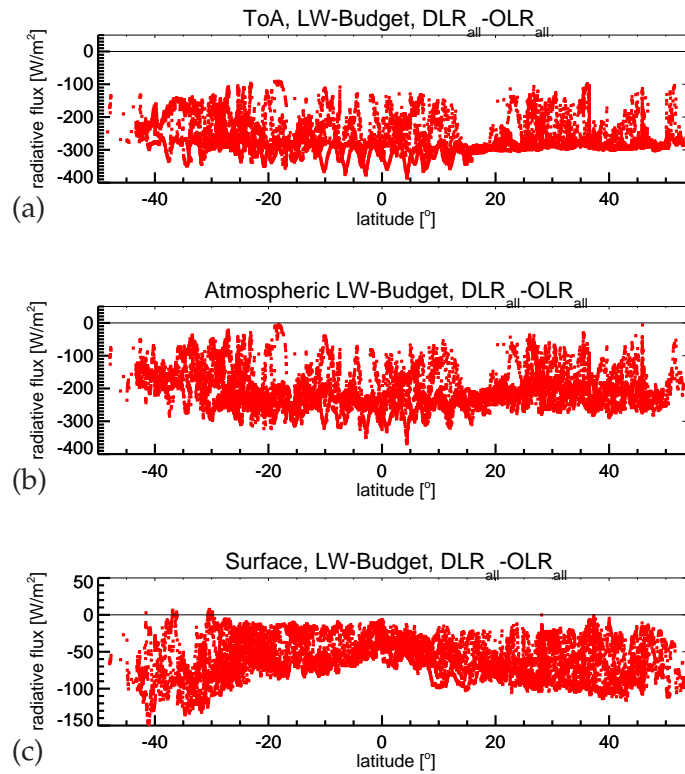


Abbildung B.1: Langwellige Strahlungsbilanzen des Gesamtdatensatzes (ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1) am Oberrand der Atmosphäre (a), in der Atmosphärensäule (b) und am Boden (c).

B.2 Kurzwellige Strahlungsbilanz

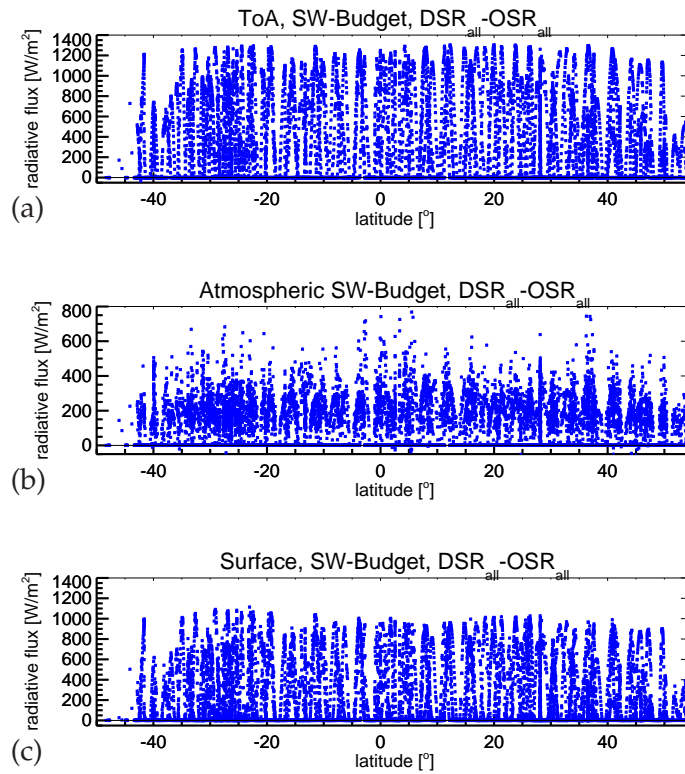


Abbildung B.2: Kurzwellige Strahlungsbilanzen des Gesamtdatensatzes (ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1) am Oberrand der Atmosphäre (a), in der Atmosphärensäule (b) und am Boden (c).

B.3 Nettostrahlungsbilanz

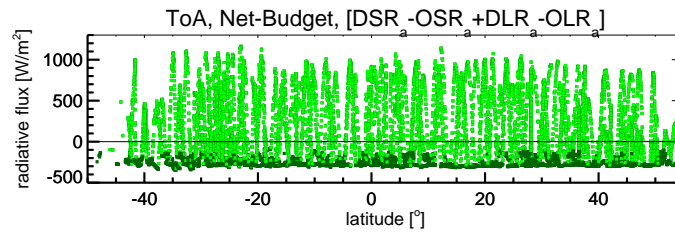


Abbildung B.3: Netto-Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre für den Gesamtdatensatz von ANT-XXIII/10, ANT-XXIV/1, ANT-XXIV/4, ANT-XXV/5 und ANT-XXVI/1. Tageswerte sind hellgrün, Nachtwerte sind dunkelgrün.

Anhang C

Wolken-Strahlungs-Effekt

C.1 Boden

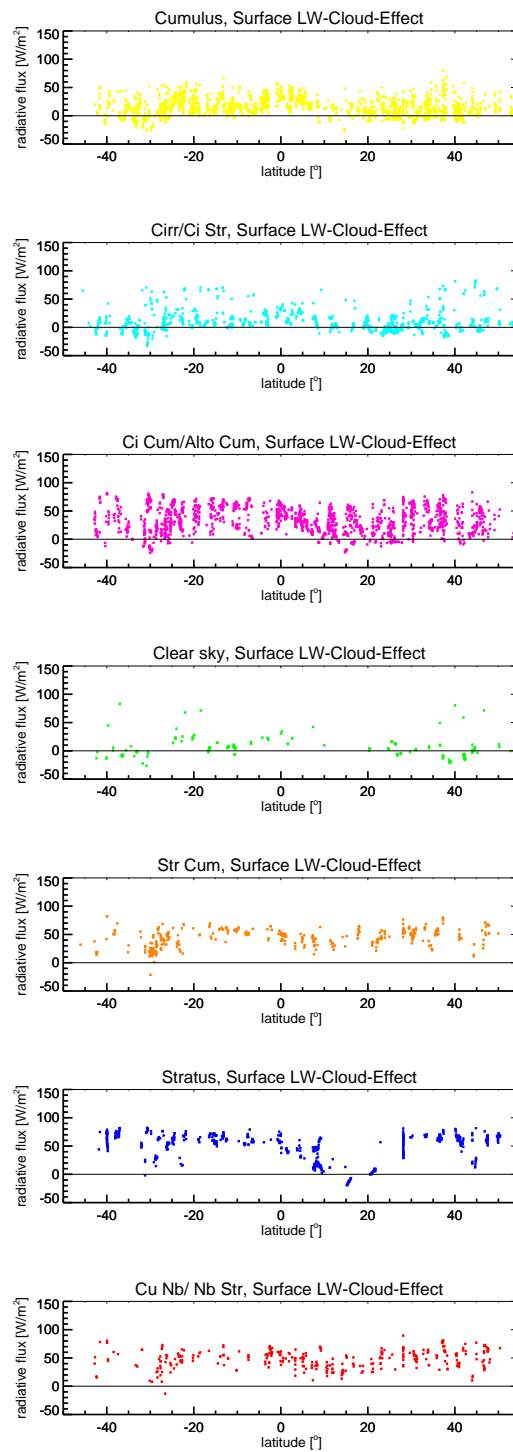


Abbildung C.1: Langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Boden.

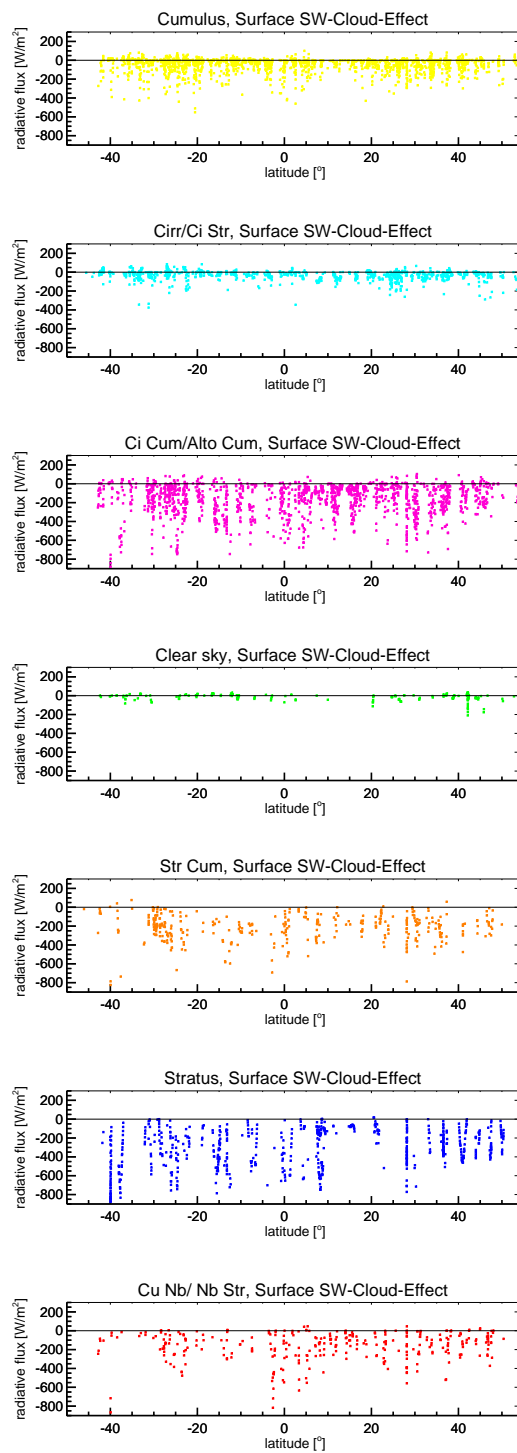


Abbildung C.2: Kurzweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Boden.

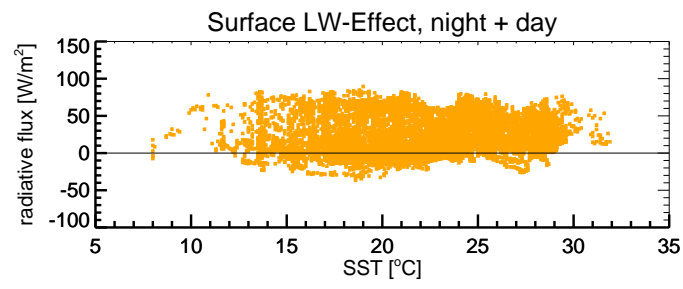


Abbildung C.3: Langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt als Funktion der SST.

C.2 Parametrisierung am Boden

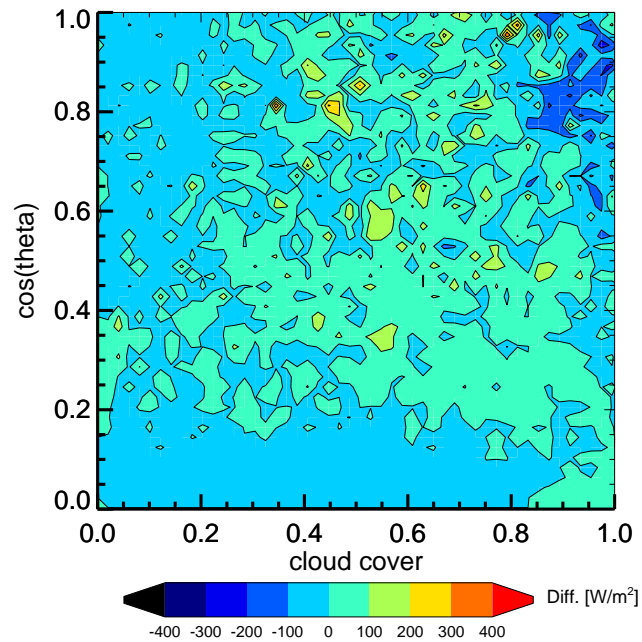


Abbildung C.4: *Differenzen von Parametrisierung und Messung des solaren Wolken-Strahlungs-Effektes am Boden als Funktion von Bedeckungsgrad und Kosinus des Sonnenzenitwinkels.*

C.3 Oberrand der Atmosphäre

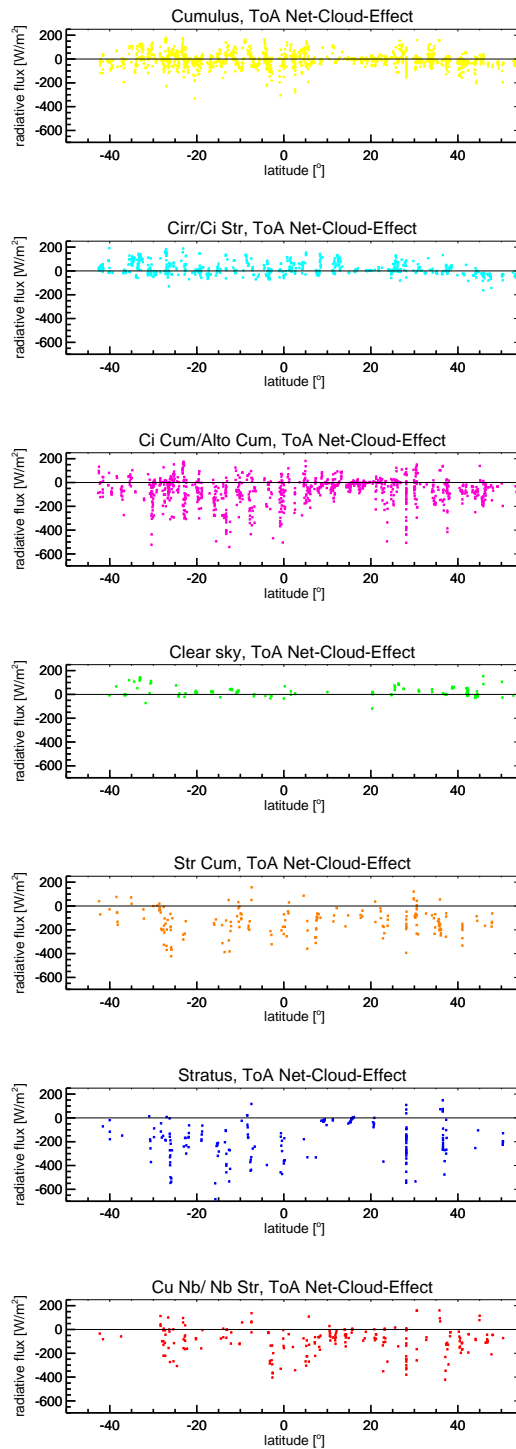


Abbildung C.5: Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Oberrand der Atmosphäre.

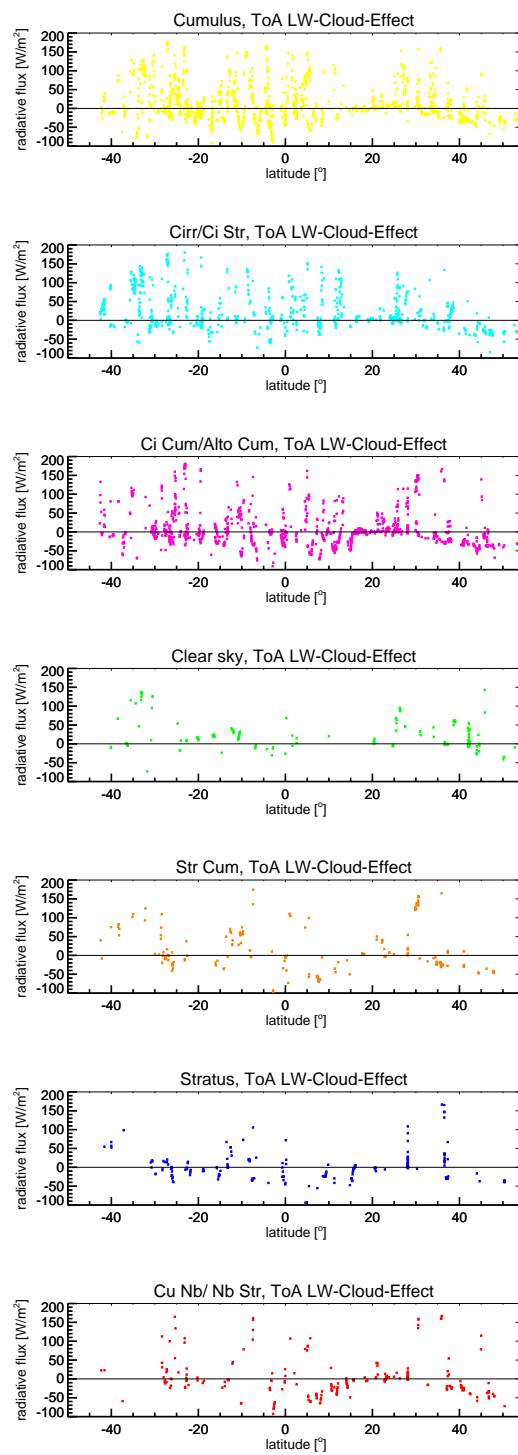


Abbildung C.6: Langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Oberrand der Atmosphäre.

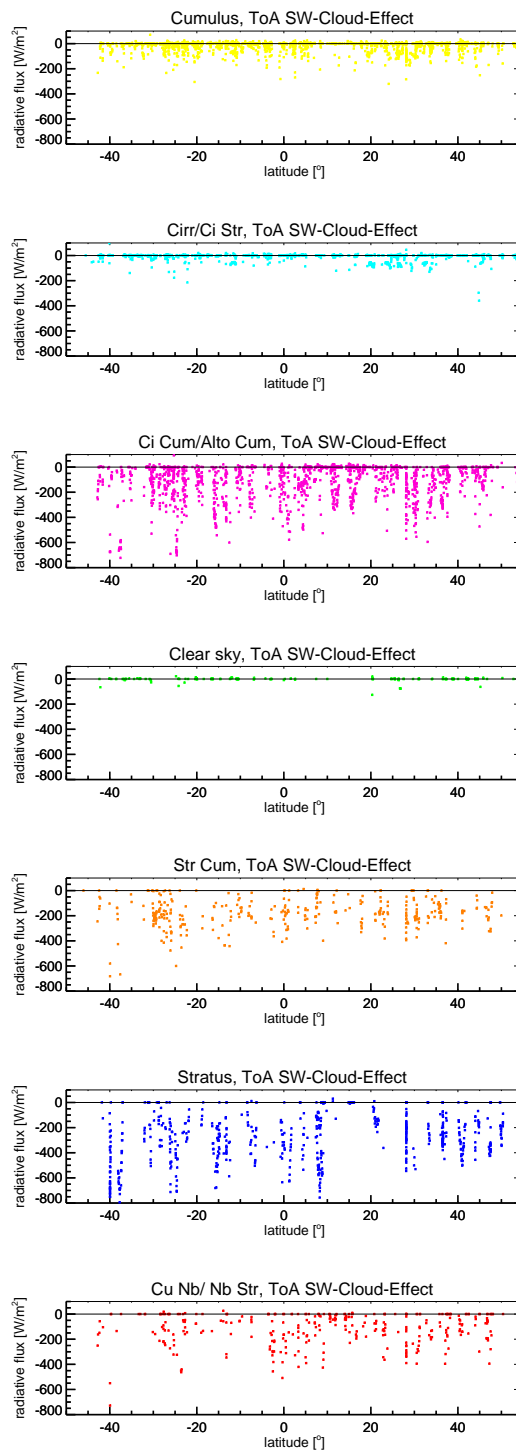


Abbildung C.7: Kurzwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Oberrand der Atmosphäre.

C.4 Atmosphärensäule

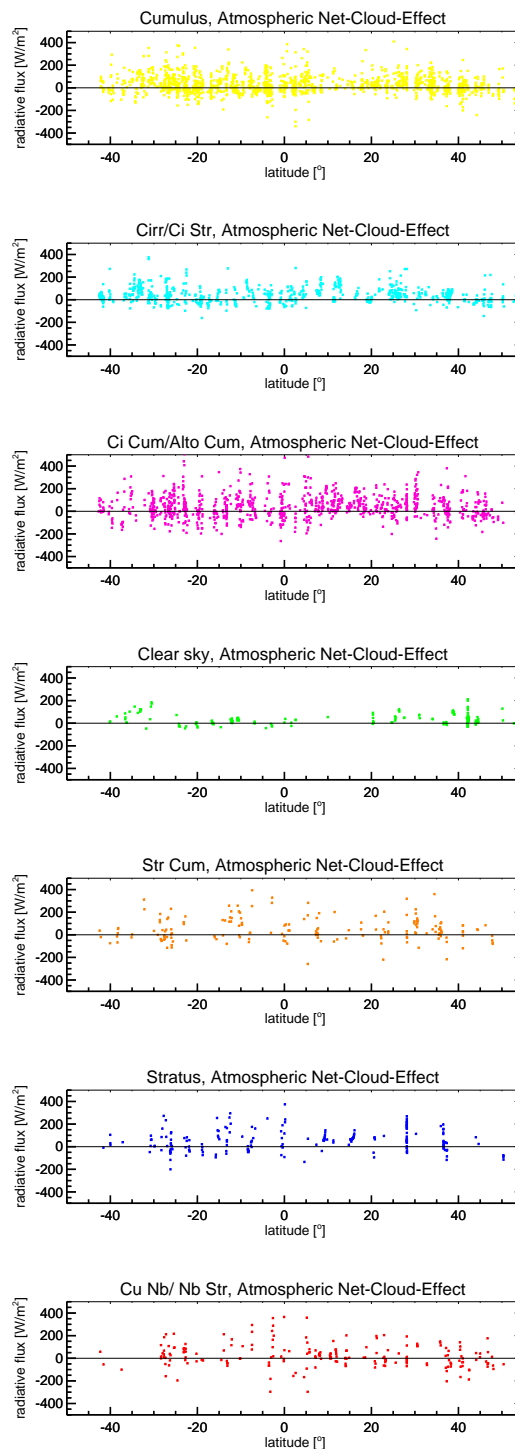


Abbildung C.8: Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) in der Atmosphärensäule.

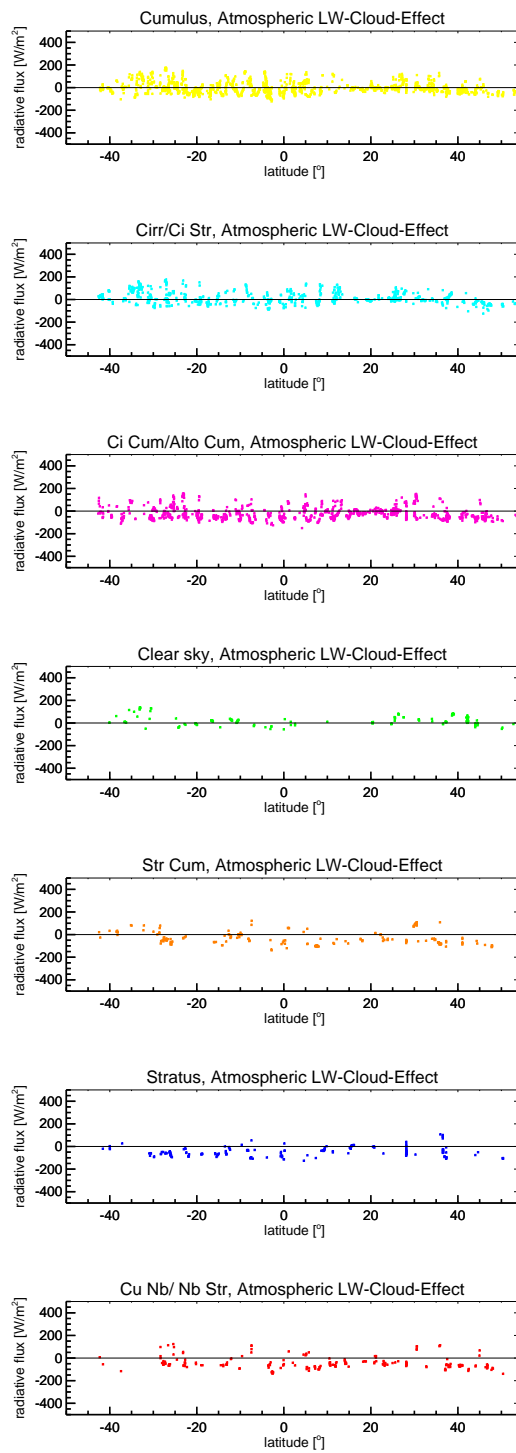


Abbildung C.9: Langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) in der Atmosphärensäule.

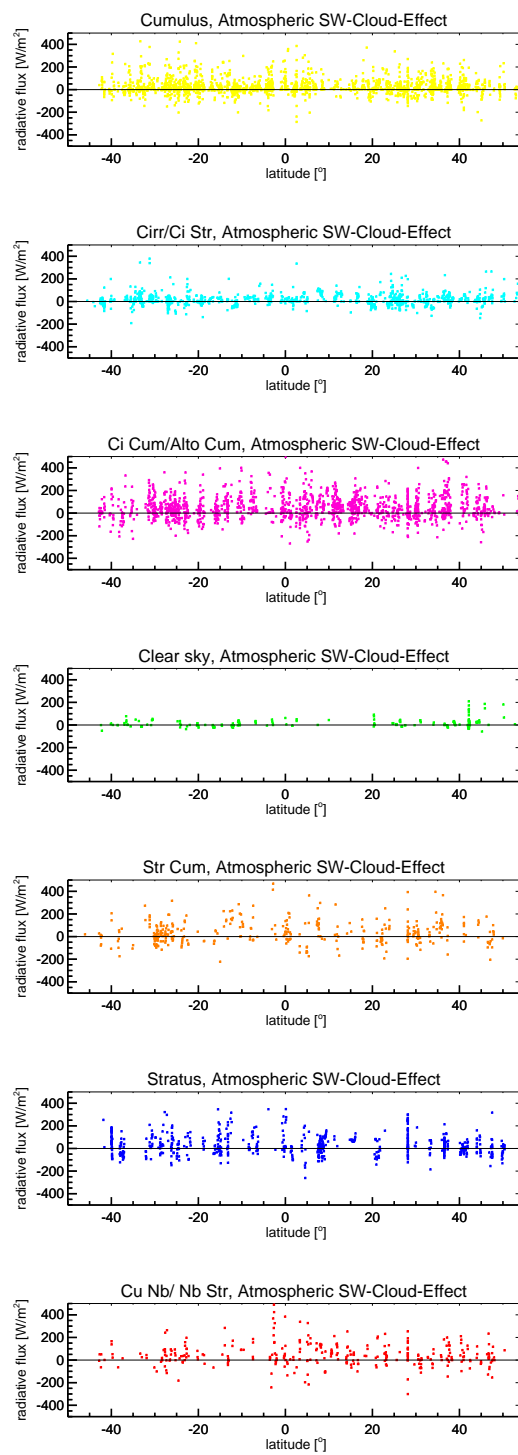


Abbildung C.10: Kurzweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) in der Atmosphärensäule.

C.5 ECHAM-Einfachsäulenmodell, Boden

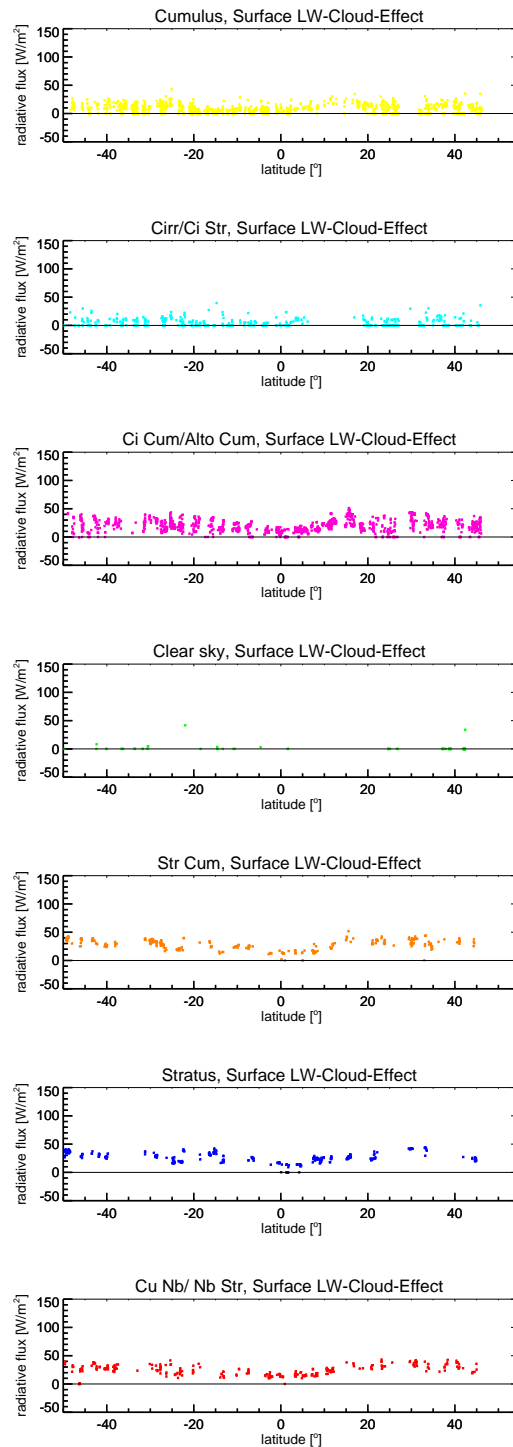


Abbildung C.11: Langwelliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen..

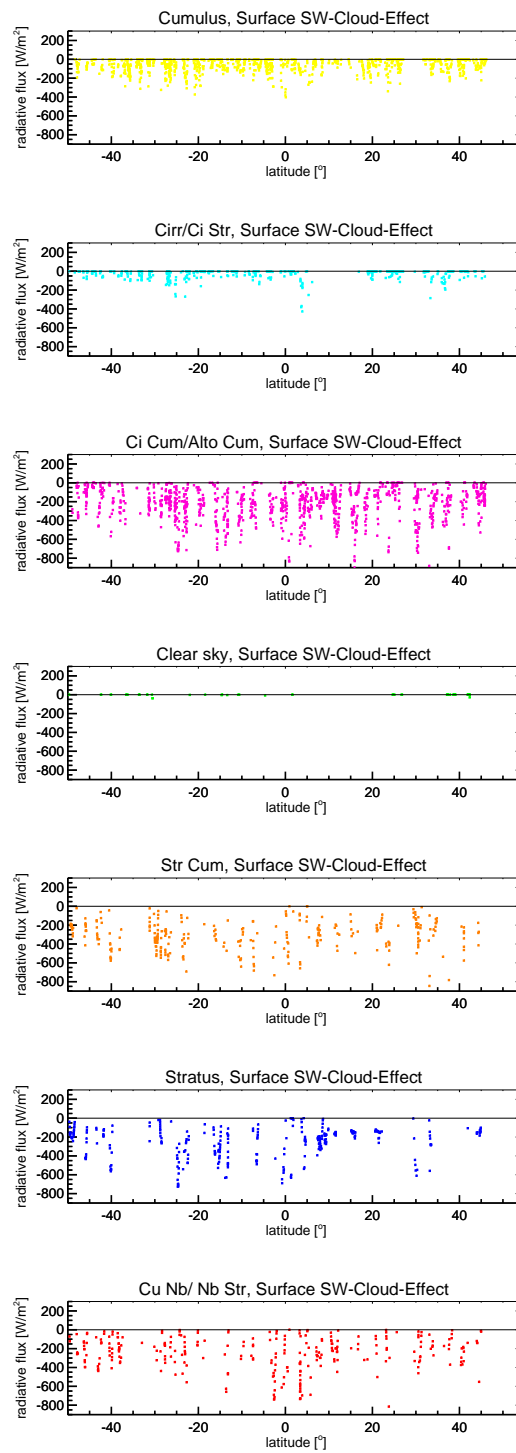


Abbildung C.12: Kurzweiliger Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen.

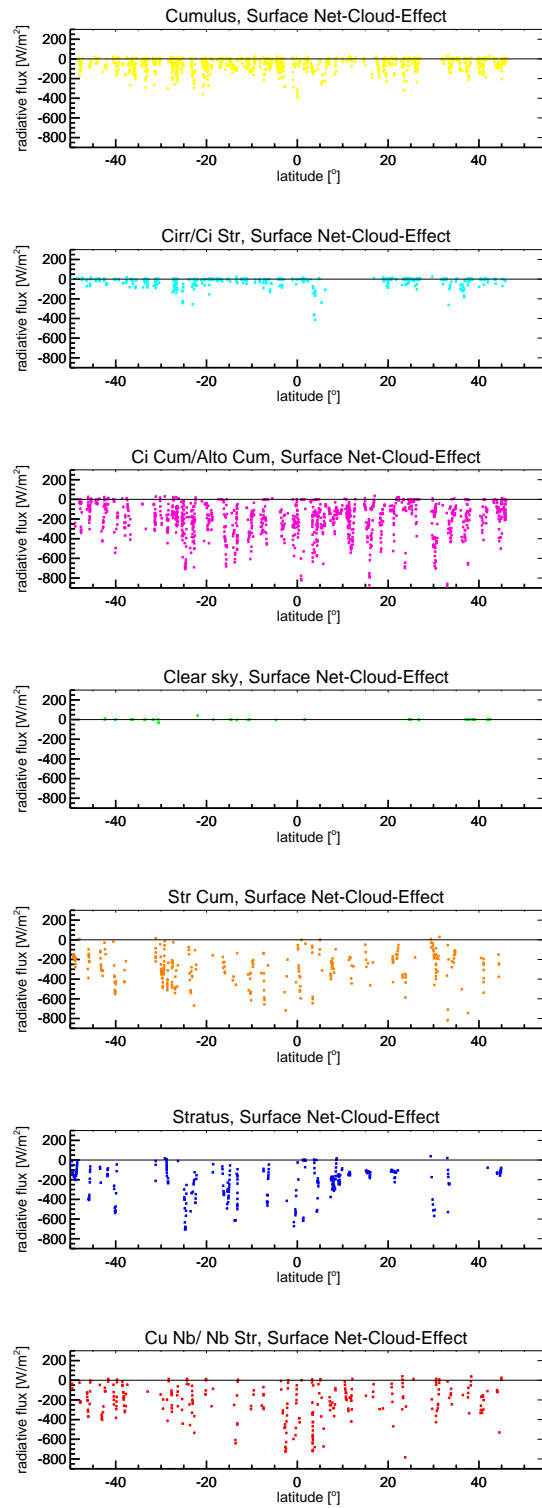


Abbildung C.13: Netto-Wolken-Strahlungs-Effekt der einzelnen Wolkenklassen nach Heinle et al. (2010) am Boden aus ECHAM-Modellrechnungen.

Literaturverzeichnis

- Althausen, D., Engelmann, R., Baars, H., Heese, B., Ansmann, A., Müller, D. und Kompula, M., 2009. Portable Raman Lidar PollyXT 5 for Automated Profiling of Aerosol Backscatter, Extinction, and Depolarization. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 2366–2378.
- ASTM, 2000. *Standard E490-00: Standard solar constant and zero air mass solar spectral irradiance tables. Technical Report.* American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, PA.
- Barker, H. W., Pincus, R. und Morcrette, J.-J., 2002. The Monte Carlo independent column approximator: Application within large-scale models. In *Proceedings from the GCSS Workshop*. Kananaskis, Alberta, Canada.
- Berger, A., 1988. Milankovitch Theory and climate. *Rev. Geophys.*, 26(4), 624–657.
- Bharmal, N. A., Slingo, A., Robinson, G. J. und Settle, J. J., 2009. Simulation of surface and top of atmosphere thermal fluxes and radiances from the radiative atmospheric divergence using the ARM Mobile Facility, GERB data, and AMMA Stations experiment. *J. Geophys. Res.*, 114. D00E07, doi:10.1029/2008JD010504.
- Bretherton, C. S., Uttal, T., Fairall, C. W., Yuter, S. E., Weller, R. A., Baumgardner, D., Comstock, K., Wood, R. und Raga, G. B., 2004. The Epic 2001 Stratocumulus Study. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 967–977.
- Brunt, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 58, 389–418.
- Brutsaert, W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, 11(5), 742–744.
- Calbó, J. und Sabburg, J., 2008. Feature extraction from whole-sky ground-based images for cloud-type recognition. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 25, 3–14.
- Cazorla, A., Olmo, F. J. und Alados-Arboledas, L., 2008. Development of a sky imager for cloud cover assessment. *J. Opt. Soc. Am. A.*, 25, 29–39.
- Cess, R. D., Zhang, M. H. und Coauthors, 1995. Absorption of Solar Radiation by Clouds: Observations Versus Models. *Science*, 267 (5197), 496–499.

- Chen, T., Rossow, W. B. und Zhang, Y., 2000. Radiative effects of cloud-type variations. *J. Climate*, 13, 264–286.
- Clerbaux, N. und Dewitte, S., 1999. RMIB GERB Processing - SEVIRI Processing: Spectral Modelling. *RMIB Tech. Rep.*, MSG-RMIB-GE-TN-5, 44pp.
- Clerbaux, N., Dewitte, S., Gonzalez, L., Bertrand, C., Nicula, B. und Ipe, A., 2003. Outgoing longwave flux estimation: improvement of angular modelling using spectral information. *Remote Sens. Environ.*, 85, 389–395.
- Clerbaux, N., Dewitte, S., Gonzalez, L., Ipe, A. und Nicula, B., 2001. Derivation of the Top Of The Atmosphere Radiative Fluxes from SEVIRI: Methodology, Accuracy and Perspectives. *Proc. of the 2001 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference, Antalya*, Seite 69–76.
- Crewell, S., Czekala, H., Löhnert, U., Rose, T., Simmer, C. und Zimmermann, R., 2001. Microwave Radiometer for Cloud Carthography: A 22-channel ground-based microwave radiometer for atmospheric research. *Radio Sci.*, 36(4).
- Crewell, S. und Löhnert, U., 2003. Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 2. Sensor accuracy and synergy. *Radio Sci.*, 38(3), 8042.
- Cullen, J. J. und Lesser, M. P., 1991. Inhibition of photosynthesis by ultraviolet radiation as a function of dose and dosage rate: Results for a marine diatom. *Marine Biology*, 111, 183–190.
- Czekala, H., a. C. S., Simmer, C. und Thiele, A., 2001. Discrimination of cloud and rain liquid water path by ground-based polarized microwave radiometry. *Geophys. Res. Lett.*, 28(2), 267–270.
- Dai, A. und Trenberth, K. E., 2004. The Diurnal Cycle and Its Depiction in the Community Climate System Model. *J. Climate*, 17, 930–951.
- Dera, J., 1992. *Marine Physics*. PWN - Polish Scientific Publishers, Warszawa.
- Duda, R. O. und Hart, P. E., 2001. *Pattern classification*. John Wiley and Sons. 680pp.
- Dupont, J.-C. und Haeffelin, M., 2008. Observed instantaneous cirrus radiative effect on surface-level shortwave and longwave irradiances. *J. Geophys. Res.*, 113. D21202, doi:10.1029/2008JD009838.
- DWD, 1987. *Leitfaden des DWD, Nr.1: Allgemeine Meteorologie*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- El Naggar, S. und Fahrbach, E., 2010. *Handbuch FS Polarstern*. Ein Leitfaden zur Planung und Durchführung von Expeditionen mit FS Polarstern. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. 89pp.

- El Naggar, S. und Macke, A. e., 2010. The Expedition of the Research Vessel "Polarstern" to the Antarctic in 2009 (ANT-XXVI/1)/ Ed. by Saad El Naggar and Andreas Macke. In *Berichte zur Polar- und Meeresforschung - Reports on Polar and Marine Research*, 614. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. 75pp.
- Etling, D., 1989. On atmospheric vortex street in the wake of large islands. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 41, 157–164.
- Eucken, A., 1952. *Landolt-Börnstein: 3. Band, Astronomie und Geophysik*. Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, 6. Auflage.
- EUMETSAT, 2000. SEVIRI Science Plan. Issue: Revision 3. Doc. No.: EUM/MSG/PLN/193. EUMETSAT, Am Kavalleriesand 31, D-64295 Darmstadt, Germany.
- Fairall, C. W., Uttal, T., Hazen, D., Hare, J., Cronin, M. F., Bond, N. und Veron, D. E., 2008. Observations of Cloud, Radiation, and Surface Forcing in the Equatorial Eastern Pacific. *J. Climate*, 21, 655–673.
- Feister, U. und Shields, J., 2005. Cloud and radiance measurements with the VIS/NIR Daylight Whole Sky Imager at Lindenberg (Germany). *Meteor. Z.*, 14, 627–639.
- Fouquart, Y. und Bonnel, B., 1980. Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, 53, 35–62.
- Govaerts, Y. M., Pinty, B., Verstraete, M. M. und Schmetz, J., 1998. Exploitation of angular signatures to calibrate geostationary satellite solar channels. *Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, IGARSS '98*. 327-329.
- Greenwald, T. J., Lee, Y.-K., Otkin, J. A. und L'Ecuyer, T., 2010. Evaluation of midlatitude clouds in a large-scale high-resolution simulation using CloudSat observations. *J. Geophys. Res.*, 115. D19203, doi:10.1029/2009JD013552.
- Guinn, A. J., J., Plass, G. N. und Kattawar, W., 1979. Sunlight glitter on a wind-ruffled sea: Further studies. *Appl. Opt.*, 18, 842–849.
- Gulev, S., Jung, T. und Ruprecht, E., 2007a. Estimation of the Impact of Sampling Errors in the VOS Observations on Air–Sea Fluxes. Part I: Uncertainties in Climate Means. *J. Climate*, 20, 279–301.
- Gulev, S., Jung, T. und Ruprecht, E., 2007b. Estimation of the Impact of Sampling Errors in the VOS Observations on Air–Sea Fluxes. Part II: Impact on Trends and Interannual Variability. *J. Climate*, 20, 302–315.
- Hanesiak, J. M., Barber, D. G., Papakyriakou, T. N. und Minnett, P. J., 2001. Parameterization schemes of incident radiation in the North Water Polynya. *Atmos.–Ocean*, 39(3), 223–238.

- Hanschmann, T., 2009. Wolken-Strahlungs-Effekte beobachtet mit SEVIRI auf Meteosat Second Generation, Diplomarbeit. *Leibniz Institut für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR, Kiel*. 106pp.
- Hanschmann, T., Macke, A., Roebeling, R. und Deneke, H., 2010. *Application of CM-SAF cloud and radiation products to verify surface cloud radiative effects in climate models over ocean*. Visiting Scientists Report within the SAF on Climate Monitoring of EUMETSAT. 66pp.
- Hansen, J. E. und Travis, L. D., 1974. Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews*, 16, 527–610.
- Heinle, A., Macke, A. und Srivastav, A., 2010. Automatic cloud classification of whole sky images. *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 557–567.
- Hinssen, Y. B. L. und Knapp, W. H., 2007. Comparison of pyranometric and pyrhelio-metric methods for the determination of sunshine duration. *Atmos. Ocean. Technol.*, 24, 835–846.
- Idso, S. B., 1983. On calculating thermal radiation from cloudless skies. *Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. B*, 32, 53–57.
- Idso, S. B. und Jackson, R. D., 1969. Thermal Radiation from the Atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 74(23), 5397–5403.
- IPCC, 2007. Climate change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. *Cambridge University Press, Cambridge, UK*. 996pp.
- Jiménez, J. I., Alados-Arboledas, L., Castro-Diez, Y. und Ballester, G., 1987. On the estimation of long-wave radiation flux from clear sky. *Theor. Appl. Climatol.*, 38, 37–42.
- Jin, Z., Charlock, T. und Rutledge, K., 2002. Analysis of Broadband Solar Radiation and Albedo over the Ocean Surface at COVE. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 1585–1601.
- Jin, Z., Charlock, T., Smith, W. J. und Rutledge, K., 2004. A parameterization of ocean surface albedo. *Geophys. Res. Lett.*, 31. L22301, doi:10.1029/2004GL021180.
- Josey, S. A., Pascal, R. W., Taylor, P. K. und Yelland, M. J., 2004. A new formula for determining the atmospheric longwave flux at the ocean surface at mid-high latitudes. *J. Geophys. Res.*, 108(C4). 3108, doi:10.1029/2002JC001418.
- Kalisch, J., 2005. Parametrisierungen der solaren Einstrahlung über dem Ozean im Rahmen des „Meridional Ocean Radiation Experiment“ MORE, Diplomarbeit. *Leibniz Institut für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR, Kiel*. 101pp.
- Kalisch, J. und Macke, A., 2008a. Estimation of the total cloud cover with high temporal resolution and parametrization of short-term fluctuations of sea surface insolation. *Meteor. Z.*, 17(5), 603–611.

- Kalisch, J. und Macke, A., 2008b. Validation of CM-SAF's Surface Incoming Radiation Products based on Ship Observations. *Visiting Scientists Report within the SAF on Climate Monitoring of EUMETSAT*. 89pp.
- Kassianov, E., Long, C. N. und Christy, J., 2005. Cloud-base-height estimation from paired ground-based hemispheric observations. *J. Appl. Meteorol.*, 44, 1221–1233.
- Kato, S., Rose, F., Rutan, D. und Charlock, R., 2008. Cloud effects on the meridional atmospheric energy budget estimated from Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) data. *J. Climate*, 21, 4223–4241.
- Kent, E. C. und Berry, D. I., 2005. Quantifying random measurement errors in voluntary observing ship meteorological observations. *Int. J. Climatol.*, 25, 843–852.
- Kent, E. C., Taylor, P. K., Truscott, B. S. und Hopkins, J. A., 1993. The accuracy of Voluntary Observing Ship's Meteorological Observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 591–608.
- Kiehl, J. T. und Briegleb, B. P., 1993. The Relative Roles of Sulfate Aerosols and Greenhouse Gases in Climate Forcing. *Science*, 260 (5106), 311–314.
- Kiehl, J. T. und Trenberth, K. E., 1997. Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 197–208.
- Kipp & Zonen, 2000. Instruction Manual CM11 CM14. – Manual Version: 0805 . Kipp & Zonen B.V., Delftechpark 36, 2628 Delft, Niederlande.
- Kipp & Zonen, 2001. Instruction Manual CG 4. – Manual Version: 0304 . Kipp & Zonen B.V., Delftechpark 36, 2628 Delft, Niederlande.
- Kipp & Zonen, 2004. Instruction Manual CM 21. – Manual Version: 0904. Kipp & Zonen B.V., Delftechpark 36, 2628 Delft, Niederlande.
- Kipp & Zonen, 2006. Bedienungsanleitung CGR4. – Bedienungsanleitung Version: 0806. Kipp & Zonen B.V., Delftechpark 36, 2628 Delft, Niederlande.
- Kizu, S., 1998. Systematic errors in estimation of insolation by empirical formulas. *J. Oceanogr.*, 54, 165–177.
- Klüser, L., 2006. Strahlungsbilanz der bewölkten Atmosphäre aus MSG1-SEVIRI Daten, Diplomarbeit. *Leibniz Institut für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR, Kiel*. 117pp.
- Kopp, G., Lawrence, G. und Rottman, G., 2005. The Total Irradiance Monitor (TIM): science results. *Solar Phys.*, 230, 129–139.
- Koren, I., Oreopoulos, L., Feingold, G., Remer, L. A. und Altaratz, O., 2008. How small is a small cloud? *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3855–3864.
- König-Langlo, G., L. B. B. B., 2006. *25 Years of Polarstern Meteorology*, Band 4 von *WDC-Mare Reports*. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. 137pp.

- Lean, J., Rottman, G., Harder, J. und Kopp, G., 2005. SORCE contributions to new understanding of global change and solar variability. *Solar Phys.*, 230, 27–53.
- Li, J., Scinocca, J., Lazare, M., McFarlane, N., von Salzen, K. und Solheim, L., 2006. Ocean Surface Albedo and Its Impact on Radiation Balance in Climate Models. *J. Climate*, 19, 6314–6333.
- Li, Z., Crib, M., Chang, F.-L., Trishchenko, A. und Luo, Y., 2005. Evaluating the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Cloud Detection Algorithm Using Whole Sky Imager Cloud Cover Data at the Three Atmospheric Radiation Measurement Sites. *Proceedings of the Fifteenth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, Daytona Beach, Florida, March 14-18, 2005*, Seiten 1–5.
- Li, Z., Trishchenko, A. P., Barker, H. W., Stephens, G. L. und Partain, P., 1999. Analyses of Atmospheric Radiation Measurement (ARM) program's Enhanced Shortwave Experiment (ARESE) multiple data sets for studying cloud absorption. *J. Geophys. Res.*, 104, 19,127–19,134.
- Liou, K. N., 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation..* Academic Press, London, zweite Auflage.
- Loeb, N., Smith, N. M., Kato, S., Miller, W. F., Gupta, S. K., Minnis, P. und Wielicki, B. A., 2003. Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite. Part I: Methodology. *J. Appl. Meteor.*, 42, 240–265.
- Long, C. N. und DeLuisi, J. J., 1998. Development of an Automated Hemispheric Sky Imager for Cloud Fraction Retrievals. 11.-16. January 1998, Phoenix, Arizona.
- Long, C. N., Sabburg, J. M., Calbó, J. und Pagés, D., 2006. Retrieving cloud characteristics from ground-based color all-sky images. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, Seiten 633–652.
- Long, C. N. und Shi, Y., 2008. An Automated Quality Assessment and Control Algorithm for Surface Radiation Measurements. *The Open Atmospheric Science Journal*, 2, 23–27.
- Löhnert, U. und Crewell, S., 2003. Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 1. Dependency on cloud model statistics. *Radio Sci.*, 38(3). 8042, doi:10.1029/2002RS002634.
- Macke, A., Kalisch, J. und Hollmann, R., 2010a. Validation of downward surface radiation derived from MSG data by in-situ observations over the Atlantic ocean. *Meteor. Z.*, 19, 155–167.
- Macke, A., Kalisch, J., Sinitsyn, A. und Wassmann, A., 2007. *More of MORE: the first MORE cruise onboard RV Polarstern*. Nummer 4 in Flux news. WCRP Working Group on Surface Fluxes.

- Macke, A., Kalisch, J., Zoll, Y. und Bumke, K., 2010b. Radiative effects of the cloudy atmosphere from ground and satellite based observations. *EPJ Web of Conferences*, 9, 83–94.
- Macke, A. e., 2008. The Expedition ANTARKTIS-XXIII/10 of the Research Vessel "Polarstern" in 2007/ Ed. by Andreas Macke. In *Berichte zur Polar- und Meeresforschung - Reports on Polar and Marine Research*, 575. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. 33pp.
- Macke, A. e., 2009. The Expedition of the Research Vessel "Polarstern" to the Antarctic in 2008 (ANT-XXIV/4)/ Ed. by Andreas Macke. In *Berichte zur Polar- und Meeresforschung - Reports on Polar and Marine Research*, 591. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. 65pp.
- Mannstein, H. und Schumann, U., 2005. Aircraft induced contrail cirrus over Europe. *Meteor. Z.*, 14(4), 549–554.
- Marra, J., 1978. Effect of short-term variations in light intensity on photosynthesis of a marine phytoplankter. A laboratory simulation study. *Marine Biology*, 46, 203–208.
- Mie, G., 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik*, 25(3), 377–445.
- Miller, R. L., Slingo, A., Barnard, J. C. und Kassianov, E., 2009. Seasonal contrast in the surface energy balance of the Sahel. *J. Geophys. Res.*, 114. D00E05, doi:10.1029/2008JD010521.
- Minnis, P., Ayers, J. K., Palikonda, R. und Phan, D., 2004. Contrails, Cirrus Trends, and Climate. *J. Climate*, 17, 1671–1685.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J. und Clough, S. A., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16,663–16,682.
- Niemelä, S., Räisänen, P. und Savijärvi, H., 2001. Comparison of surface radiative flux parameterizations Part II. Shortwave radiation. *Atmospheric Research*, 58, 141–154.
- Norris, J. R., 2000. What can cloud observations tell us about climate variability? *Space Sci. Rev.*, 94, 375–380.
- Oznovitch, I., Yee, R., Schiffler, A., McEwen, D. J. und Sofko, G. J., 1994. The all-sky camera revitalized. *Appl. Opt.*, 33(30), 7141–7150.
- Pallé, E. und Butler, C. J., 2002. Comparison of sunshine records and synoptic cloud observations: A case study for Ireland. *Phys. Chem. Earth*, 27, 405–414.
- Petty, W., 2006. *A First Course in Atmospheric Radiation*. Sundog Publishing. 472pp.

- Pili, P., 2000. Calibration of SEVIRI. *Proceedings of 'The 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference', Bologna, Italy, 29 May – 2 June 2000, EUM P-29, Seite 33 – 39.*
- Pincus, R., Barker, H. W. und Morcrette, J. J., 2003. A new radiative transfer model for use in GCM. *J. Geophys. Res.*
- Prabhakara, C., Kratz, D. P., Yoo, J.-M., Dalu, G. und Vernekar, A., 1993. Optically thin cirrus clouds: Radiative impact on the warm pool. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 49, 467–483.
- Ramanathan, V., Cess, R. D., Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ahmad, E. und Hartmann, D., 1989. Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243 (4887), 57–63.
- Rayleigh, L. J., 1899. On the transmission of light through an atmosphere containing small particles in suspension. *Philosophical Magazine*, 47, 357–384.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblüeh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U. und Tomkins, A., 2003. *The atmospheric general circulation model ECHAM5: Part I: Model description*. MPI Rep. 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany. 127pp.
- Rose, T., CREWELL, S., LÖHNERT, U. und SIMMER, C., 2005. A network suitable microwave radiometer for operational monitoring of the cloudy atmosphere. *Atmos. Res.*, 75, 183–200.
- Rose, T., and Czekala, H., 2009. RPG-HATPRO, RPG-TEMPRO, RPG-HUMPRO, RPG-LHUMPRO, RPG-LHATPRO (Humidity and Temperature Profilers), Operating Manual Version 8.04. Radiometer Physics GmbH, 53340 Meckenheim, Germany.
- Rossow, W. B. und Schiffer, R. A., 1991. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 2–20.
- Rossow, W. B. und Zhang, Y.-C., 1995. Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets 2. Validation and first results. *J. Geophys. Res.*, 100(D1), 1167–1197.
- Rottman, G., 2006. Measurement of total and spectral solar irradiance. *Space Sci. Rev.*, 125, 39–51.
- Rozendaal, M. A., Leovy, C. B. und Klein, S. A., 1995. An Observational Study of Diurnal Variations of Marine Stratiform Cloud. *J. Climate*, 8, 1795–1809.
- Räisänen, P., Barker, H. W., Khairoutdinov, M. F. und Randall, D. A., 2005. Stochastic generation of subgrid-scale cloudy columns for large-scale models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 2047–2067.

- Räisänen, P., Järvenoja, S., Järvinen, H., Giorgetta, M., Roeckner, E., Jylhä, K. und Ruosteenoja, K., 2007. Tests of Monte Carlo Independent Column Approximation in the ECHAM5 Atmospheric GCM. *J. Climate*, 20, 4995–5011.
- Schade, N. H., Macke, A., Sandmann, H. und Stick, C., 2007. Enhanced solar global irradiance during cloudy sky conditions. *Meteorol. Z.*, 16, 295–303.
- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M. C., Heinold, B., Bönisch, G., Laurent, B. und Macke, A., 2009. Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of sub-daily dust source activation. *J. Geophys. Res.*, 114. D10201.
- Schiel, S. e., 2009. The Expedition of the Research Vessel "Polarstern" to the Antarctic in 2007 (ANT-XXIV/1)/ Ed. by Sigrid Schiel. In *Berichte zur Polar- und Meeresforschung - Reports on Polar and Marine Research*, 592. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. 112pp.
- Schluessel, P., Emery, W. J., Grassl, H. und Mammen, T., 1990. On the Bulk-Skin Temperature Difference and Its Impact on Satellite Remote Sensing of Sea Surface Temperature. *J. Geophys. Res.*, 95(C8), 13 341–13 356.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, K., Rota, S. und Ratier, A., 2002. An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 977–992.
- Schönwiese, C., 2006. *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 302pp.
- Seiz, G., Baltsavias, E. P. und Gruen, A., 2002. Cloud mapping from the ground: Use of photogrammetric methods. *Photogramm. Eng. Remote Sen.*, 68, 941–951.
- Singh, M. und Glennen, M., 2005. Automated ground-based cloud recognition. *Pattern Anal. Appl.*, 8, 258–271.
- Slingo, A., White, H. E., Bharmal, N. A. und Robinson, G. J., 2009. . *J. Geophys. Res.*, 114. D00E04, doi:10.1029/2008JD010497.
- Smith, S. D., 1980. Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 709–726.
- Soden, B. J., 2000. The diurnal cycle of convection, clouds, and water vapor in the tropical upper troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2173–2176.
- Stick, C., Krüger, K., Schade, N. H., Sandmann, H. und Macke, A., 2006. Episode of unusual high solar ultraviolet radiation over central Europe due to dynamical reduced total ozone in May 2005. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1771–1776.
- Sui, C.-H., Lau, K.-M., Takayabu, Y. N. und Short, D. A., 1997. Diurnal Variations in Tropical Oceanic Cumulus Convection during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 54, 639–655.

- Suttles, J. T., Green, R. N., Minnis, P., Smith, G. L., Staylor, W. F., Wielicki, B. A., Walker, I. J., Young, D. F., Taylor, V. R. und Stowe, L. L., 1988. Angular Radiation Models for Earth-Atmosphere System. Volume I—Shortwave Radiation. NASA, RP-1184, 114 pp.
- Swinbank, W. C., 1963. Long-wave radiation from clear skies. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 89, 339–348.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich, G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D. C., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa-Inoue, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., Körtzinger, A., Steinhoff, T., Hoppema, M., Olafsson, J., Arnarson, T. S., Tilbrook, B., Johannessen, T., Olsen, A., Bellerby, R., Wong, C., Delille, B., Bates, N. und de Baar, H. J., 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Res. II*, 56(8-10), 554 – 577.
- Taylor, P. K., Bradley, E. F., Fairall, C. W., Legler, D., Schulz, J., Weller, R. und White, G., 1999. Surface Fluxes and Surface Reference Sites. In *The Ocean Observing System for Climate - Oceanobs 99*. October 25 to 27, 1999, St Raphael.
- Tegen, I., Harrison, S. P., Kohfeld, K., Prentice, I. C., Coe, M. und Heimann, M., 2002. Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study. *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4576.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T. und Kiehl, J. T., 2009. Earth's global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 311–323.
- Trenberth, K. E. und Solomon, A., 1994. The global heat balance: heat transports in the atmosphere and ocean. *Climate Dynamics*, 10, 107–134.
- Trigo, I. F., Barroso, C., Viterbo, P., Freitas, S. C. und T. Monteiro, I., 2010. Estimation of downward long-wave radiation at the surface combining remotely sensed data and NWP data. *J. Geophys. Res.*, 115. D24118, doi:10.1029/2010JD013888.
- Wagner, T. M. und Graf, H. F., 2010. An Ensemble Cumulus Convection Parameterization with Explicit Cloud Treatment. *J. Atmos. Sci.*, 67, 3854–3869. Doi: 10.1175/2010JAS3485.1.
- Walsh, P. und Legendre, L., 1983. Photosynthesis of natural phytoplankton under high frequency light fluctuations simulating those induced by sea surface waves. *Limnol. Oceanogr.*, 28(4), 688–697.
- Wang, H., Pinker, R., Minnis, P. und Khayyer, M., 2008. Experiments with Cloud Properties: Impact on Surface Radiative Fluxes. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25, 1034–1040.
- Wassmann, A., 2008. Mikrowellenradiometrie auf See, Diplomarbeit. Leibniz Institut für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR, Kiel.

- Watson, A. J., Schuster, U., Bakker, D. C. E., Bates, N. R., Corbiere, A., Gonzalez-Davila, M., Friedrich, T., Hauck, J., Heinze, C., Johannessen, T., Kortzinger, A., Metzl, N., Olafsson, J., Olsen, A., Oschlies, A., Padin, X. A., Pfeil, B., Santana-Casiano, J. M., Steinhoff, T., Telszewski, M., Rios, A. F., Wallace, D. W. R. und Wanninkhof, R., 2009. Tracking the variable North Atlantic sink for atmospheric CO₂. *Science*, 326(5958), 1391–1393.
- Webster, P. J., Clayson, C. A. und Curry, J. A., 1996. Clouds, radiation and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western Pacific. *J. Climate*, 9, 1712–1730.
- Westwater, E. R., 1978. The accuracy of water vapor and cloud liquid determination by dual-frequency ground-based microwave radiometry. *Radio Sci.*, 13, 677–685.
- Wielicki, B. A., a. B. B. R., Harrison, E. F., Lee III, R. B., Smith, G. L. und Cooper, J. E., 1996. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 853–868.
- WMO, 1982. Commission for instruments and methods of observation, Report of the eighth session in Mexico City, 19-30 October 1981. In *WMO-No. 590*. World Meteorological Organization, Geneva.
- WMO, 1987. International Cloud Atlas, Vol. 2. Am. Meteorol. Soc.
- WMO - No.8, 1996. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland, 6. Auflage.
- Zenk, W. und El Naggar, S. e., 2010. The Expedition of the Research Vessel "Polarstern" to the Antarctic in 2009 (ANT-XXV/5)/ Ed. by Walter Zenk and Saad El Naggar. In *Berichte zur Polar- und Meeresforschung - Reports on Polar and Marine Research*, 603. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. 59pp.
- Zhang, Y., Rossow, W. B., Lacis, A. A., Oinas, V. und Mishchenko, M. I., 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to the top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J. Atmos. Geophys. Res.*, 109, 591–608.
- Zillman, J., 1972. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the Southern Hemisphere oceans. In *Meteor. Stud. No. 26*. Bureau of Meteorology, Canberra, Australia, 1972, 526.
- Zoll, Y., 2008. Bestimmung des Flüssigwasserpfadens aus Mikrowellenradiometer- und Wolkenkammermessungen, Diplomarbeit. Leibniz Institut für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR, Kiel.

Danksagung

Zum Schluss möchte all denjenigen einen herzlichen Dank aussprechen, die mich in meiner Arbeit unterstützt und zu dieser Dissertation beigetragen haben.

Herrn Prof. Dr. Andreas Macke danke ich ... für alles! Ich danke für die Möglichkeit zur Promotion, die fortwährende Betreuung, spannende Forschungsfahrten, gute Ideen, Kritik und Vertrauen.

Herrn Prof. Dr. Manfred Wendisch danke ich für seine sofortige Bereitschaft diese Arbeit zu begutachten.

Timo Hanschmann möchte ich für die Versorgung mit MSG-Daten und die umfassende Hilfe zum Einfachsäulenmodell danken.

Yann Zoll danke ich für die Versorgung mit HATPRO-Daten.

Der Besatzung der Forschungskutter POLARSTERN und IOFFE danke ich für herzliche und hilfsbereite Tage, Wochen und Monate auf See.

Dr. Rainer Hollmann danke ich für die Zusammenarbeit und Unterstützung im Projekt zur Validierung von MSG-Produkten.

Yann und Seb danke ich für eine lustige Zeit in unserem Büro und die gelegentlichen Linux-Tipps.

Der gesamten Abteilung „Maritime Meteorologie“ danke ich für ein angenehmes Arbeitsklima und stetige Hilfsbereitschaft.

Und zuletzt noch einen lieben Dank an Elli und meine Mama für Korrekturen, Aufmunterungen und geistige Unterstützung.

Diese Arbeit wurde mit der Textverarbeitung \LaTeX angefertigt.

Erklärung

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

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

Ich erkläre, dass die vorliegende Arbeit gemäß der Grundsätze zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis der Deutschen Forschungsgemeinschaft erstellt wurde.

Kiel, Juni 2011

(John Kalisch)