

**Räumlich hochaufgelöste Strahlungsbilanz über Europa:  
Ableitung aus Satellitendaten  
Validation eines regionalen Modells**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften im Fachbereich  
Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Rainer Hollmann

aus Bremen

Hamburg

2000

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Hamburg  
auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. E. Raschke  
und Prof. Dr. H. Grassl

Hamburg, den 06.06.2000

Prof. Dr. U. Bismayer  
Dekan  
des Fachbereichs Geowissenschaften

**Räumlich hochaufgelöste Strahlungsbilanz über Europa:  
Ableitung aus Satellitendaten  
Validation eines regionalen Modells**

Rainer Hollmann

134 Seiten mit 46 Abbildungen und 25 Tabellen.

**Zusammenfassung:**

Seit ca. 40 Jahren tragen Satellitenmessungen zum Verständnis der Dynamik und der Statik der Atmosphäre bei. So dient z.B. die Strahlungsbilanz seit einigen Jahren auch zur Validation von globalen Klimamodellen. Es liegen jedoch nur wenige Datensätze der Strahlungsbilanz vor, die zu einer Validation von regionalen Modellen genutzt werden können. Im ersten Teil der Arbeit werden die sehr genauen Messungen von ScaRaB (Scanner for Radiation Budget) benutzt, um ein Verfahren abzuleiten, welches es erlaubt, aus den räumlich hoch auflösenden Messungen mit AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) die regionale Strahlungsbilanz für Europa zu erstellen. Die Genauigkeit des Produktes liegt in der gleichen Größenordnung wie die Messungen von ScaRaB. Im zweiten Teil der Arbeit wird das Verfahren benutzt, um die Ergebnisse vom REMO (Regional Model) zu validieren. Im allgemeinen zeigt sich im Rahmen der Genauigkeit von ScaRaB eine gute Übereinstimmung zwischen den simulierten und gemessenen Daten. Es zeigt sich aber auch, daß das Modell im langwelligeren Spektralbereich die kalten Gebiete überschätzt, während die warmen Gebiete unterschätzt werden. Im kurzwelligen Spektralbereich findet eine Überschätzung der dunklen Gebiete und eine Unterschätzung der hellen Bereiche statt.

**High spatial resolution radiation budget for Europe:  
Derived from satellite data  
Validation of a regional model**

**Abstract:**

Since forty years instruments onboard satellites have been demonstrated their usefulness for many applications in the field of meteorology and oceanography. Several experiments, like ERBE, are dedicated to establish a climatology of the global earth radiation budget at the top of the atmosphere. Now the focus has been changed to the regional scale, e.g. GEWEX with its regional sub-experiments like BALTEX. To obtain a regional radiation budget for Europe in the first part of the work the well calibrated measurements from ScaRaB (Scanner for Radiation Budget) are used to derive a narrow-to-broadband conversion, which is applicable to the AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). It is shown, that the accuracy of the method is in the order of that from ScaRaB itself. In the second part of the work, results of REMO have been compared with measurements of ScaRaB and AVHRR for March 1994. The model reproduces the measurements overall well, but it is overestimating the cold areas and underestimating the warm areas in the longwave spectral domain. Similarly it is overestimating the dark areas and underestimating the bright areas in the solar spectral domain.



## Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung .....	7
1.1	Motivation und Hintergrund.....	7
1.2	Aufbau der Arbeit.....	9
1.3	Die Bedeutung der Strahlungsbilanz in der Meteorologie .....	11
1.4	Historischer Abriß der Messung der Strahlungsbilanz.....	14
2	Beschreibung der Instrumente.....	16
2.1	ScaRaB – Scanner for Radiation Budget .....	16
2.1.1	Die Beschreibung von ScaRaB .....	16
2.1.2	Die Boden- und interne Kalibration von ScaRaB .....	19
2.1.3	Die Validierung der ScaRaB-Messungen während des Fluges .....	20
2.2	AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer.....	22
2.2.1	Die Systembeschreibung des AVHRR.....	22
2.2.2	Kalibration des AVHRR .....	24
2.2.3	Verarbeitung der AVHRR-Messungen .....	26
2.3	Das regionale Wettervorhersagemodell REMO.....	31
3	Die Ableitung der Strahlungsflußdichte aus Radiometer-messungen.....	35
3.1	Einführung.....	35
3.2	Invertierung der Satellitendaten .....	36
4	Die Schmalband-Normierung.....	41
4.1	Das APOLLO-Verfahren zur Szenenerkennung .....	41
4.2	Die MODTRAN-Modellergebnisse .....	45
4.3	Der Vergleich der Schmalband-Normierung mit ScaRaB-Messungen.....	49
5	Die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung.....	54
5.1	Einführung.....	54
5.1.1	Ableitung eines Verfahrens aus den ScaRaB-Datensätzen .....	55
5.1.2	Testen der abgeleiteten Funktionen mit den ScaRaB-Daten .....	59

5.1.3	Testen der Schmal-zu-Breitband-Umrechnung mit AVHRR-Messungen .....	62
6	Abschätzung des Fehlers durch die Szenenerkennung von ScaRaB .....	65
6.1	Untersuchungen ohne Unterscheidung der AVHRR-Bildelemente in verschiedene Wolkentypen .....	67
6.2	Vergleich der Ergebnisse mit denen von Trishchenko und Li (1998), sowie Diekmann und Smith (1989).....	71
6.2.1	Die untersuchten Bodentypen im einzelnen.....	72
6.2.2	Untersuchungen mit Unterscheidung der AVHRR-Bildelemente in verschiedene Wolkentypen .....	74
6.3	Nutzung von gleichzeitigen AVHRR-Messungen als verbesserte Szenenerkennung für ScaRaB .....	76
7	Bestimmung der hochauflösenden Strahlungsflußdichte mit AVHRR.....	83
7.1	Fehlerbetrachtung für die breitbandige Strahlungsflußdichte aus AVHRR.....	83
7.2	Das hochaufgelöste Strahlungsbilanzprodukt aus AVHRR .....	86
8	Vergleich der Ergebnisse mit Rechnungen von REMO für März 1994.....	92
8.1	Meteorologischer und klimatologischer Überblick über den März 1994.....	92
8.2	Vergleich der langwelligen Strahlungsflußdichte .....	93
8.2.1	Vergleich mit einem gleichzeitigen Überflug .....	93
8.2.2	Vergleich von Monatsmitteln und Gebietsmittelwerten.....	96
8.3	Der Vergleich der reflektierten kurzwelligen Strahlungsflußdichte.....	105
8.3.1	Der Vergleich mit einem gleichzeitigen Überflug .....	106
8.3.2	Vergleich von Monatsmitteln und Gebietsmittelwerten.....	109
9	Zusammenfassung.....	116
10	Ausblick .....	118
11	Danksagung.....	119
12	Abbildungsverzeichnis .....	120
13	Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen.....	123
14	Symbolverzeichnis .....	125
15	Literatur.....	127

## 1 EINLEITUNG

Die Komponenten der Strahlungsbilanz, ERB (Earth Radiation Budget), der Erde, d.h. die kurzwellige Strahlungsbilanz ( $SW_{Net}$ ) und die langwellige Strahlungsbilanz ( $LW_{Net}$ ) bestimmen die Quellen und Senken der Energie des Systems Erde-Atmosphäre und damit auch das Klima (Hartmann et al. 1986, Ramanathan 1987). Globale Messungen der Strahlungsbilanz sind allerdings nur vom Welt- raum aus mit Satelliten möglich und erfordern eine direkte Messung der Energieterme (Kandel 1990). Beginnend mit der Nimbus-Mission und folgenden Missionen, wie das Earth Radiation Bud- get Experiment (ERBE) (Barkstrom und Smith 1986) wurde versucht, eine Klimatologie der Strah- lungsbilanz zu erstellen. Mit diesen ersten globalen Datensätzen konnten dennoch schon verschiede- ne Prozesse im System Erde-Atmosphäre verstanden werden (Wielicki et al. 1995). In den späten achtziger Jahren sind die ERB-Messungen auch dazu benutzt worden, um globale Atmosphären- und Klimamodelle zu validieren und die Wolken-Strahlungs-Wechselwirkung in diesen Modellen zu verbessern (z.B. Wild et al. 1995). Durch die räumlich und zeitlich grobe Auflösung der Strahlungs- bilanzinstrumente bedingt, werden die Standardprodukte der Strahlungsbilanzmissionen auf einem  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -Länge-Breite-Gitter erstellt, für welches dann Tages- und Monatsmittelwerte erstellt wer- den. Nachdem sich in den letzten Jahren die Nutzung der Strahlungsbilanzdaten zur Validierung der numerischen Modelle von der globalen zur regionalen Skala verschoben hat, ist der Wunsch nach einer räumlich höher aufgelösten Strahlungsbilanz entstanden.

In dieser Arbeit wird ein Verfahren zur Ableitung einer regionalen, hochaufgelösten Strahlungsbilanz entwickelt, welches auf der Kombination der Messungen des AVHRR (Advanced Very High Reso- lution Radiometer) und des ScaRaB (Scanner for Radiation Budget) beruht. Dieses Verfahren wird auf das Gebiet des BALTEX (Baltic Sea Experiment) für den März 1994 angewendet und die Ergeb- nisse werden mit den Resultaten des Atmosphärenmodells REMO (Regional Modell) verglichen.

### 1.1 Motivation und Hintergrund

Durch die Entwicklung im Bereich der Informatik sind in den letzten Jahren die Voraussetzungen dafür geschaffen worden, neben den globalen Klimamodellen nun auch regionale Wettervorhersage- und Klimamodelle zur Untersuchung von regionalen Prozessen zu betreiben. Es ist für alle Modelle immer wieder erforderlich, die Ergebnisse der Rechnungen mit Messungen zu vergleichen, um Ab- schätzungen der Belastbarkeit der Ergebnisse treffen zu können. So zeigen z.B. Gates et al. (1999) in einem Vergleich von 31 globalen Atmosphärenmodellen, daß zwar die globalen saisonalen Mittel- werte des Bodendrucks und der Temperatur recht nahe den Beobachtungen sind, die Simulation der Wolkenbedeckung jedoch sehr ungenau ist. Es ist in fast allen globalen Modellen die Tendenz zu

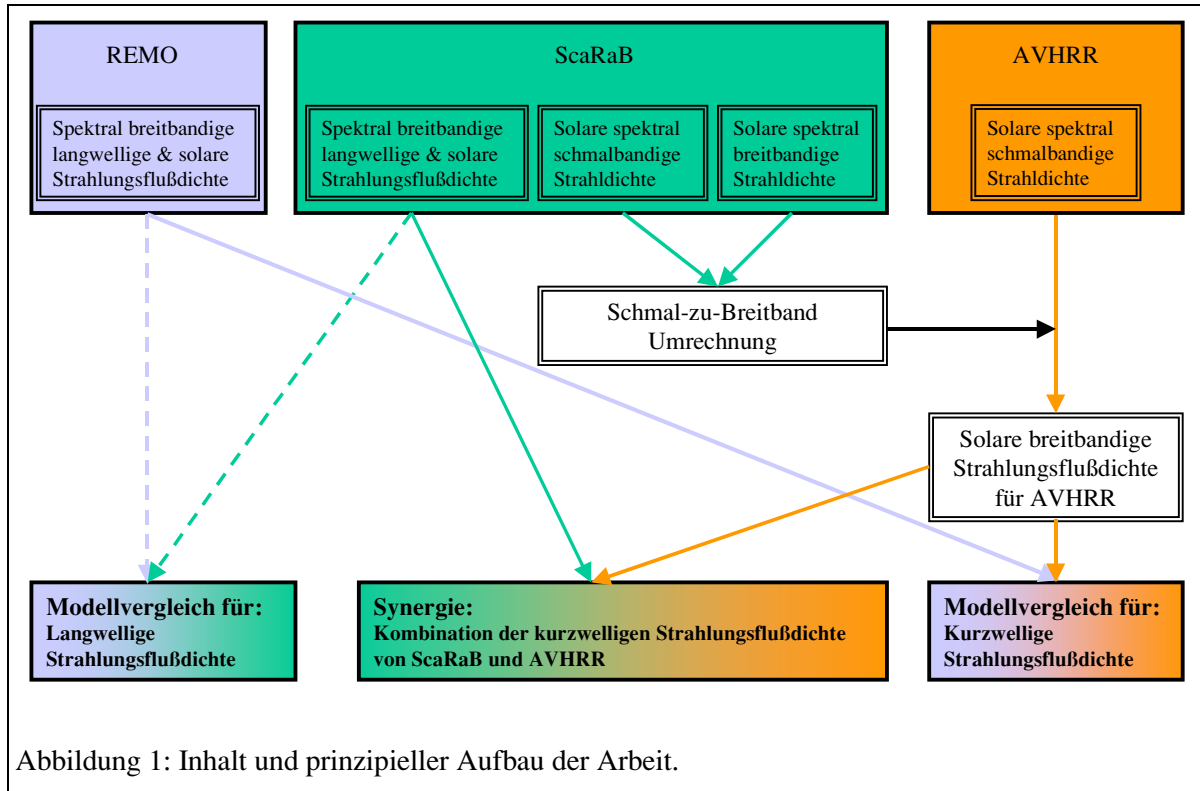
erkennen, daß die Bewölkung unterschätzt wird (Gates et al. 1999). Dies tritt im besonderen auf der Südhalbkugel der Erde auf. Auf der anderen Seite werden die Ergebnisse der langwelligen Ausstrahlung und der reflektierten kurzwelligen Strahlungsflußdichte verhältnismäßig gut in Mittelwert und Variabilität von den Modellen wiedergegeben. Dieses ist ein direkter Erfolg der Strahlungsbilanzmissionen, deren Messungen in der Vergangenheit hierbei zur Verbesserung der Modelle genutzt worden sind.

Mit der häufigeren Verwendung von regionalen Modellen stellt sich auch dort die Frage nach der Güte der Modellierung auf der regionalen Skala. Im Rahmen des globalen Energie- und Wasserkreislauf Experiments (GEWEX), z.B. in den kontinentalen Subexperimenten BALTEX und MAGS (Mackenzie GEWEX Study), wird dieser Aspekt der Validierung von regionalen Modellen in den Vordergrund gestellt (Raschke et al. 1998). Von Nachteil war bis jetzt immer, daß die ERB-Instrumente eine im Vergleich mit regionalen Längenskalen grobe räumliche Auflösung besitzen, aber gut kalibriert sind. Im Gegensatz dazu sind die Satelliteninstrumente, z.B. das AVHRR, die in der räumlichen Auflösung besser mit denen der regionalen Modelle übereinstimmen, nur spektral schmalbandige messende Instrumente und nicht so gut kalibriert.

ScaRaB als eines der ERB-Instrumente liefert sehr genaue spektral breitbandige Messungen der Strahldichte und parallel dazu zusätzlich Messungen in einem spektral schmalbandigen solaren Kanal, der immer gleichzeitig exakt das gleiche Meßgebiet betrachtet, wie der solare breitbandige Kanal. Die spektralen Empfindlichkeiten der spektral schmalbandigen solaren Kanäle von AVHRR und ScaRaB sind sehr ähnlich, so daß es sich anbietet, die solaren schmalbandigen AVHRR-Messungen an die spektral breitbandigen solaren Messungen von ScaRaB über eine Schmal-zu-Breitband-Umrechnung zu koppeln. Damit ist es dann möglich, eine solare Strahlungsflußdichte in der Auflösung des AVHRR von  $1,1 \times 1,1 \text{ km}^2$  zu berechnen.



## 1.2 Aufbau der Arbeit



In Abbildung 1 ist der prinzipielle Aufbau und der Inhalt der Arbeit schematisch dargestellt. Es wird mit drei verschiedenen Komponenten gearbeitet, die jeweils unterschiedlich eingefärbt sind (REMO: blau, ScaRaB: grün, AVHRR: orange). Vom REMO werden die berechneten solaren und thermischen Strahlungsflußdichten, von ScaRaB die gemessenen solaren schmal- und breitbandigen Strahl-dichten und die thermischen und solaren Strahlungsflußdichten benutzt. Das AVHRR mißt nur spektral schmalbandige solare Strahl-dichten, die jedoch mit ScaRaB in genauere breitbandige Strahl-dichten umgerechnet werden können.

Der zentrale Bestandteil der Arbeit ist die Bearbeitung von ScaRaB-Messungen, die deshalb auch in der Abbildung in der Mitte stehen. Die ScaRaB-Messungen der schmal- und breitbandigen Strahl-dichten werden dazu benutzt, eine Schmal-zu-Breitband-Umrechnung (vgl. Box in der Mitte der Abbildung 1) abzuleiten, die dann bei den AVHRR-Messungen eingesetzt wird, um spektral breitbandige solare Strahlungsflußdichten auszurechnen (rechts in der Abbildung 1).

Die Ergebnisse dieses Prozesses werden dann zum einen für einen Vergleich der solaren Strahlungsflußdichte mit den Ergebnissen von REMO benutzt (rechts unten in Abbildung 1) und zum anderen zur Erstellung eines synergetischen Produktes mit den ScaRaB-Messungen genommen (Mitte unten in Abbildung 1).

Im langwelligen Spektralbereich werden die Messungen von ScaRaB direkt mit dem Modell verglichen (unten links in Abbildung 1).

Die Arbeit ist demnach gegliedert in einen allgemeinen Teil (Kapitel 1–3) zur Einführung und Darstellung der Methoden, die angewendet werden, um aus einer Messung eines satellitengetragenen Meßinstrumentes eine räumlich höher aufgelöste Strahlungsflußdichte am Oberrand der Atmosphäre zu gewinnen. Die in dieser Arbeit benutzten Instrumente und Modelle werden vorgestellt.

Der erste Ergebnisteil der Arbeit (Kapitel 4–7) enthält die Ableitung einer räumlich hoch aufgelösten Strahlungsbilanz aus Satellitendaten für Europa. Dazu wird (Kapitel 4 und 5) eine Schmal-zu-Breitband-Umrechnung für den solaren Spektralbereich aus den ScaRaB-Messungen abgeleitet. Das sechste Kapitel untersucht die Genauigkeit der ScaRaB-Messung, um auch Aussagen über die Genauigkeit des kompletten Verfahrens machen zu können. Das siebte Kapitel beschäftigt sich schließlich mit der Entwicklung des räumlich hochaufgelösten Strahlungsbilanzproduktes, wenn gleichzeitig sowohl ScaRaB-Messungen, als auch AVHRR-Messungen zur Verfügung stehen.

Im zweiten Ergebnisteil der Arbeit werden dann im achten Kapitel die entwickelten Methoden auf das BALTEX-Gebiet für den März 1994 angewendet und mit Ergebnissen des Atmosphärenmodells REMO verglichen. Dieser Vergleich wird, im Gegensatz zu den vorigen Kapiteln, die sich nur mit dem solaren Spektralbereich befassen, auch für die langwellige Ausstrahlung durchgeführt.

In den Kapiteln neun und zehn der Arbeit werden die Ergebnisse der Arbeit zusammengefaßt, und es wird ein Ausblick gegeben.

### 1.3 Die Bedeutung der Strahlungsbilanz in der Meteorologie

In diesem Kapitel wird die Bedeutung der Strahlungsbilanz für die Untersuchung der atmosphärischen Energetik dargestellt. Es wird dabei der Zusammenhang zwischen der diabatischen Erwärmung der Atmosphäre durch Änderungen der Strahlungsbilanz beschrieben.

Die gesamte Enthalpie  $H$  der Atmosphäre setzt sich zusammen aus der inneren Energie  $I$  und der potentiellen Energie  $P$  der Atmosphäre:

$$H = P + I . \quad (1)$$

Die gesamte innere Energie  $I$  der Atmosphäre (pro Flächeneinheit), ist mit

$$I = \int_0^{\infty} \rho c_v T dz \quad \text{in [J/m}^2] \quad (2)$$

gegeben. Hierbei ist  $T$  die Temperatur in K,  $\rho$  die Dichte in  $\text{kg/m}^3$ ,  $c_v = 717 \text{ J/(kg K)}$  die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen und  $z$  die Höhe in m.

Das gesamte Schwerepotential  $P$  (pro Flächeneinheit) der Atmosphäre kann über

$$P = \int_0^{\infty} \rho g z dz \quad \text{in [J/m}^2] \quad (3)$$

bestimmt werden. Dabei ist  $g = 9,81 \text{ m/s}^2$  die Gravitationsbeschleunigung. Mit der statischen Grundgleichung  $dp = -\rho g dz$  ( $p$  in Pa ist der Druck) und der allgemeinen Gasgleichung  $p = \rho R T$  mit  $R = 287 \text{ J/(kg K)}$ , als allgemeine Gaskonstante für Luft, kann Gleichung (3) umgeschrieben werden zu

$$P = \int_0^{\infty} \rho R T dz . \quad (4)$$

Aus Gleichung (2) und (4) ergibt sich somit für die gesamte Enthalpie der Atmosphäre:

$$H = P + I = \int_0^{\infty} \rho (c_v + R) T dz = \int_0^{\infty} \rho c_p T dz . \quad (5)$$

In Gleichung (5) ist  $c_p = 1005 \text{ J/(kg K)}$  die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. Bei einer Erwärmung der Atmosphäre wächst die gesamte Enthalpie des Systems durch die Zunahme der inneren Energie  $c_v T$  bei einer Temperaturerhöhung und durch Zunahme des Schwerepotentials durch das Anheben des Schwerpunktes.

Über den ersten Hauptsatz der Thermodynamik bzw. dessen zeitlicher Änderung

$$c_p \frac{dT}{dt} = \alpha \omega + \dot{q} \quad (6)$$

wird der Bezug zur diabatischen Erwärmung  $\dot{q}$ , der Rate mit der sich die Enthalpie ändert, herge-

stellt. Hierbei ist  $\alpha$  das spezifische Volumen und  $\omega$  in Pa/s die Vertikalgeschwindigkeit im Druck-Koordinatensystem.

Die diabatische Erwärmung  $\dot{q}$  setzt sich dabei aus dem Freiwerden von fühlbarer und latenter Wärme, Strahlungserwärmung und Reibung zusammen, wobei der letzte Term klein gegenüber den anderen ist:  $\dot{q} = \dot{q}_{sen} + \dot{q}_{lat} + \dot{q}_{rad} + \dot{q}_{fric}$ .

Der Strahlungsbeitrag zur diabatichen Erwärmung ergibt sich dabei aus der Divergenz der Nettostrahlungsflußdichte, bzw. unter der Annahme der horizontalen Homogenität als dessen vertikaler

Änderung, dem sogenannten Strahlungsdivergenzprofil  $\frac{\partial M_{rad}}{\partial z}$ :

$$\dot{q}_{rad} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial M_{rad}}{\partial z}. \quad (7)$$

Dabei ist  $M_{rad}$  in  $W/m^2$  die Strahlungsbilanz. Es ergibt sich somit für den ersten Hauptsatz (Gleichung (6)) bei fehlender Vertikalbewegung:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial M_{rad}}{\partial z}. \quad (8)$$

Die durch Wechselwirkung mit der Strahlung verursachte Änderung der Enthalpie ist damit:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \int_{TOA}^{SFC} \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} dz = \int_{TOA}^{SFC} -\frac{\partial M_{rad}}{\partial z} dz = -M_{rad} \Big|_{TOA}^{SFC} = M_{rad}(TOA) - M_{rad}(SFC). \quad (9)$$

Die Differenz zwischen der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre ( $M_{rad}(TOA)$ ) und der Strahlungsbilanz am Erdboden ( $M_{rad}(SFC)$ ) bestimmt dann die Änderung der Enthalpie, also der Erwärmung (Abkühlung) der zugehörigen Atmosphärensäule. Für  $M_{rad}(TOA) - M_{rad}(SFC) < 0$  führt dies zu einer Abkühlung der Atmosphärensäule, bzw. bei  $M_{rad}(TOA) - M_{rad}(SFC) > 0$  zu einer Erwärmung.

Die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre besteht aus der kurzwelligigen ( $S_{net}$ ) und der langwelligigen ( $LW_{net}$ ) Strahlungsbilanz  $S_{net} = (1 - \alpha_p) S_0$ , mit  $S_0 = 1368 W/m^2$  als Solarkonstante und  $\alpha_p$  als planetare Albedo. Die langwellige Strahlungsbilanz wird durch die langwellige Ausstrahlung (OLR) der Atmosphäre bestimmt.

Im thermischen Gleichgewicht gilt für das globale Langzeitmittel:

$$\int_0^{\infty} \bar{q} dz = \int_0^{\infty} \bar{q}_{sen} dz + \int_0^{\infty} \bar{q}_{lat} dz + \int_0^{\infty} \bar{q}_{rad} dz = 0. \quad (10)$$

Das bedeutet für Gleichung (9) mit den hier getroffenen Annahmen, daß

$$M_{rad}(TOA) = \frac{S_0}{4} (1 - \bar{\alpha}_p) - \overline{OLR} = 0 \quad (11)$$

ist. Hier ist  $\bar{\alpha}_p$  die mittlere globale planetare Albedo.  $\overline{OLR}$  in W/m<sup>2</sup> ist die mittlere globale langwellige Ausstrahlung. Sowohl  $\bar{\alpha}_p$ , als auch  $\overline{OLR}$  können aus Satellitenmessungen bestimmt werden und somit kann mit Gleichung (11) bestimmt werden, wie gut Satellitenmessungen sich dem Wert Null nähern. Für ScaRaB beträgt das Residuum von Gleichung (11) 2,5 W/m<sup>2</sup>, während es für ERBE (vgl. Kandel et al. (1998)) bei 4,8 W/m<sup>2</sup> lag.

Eine der wesentlichen Fragen für die weitere Einordnung der Strahlungsbilanz in den Kontext der Klimaforschung ist die Frage nach der Verteilung der Enthalpie auf kinetische und potentielle Energie, also der Einfluß der Strahlung auf die Dynamik der Atmosphäre. Das Konzept der verfügbaren potentiellen Energie, welches von Margules (1903) formuliert und von Lorenz (1955) mathematisch beschrieben wurde, stellt eine Beziehung zwischen der Erzeugung potentieller Energie und dem Anteil, der davon für kinetische Prozesse verfügbar ist, auf. Es läßt sich der Effizienz-Faktor ableiten, der die Erzeugung der verfügbaren potentiellen Energie bestimmt (vgl. z.B. Stuhmann und Smith (1988a, 1998b)). Damit können dann Untersuchungen mit Wolken in verschiedenen Höhen und deren Effekte auf die Strahlungsbilanz und die Erwärmung/Abkühlung der Atmosphäre durchgeführt werden (z.B. Stuhmann und Smith 1988a).

Hier wird als erster Schritt zu der Bestimmung der räumlich hoch aufgelösten Strahlungsdivergenzprofile mit passiven Instrumenten die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre bestimmt. Über Standardverfahren (siehe z.B. Verfahren vom SRB (Surface Radiation Budget Projekt)) kann auf die Strahlungsbilanz am Erdboden geschlossen werden. Es ist damit nach Gleichung (9) allerdings nur möglich den Nettoeffekt der ganzen zugehörigen Atmosphärensäule zu bestimmen. Um auf die kompletten vertikal aufgelösten Strahlungsdivergenzprofile schließen zu können, sind jedoch mehr Informationen über den dreidimensionalen Zustand der Atmosphäre, insbesondere der Wolken, erforderlich, als durch passive Instrumente erfaßt werden können. Deshalb ist z.B. bei der ERM (Earth Radiation Mission) der ESA (European Space Agency) geplant aktive Instrumente, wie z.B. LIDAR und RADAR, zusammen mit passiven Instrumenten zu kombinieren.

## 1.4 Historischer Abriß der Messung der Strahlungsbilanz

Die Anfänge der Bestimmung der Strahlungsbilanz vor den Messungen mit Satelliteninstrumenten werden in einem Übersichtsartikel von Hunt et al. (1986) beschrieben. In einem weiteren Übersichtsartikel verfolgen House et al. (1986) die Messungen bis zu den ersten Flügen des ERBE-Instruments in 1984. Die allerersten Messungen der Strahlungsbilanz vom Satelliten aus wurden mit einer Anzahl von Radiometern gemacht, die auf der Explorer III Mission 1958 in die Erdumlaufbahn gebracht wurden. Seit diesen ersten Tagen führten Verbesserungen von Instrumenten und Computern zur Datenauswertung zu einer ständig steigenden Bedeutung der Messung der Strahlungsbilanz vom Satelliten.

Erste Messungen der Strahlungsbilanz mit abtastenden Radiometern von Nimbus-2 und 3 wurden von Raschke et al. (1973) ausgewertet. Da diese Instrumente (MRIR, Medium Resolution Infrared Radiometer) nur vier spektral schmalbandige Kanäle hatten, war es notwendig, aus diesen Messungen die spektral breitbandigen lang- und kurzwelligen Strahlungsflüsse zu bestimmen. Die ersten Ergebnisse zeigten klar, daß spektral breitbandige Strahlungsbilanzinstrumente nötig sind, um die Ergebnisse zu verbessern. Nachfolgend wurden die ERB-Instrumente (Smith et al. 1977) mit je vier spektral breitbandigen Kanälen im kurz- und langwelligen Spektralbereich entwickelt, die dann auf den Nimbus-6 und 7 Satelliten geflogen wurden (Jacobowitz et al. 1984). Die Kanäle waren in Paaren so angeordnet, daß sie gleichzeitig verschiedene Richtungen beobachteten. Damit war es möglich, Anisotropiefunktionen für verschiedene Bodenszenen zu bestimmen. Die mit den Radiometern auf Nimbus-6 und 7 gemessenen Daten wurden auch dazu genutzt, auf einem globalen quasiflächentreuen  $4,5^\circ \times 4,5^\circ$ -Gitter die langwellige Ausstrahlung und die Albedo zu berechnen.

Im ERBE sind dann Kombinationen von abtastenden Radiometern und nicht abtastenden Radiometern auf drei verschiedenen Satelliten mit dem Ziel eingesetzt worden, auch den Tagesgang der Strahlungsbilanz bestimmen zu können (Harrison et al. 1983). Mit den Daten wurden dann Karten der täglichen langwelligen Ausstrahlung und Albedo für den Zeitraum des ERBE erstellt. Verschiedene Techniken der Synergie und der Kombination der Messungen mit Radiometern auf den verschiedenen Satelliten wurden abgeleitet. Damit wurde der Übergang von der einzelnen Strahlungsbilanzmessung zu einem synergetischen Produkt aus mehreren Beobachtungen geschafft. Die Datensätze des ERBE wurden für verschiedene Untersuchungen der Rolle der Wolken in der Atmosphäre und deren Interaktion mit der Strahlung benutzt.

Folgend auf ERBE wurde dann ScaRaB (Kandel et al. 1998) entwickelt, das auf dem russischen METEOR 3-7-Satelliten geflogen wurde. Dieses Instrument stellt vier Kanäle zur Verfügung, je zwei spektral breit- und schmalbandige, die besonders gut dazu genutzt werden können, um die spektral schmalbandigen operationellen Kanäle z.B. des AVHRR mit den spektral breitbandigen Messungen zu verknüpfen.

In den letzten drei Jahren sind weitere spektral breitbandig messende Radiometer in die Erdumlaufbahn gebracht worden:

- Seit 1997 ist mit CERES (Cloud and the Earth's Radiant System) auf TRMM (Tropical Rainfall Monitoring Mission) das neueste Radiometer der dritten Generation in der Erdumlaufbahn. Erste Vergleiche der Bord-Kalibration zeigen, daß diese mit der Bodenkalkulation bis auf 0,3 % übereinstimmt (Wilson et al. 1998).
- Das zweite Flugmodell von ScaRaB auf dem russischen Resurs-Satelliten wurde im Juli 1998 gestartet. Es lieferte allerdings nur bis Anfang 1999 Daten.
- Zwei weitere CERES-Instrumente sind seit dem 18. Dezember 1999 auf dem TERRA-Satelliten in der Erdumlaufbahn.

Weitere Starts von Satelliten mit spektral breitbandigen Radiometern an Bord sind geplant.

Die räumliche Auflösung der Strahlungsbilanzprodukte hat sich seit den ersten Messungen mit Radiometern auf Satelliten fast verfünffacht, die zeitliche Auflösung verbesserte sich von Jahresmittelwerten zu Tagesmittelwerten.

Durch die zeitliche Überschneidung verschiedener Instrumente ist es damit auch möglich eine Interkalibration der spektral breitbandigen Instrumente durchzuführen und die Messungen miteinander zu vergleichen.

## 2 BESCHREIBUNG DER INSTRUMENTE

### 2.1 ScaRaB – Scanner for Radiation Budget

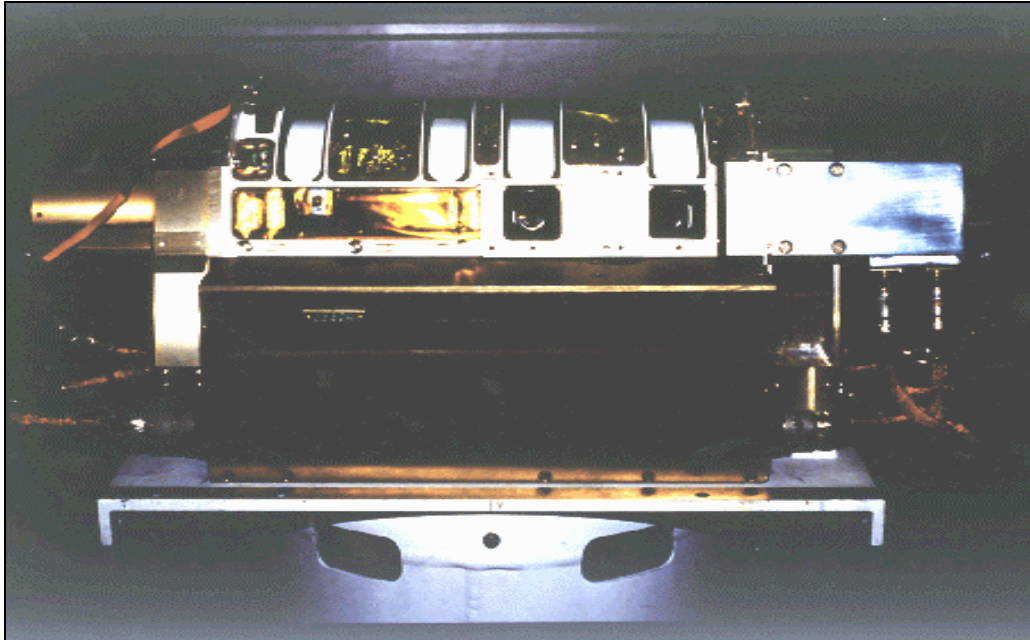


Abbildung 2: Das Strahlungsbilanzradiometer ScaRaB.

Das Strahlungsbilanzradiometer ScaRaB (siehe Abbildung 2) wurde in einer europäischen Kooperation von Franzosen, Russen und Deutschen entwickelt. Es ist als eines der Nachfolgemodelle des ERBE der NASA (National Aeronautics and Space Administration) entwickelt worden, um die globale Klimatologie der Strahlungsbilanz der Erde nach den Messungen der ERBE-Mission (November 1984 bis Februar 1990) zu erweitern. Ein erweitertes Ziel des ScaRaB-Projektes ist es, die Genauigkeit der Messung so zu erhöhen, daß es für Untersuchungen des Wolkeneffektes geeignet ist (Kandel et al. 1994, Monge et al. 1991). Auch Untersuchungen der Strahlungsbilanzwirkung von großskaligen Phänomenen der allgemeinen Zirkulation, wie ENSO (El Nino Southern Oscillation), sind damit möglich geworden.

#### 2.1.1 DIE BESCHREIBUNG VON SCARAB

Auf einer rotierenden Trommel sind vier bis auf die Filter baugleiche Teleskope (Abbildung 2), für jeden Kanal eines, montiert, die auf exakt das gleiche Gebiet auf der Erde schauen. Das Instrument



hat (siehe Abbildung 2 und Tabelle 3) zwei breitbandige Kanäle, einen solaren (0,2–4,0  $\mu\text{m}$ ) und einen totalen von 0,2–50  $\mu\text{m}$ . Die Differenz beider Kanäle liefert die Information im terrestrischen Spektralbereich (4–50  $\mu\text{m}$ ). Zusätzlich zu den beiden breitbandigen Kanälen hat ScaRaB noch zwei Kanäle im atmosphärischen Fensterbereich, im sichtbaren Spektralbereich von 0,5–0,7  $\mu\text{m}$  und im infraroten Spektralbereich (10,5–12,5  $\mu\text{m}$ ). Diese beiden zusätzlichen Messungen werden für die Szenenerkennung genutzt.

Die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen der vier Kanäle sind in Abbildung 3 dargestellt. Die Normierung ist bei ScaRaB so gewählt worden, daß für den solaren Kanal:

$$\frac{\int r_{sw}(\lambda)B(\lambda,5800)d\lambda}{\int B(\lambda,5800)d\lambda} = 1 \text{ gilt, bzw. für den totalen Kanal } \frac{\int r_{tot}(\lambda)B(\lambda,310)d\lambda}{\int B(\lambda,310)d\lambda} = 1. \text{ Hier sind}$$

$B(\lambda,5800)$  und  $B(\lambda,310)$  Planck-Funktionen mit Schwarzkörpertemperaturen von 5800 K (Temperatur der Sonne), bzw. 310 K. Diese Normierung hat den Vorteil, daß der Korrekturfaktor, der zur Berechnung der langwelligen Strahldichte aus der totalen und der kurzwelligen Strahldichte benötigt wird, sehr nahe bei Eins liegt und damit numerisch einfacher zu handhaben ist.

Die Teleskope werden durch einen Schrittmotor auf der Achse bewegt, so daß 51 Messungen pro Durchgang in einem Abtastwinkelbereich von  $100^\circ$  gemacht werden. Der Öffnungswinkel der Teleskope beträgt  $48 \times 48 \text{ mrd}^2$ , die sich mit der Höhe des Satelliten von ca. 1200 km zu einer Bildelementgröße am Oberrand der Atmosphäre von  $60 \times 60 \text{ km}^2$  umrechnen lassen. Durch den weiten Abtastbereich wird eine komplette Überdeckung der Erde während einer Erdumrundung erreicht (Viol-

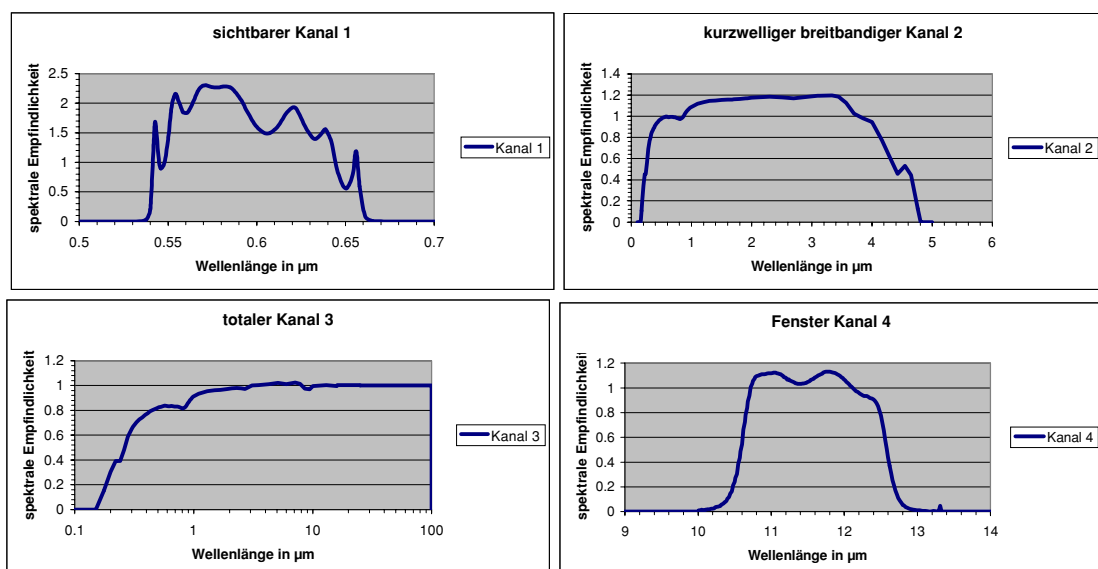


Abbildung 3: Spektrale Empfindlichkeitsfunktionen von ScaRaB.

lier et al. 1995, Kandel et al. 1998). Der dynamische Bereich des solaren Kanals wurde im Maximum zu einer Strahldichte von  $425 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ , bzw. im totalen Kanal zu  $500 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$  bestimmt. Die gesamte benötigte Zeit für einen Abtastdurchgang beträgt 6 s, nach denen dann weitere sieben Zyklen folgen, bevor ein Kalibrationszyklus folgt (Viollier et al. 1995). Die Mittelungszeit für das einzelne ScaRaB-Bildelement beträgt 62,5 ms.

Das erste Modell des Instruments wurde am 25. Januar 1994 auf dem russischen METEOR 3-7-Satelliten von Plessetsk im Norden Rußlands gestartet und nach ersten Tests und der Ausgasungsphase am 24. Februar in seinen Erdbeobachtungsmodus geschaltet. Das Instrument lieferte Daten bis zu seinem Ausfall im Februar 1995. Insgesamt sind von ScaRaB Daten von März, Mai–September, November–Dezember 1994 und Januar–Februar 1995 vorhanden.

Die vom Satelliten gesendeten Daten werden zuerst von der russischen Bodenstation in Obninsk empfangen und dann zur Auswertung nach Toulouse gesendet. Dort ist von CNES (Centre National des Etudes Spatiales) das Bodensegment zur Verarbeitung und Prozessierung der Daten aufgebaut worden. Die allgemeine Invertierung der Daten ist zu dem der ERBE-Prozessierung (Barkstrom und Smith 1986) ähnlich. Auf die verwendeten Methoden und Verfahren wird im Rahmen der nächsten Kapitel eingegangen werden.

Als Ergebnis liegen die verarbeiteten Daten für den Endnutzer, als sogenanntes A2- bzw. A3-Format, vor. Das A2-Format enthält die Messungen für jedes Bildelement inklusive der Strahldichten, Geometrie, Szenenerkennung, Beobachtungszeit, während im A3-Format die Messungen nur noch auf  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -Gitter als räumliches und zeitliches Tages oder Monatsmittel mit den zugehörigen Statistiken vorliegen.

Das zweite Flugmodell wurde am 10. Juli 1998 um 6:30 UTC mit dem russischen Resurs-Satelliten in einen sonnensynchronen Umlauf in eine Höhe von 818 km gebracht. Am 7. April 1999 fällt der Sender auf dem Satelliten, der für die Übertragung der wissenschaftlichen Daten von ScaRaB zum Boden verantwortlich ist, aus. Auch vor dem Totalausfall des Senders ist es schon zu Datenverlusten gekommen, da es erforderlich war jeden Datentransfer von Rußland vom Kontrollzentrum aus per Funkbefehl anzustoßen. Es liegt deshalb für diese zweite ScaRaB-Mission nur ein unvollständiger Datensatz zur Auswertung vor.

In Tabelle 1 sind die wichtigsten Daten der Erdumlaufbahnen der verwendeten Satelliten zusammengefaßt und gegenübergestellt. Die Erdumlaufbahn des METEOR-Satelliten ist nicht sonnensynchron,

sondern hatte eine Inklination von  $82,6^\circ$ , was zu einer Wiederkehrzeit von 104 Tagen führt, d.h. jeder Ort auf der Erde wird dann wieder in der gleichen Beobachtungsgeometrie beobachtet.

### 2.1.2 DIE BODEN- UND INTERNE KALIBRATION VON SCARAB

Damit auch in der Erdumlaufbahn eine Kalibration möglich ist, hat das Instrument verschiedene Schwarzkörper, um die Kanäle 2 und 3 zu kalibrieren (z.B. Müller et al. 1996). Bei den Kanälen 3 und 4, die auch im thermischen Infrarot empfindlich sind, dient der Weltraum als zusätzliche kalte Eichquelle. Dies wurde beim zweiten Instrument durch eine Öffnung im Instrument realisiert, nachdem die Datenauswertung beim ersten Instrument Probleme im kurzwelligen Spektralbereich gezeigt hatte (sogenannte 'thermal leak'). Für die Kanäle 1 und 2 wird als Eichquelle die schwarze Innenwand des Instrumentes genommen. Dies führt zu kleinen Problemen, da der solare Kanal 2 ebenfalls, wenn auch sehr schwach, auf die thermische Infrarotstrahlung reagiert (vgl. Abbildung 4). Dies kann aber korrigiert werden.

ScaRaB durchläuft in bestimmten zeitlichen Abständen verschiedene Kalibrationszyklen. Von diesen Zyklen werden einige einmal pro Tag ausgeführt, während andere Tests zum Langzeitverhalten nur einmal pro Halbjahr in die Meßphasen eingeschoben werden.

Vor dem Start wurden die Bordeichquellen der Instrumente im solaren Spektralbereich in zwei Kalibrationskampagnen in Teneriffa und den Pyrenäen (zweites Flugmodell) mit einer Bodenkali-brationseinheit (GCU) kalibriert (Müller et al. 1996). Im kurzwelligen Spektralbereich ist die Sonne selbst als Eichquelle verwendet worden. Dafür wurde eine Bodenkali-brierungseinheit (Müller et al. 1995) entwickelt, mittels der die Kalibration der beiden ScaRaB's durchgeführt worden ist. Die relative Genauigkeit der solaren spektral breitbandigen Strahldichte ergibt für das erste Flugmodell  $\pm 1,1 \%$ .

Die verwendeten Schwarzkörper der Bord-Kalibrierung, die im thermischem Spektralbereich als Eichquelle dienen, wurden an Referenz-Hohlraum-Strahlern in einer Vakuumkammer in Frankreich geeicht. Die relative Genauigkeit der langwelligen Strahldichte liegt bei  $2,5 \%$  (Müller et al. 1995).

Der Kanal im sichtbaren Spektralbereich (Kanal 1) ist nicht so ausführlich kalibriert worden, da die Messungen mit Kanal 1 nur unterstützend benutzt werden, und die relative Genauigkeit beträgt daher nur  $5 \%$ .

### 2.1.3 DIE VALIDIERUNG DER SCARAB-MESSUNGEN WÄHREND DES FLUGES

Bess et al. (1997) vergleichen Messungen von ScaRaB mit gleichzeitigen Messungen des “Wide field of View“ (WFOV)-Instruments des ERBS (Earth Radiation Budget Satellite) und kommen zu dem Ergebnis, daß die Werte bis auf  $0,76 \text{ W/m}^2$  im kurzwelligen Strahlungsfluß und zu  $0,55 \text{ W/m}^2$  im langwelligen Strahlungsfluß während des Tages, bzw. zu  $3,8 \text{ W/m}^2$  während der Nacht übereinstimmen. Sie benutzen die Technik von Green et al. (1990), um aus den ScaRaB-Messungen WFOV-Messungen zu simulieren. Dies geht immer dann, wenn die Erdumlaufbahnen beider Satelliten Schnittpunkte haben und nahezu gleichzeitig diese Punkte passieren. Auf einem räumlichen Gitter von  $5^\circ \times 5^\circ$  ist die Übereinstimmung für weite Bereiche besser als  $5,0 \text{ W/m}^2$  in der thermischen Ausstrahlung. In den nördlichen Breiten treten allerdings größere Unterschiede auf, die mit dem Abtastmuster von ERBS erklärt werden können.

Müller et al. (1999) vergleichen Messungen über Gewässern ohne Wolken und für total bedeckte Szenen von ScaRaB im sichtbaren Kanal gegen den sichtbaren Kanal von METEOSAT (Meteorological Satellite). Hierfür wird der B2-Datensatz in dreistündiger zeitlicher Auflösung genommen. Für das gesamte ScaRaB-Jahr werden alle gleichzeitigen (d.h.  $\pm 10$  Minuten) und mit identischen Beobachtungsgeometrien gemessenen Datensätze von ScaRaB und METEOSAT im sichtbaren Kanal ausgewählt und verglichen. Um keine zusätzlichen Fehler durch die feste Beobachtungsrichtung des METEOSAT-Satelliten zu erhalten, wird die Untersuchung auf tropische Gebiete beschränkt.

Tabelle 1: Die Daten der Erdumlaufbahnen der betrachteten Satelliten.

Daten der Erdumlaufbahn	METEOR 3-7	NOAA-Satelliten
Höhe	ca. 1200 km	ca. 800 km
Äquatorüberflugszeit		
Am 1. März 1994	11:00	07:30, 14:30
Am 29. März 1994	07:00	07:30, 14:30
Inklination	$82,6^\circ$	$98,8^\circ$
Umlaufzeit	110 min.	100 min.

Müller et al. (1999) können mit dem Vergleich zeigen, daß die ScaRaB-Datensätze sehr gut mit den (nicht an-Bord kalibrierten) wolkenlosen und bedeckten METEOSAT-Messungen übereinstimmen. Sie zeigen auch, daß diese Übereinstimmung für den gesamten Zeitraum von ScaRaB gültig ist und sich kein systematischer Trend abzeichnet.

Vergleiche der räumlich und zeitlich gemittelten Größen werden von Kandel et al. (1998) durchgeführt, die globale Monatsmittelwerte auf einem  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  Gitter mit den entsprechenden Monatsmittelwerten von ERBE vergleichen. Sie untersuchen auch die zonalen und meridionalen Mittelwerte. Insgesamt sind dabei nur geringe Abweichungen gegenüber ERBE erkennbar. Der Jahresmittelwert der Nettostrahlungsbilanz selber ist bei ScaRaB mit  $+2,4 \text{ W/m}^2$  kleiner als die vergleichbaren ERBE Jahresmittelwerte, die  $+4,2$ – $5,5 \text{ W/m}^2$  betragen (Kandel et al. 1998).

Tabelle 2: Die systematische Abweichung und die Standardabweichung des Vergleichs von ScaRaB und ERBS für zonale Monatsmittelwerte in  $\text{W/m}^2$  (nach Bess et al. 1999).

Untersuchte Monate	RSF systematische Abweichung	RSF Standard- abweichung	OLR systematische Abweichung	OLR Standard- abweichung
Juli 1994	-6,8 – +5,7	6 – 12	-4,6 – +3,9	2,5 – 8,7
November 1994	-11,4 – +6,2	5,5 – 28,5	-5,2 – +6,9	4,6 – 14,8

Bess et al. (1999) erweitern ihre Studie, indem sie auch Monatsmittel mit ERBS erzeugen und mit den Monatsmittelwerten von ScaRaB vergleichen. Dabei aggregieren sie die ScaRaB-Mittelwerte innerhalb der geographischen Breite von  $\pm 57,5^\circ$  auf ein  $5^\circ \times 5^\circ$  Gitter, da durch die Erdumlaufbahngeometrie von ERBS keine Messungen außerhalb dieser Breiten vorhanden sind. Die Unterschiede für die Monate Juli 1994 und November 1994 werden präsentiert. Es werden sowohl die ausgestrahlte langwellige Strahlung (OLR), als auch die reflektierte kurzwellige Strahlungsflußdichte (RSF) verglichen. Im Juli 1994 ist insgesamt eine gute Übereinstimmung beider Instrumente zu sehen (mittlere Differenz RSF und OLR  $< 10 \text{ W/m}^2$ ), während im November mit einer mittleren Differenz von RSF und OLR von  $30$ – $50 \text{ W/m}^2$  sehr große Abweichungen auftreten. Die mittleren Abweichungen und Standardabweichungen der zonalen Mittelwerte sind in Tabelle 2 dargestellt.

Die z.T. sehr großen Abweichungen sind auf zwei Tatsachen zurückzuführen: Zum einen hat ScaRaB/Meteor eine Präzessionszeit von ca. sieben Monaten, d.h. innerhalb von sieben Monaten werden für einen festen Ort alle lokalen Zeiten durchlaufen, während die Präzessionszeit von ERBS bei 72 Tagen, also ca. 2,5 Monaten liegt. Das zeitliche Abtasten bei ERBS ist also sehr viel besser als bei ScaRaB, was sich dann auch in den Differenzen der Monatsmittel bemerkbar macht. Zum anderen ist der November 1994 für ScaRaB ein Monat, an dem die Erdumlaufbahn des Satelliten auf der Tag- und Nachtgleiche liegt, so daß auch dadurch die Fehler größer werden. Der Juli 1994 hingegen ist kein solcher Monat, so daß hier gute Ergebnisse erzielt werden können.

## 2.2 AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer

Aufbauend auf den TIROS-N-Satelliten (Television Infrared Observation Satellite), die zum ersten Mal ein abtastendes Radiometer mit vier spektralen schmalbandigen Kanälen auf dem Satelliten hatten, wurden diese Radiometer, AVHRR, auch für die operationellen polarumlaufenden Satelliten von NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) verwendet. NOAA-9, NOAA-10 waren während des ERBE mit zusätzlichen breitbandigen Strahlungsbilanzradiometern ausgerüstet. Zusammen mit dem driftenden ERBS war es damit möglich eine globale Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre aus bis zu drei Strahlungsbilanzradiometer-Messungen zu erstellen (Wielicki et al. 1995).

Die Zeitreihen der AVHRR sind die am längsten andauernden der Satellitenmeteorologie und die einzigen, die als Referenzinstrumente für andere breitbandige Satellitenmessungen dienen können (Brest et al. 1997).

### 2.2.1 DIE SYSTEMBESCHREIBUNG DES AVHRR

Die polarumlaufenden sonnensynchronen NOAA-Satelliten umkreisen die Erde in einer Höhe von ca. 800 km (siehe Tabelle 1), was zu einer Umlaufzeit von 100 Minuten führt. Es sind immer mindestens zwei NOAA-Satelliten in der Erdumlaufbahn. Damit man in einem klimatologischen Sinn auch den Tagesgang gut erfassen kann, ist die Überflugszeit der beiden versetzt: einer am frühen Morgen um 7:30 lokaler Zeit und einer am frühen Nachmittag, um 14:30 lokaler Zeit. Durch die sonnensynchrone Erdumlaufbahn, variieren die lokalen Überflugszeiten von Monat zu Monat nur innerhalb weniger Stunden. Über die gesamte Lebenszeit des Satelliten allerdings ergeben sich die Drift der Bahnen erhebliche Änderungen in den Überflugszeiten (siehe Brest et al. 1997, Abbildung 1).

Der komplette Abtastzyklus des Instrumentes umfaßt bei einer Bildelementgröße von  $1,1 \times 1,1 \text{ km}^2$  im Nadir und 2048 Bildelementen pro Durchlauf über 2000 km auf der Erde. Die Abtastzeit für einen Durchlauf beträgt  $1/6 \text{ s}$ . Der überdeckte Winkelbereich ist  $110^\circ$ .

Ab NOAA-11 haben alle NOAA-Satelliten fünf Kanäle (vgl. Tabelle 3), vorher hatten nur die Vormittagssatelliten (z.B. NOAA-9) fünf Kanäle. In diesen Fällen war bei den Nachmittagssatelliten der zweite Kanal im atmosphärischen Fenster ( $11,5\text{--}12,5 \mu\text{m}$ ) nicht vorhanden.

Im Gegensatz zu den ERB-Instrumenten von ERBE oder ScaRaB, haben die operationellen AVHRR keine extra Kalibrationsquellen eingebaut. Nur die beiden Kanäle im Langwelligen werden während des Fluges über interne einfache Schwarzkörper kalibriert.

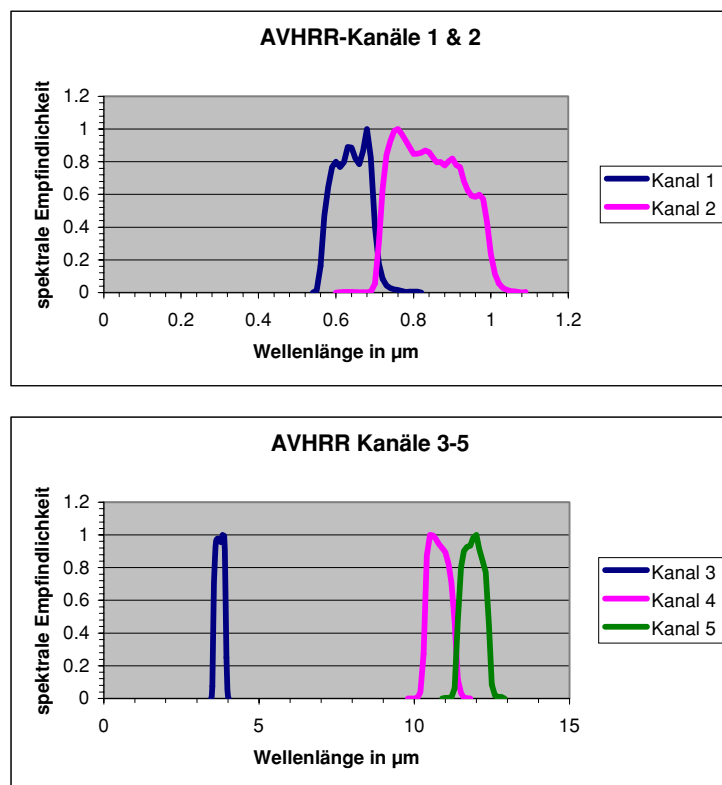
Die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen des AVHRR auf dem NOAA-11-Satelliten sind in Abbildung 4 dargestellt.

Tabelle 3: Die spektralen Bandbreiten der Kanäle von AVHRR und ScaRaB.

Nummer des Kanals	Spektrale Bandbreite in $\mu\text{m}$	
	ScaRaB	AVHRR
1	0,2—4,0	0,58—0,68
2	0,5—0,7	0,72—1,10
3	0,2—50,0	3,55—3,93
4	10,5—12,5	10,3—11,3
5	—	11,5—12,5

Die Änderungen in den Funktionen für die anderen NOAA-Satelliten sind gering. Die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen der NOAA-Satelliten sind alle so normiert, daß das Maximum der spek-

Abbildung 4: Die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen aller fünf Kanäle von AVHRR (NOAA-11).



tralen Empfindlichkeitsfunktion Eins ist (Kidwell 1995). Ein Vergleich mit Abbildung 3, der spektralen Empfindlichkeitsfunktionen für die ScaRaB-Kanäle, zeigt, daß die Unterschiede in der spektralen Breite des sichtbaren Kanals von ScaRaB und Kanal 1 von AVHRR sehr gering sind. Dies läßt erwarten, daß eine Korrektur, von der unterschiedlichen Normierung abgesehen, möglich sein sollte.

Der ScaRaB-Kanal reicht weiter in den Bereich der kürzeren Wellenlängen hinein, was seine Empfindlichkeit für Rayleighstreuung erhöht. Der AVHRR-Kanal ist für Landoberflächenanwendungen (Chlorophyll in Pflanzen) auf 0,7  $\mu\text{m}$  optimiert.

### 2.2.2 KALIBRATION DES AVHRR

Alle Radiometer wurden im solaren Spektralbereich am Boden vorher in verschiedenen Kampagnen kalibriert (z.B. Abel 1990, Kidwell 1995). Durch die Kontamination durch Raketenabgase beim Start oder während der Bahnkorrekturphasen und das Ausgasen der Instrumente und des Satelliten findet eine Alterung des Instruments statt (z.B. Brest und Rossow 1992). Diese führt dazu, daß sich die vor dem Start ermittelten Kalibrationskoeffizienten mit der Zeit ändern und entsprechend angepaßt werden müssen.

Mehr noch, um globale Satellitendatensätze für einen längeren Zeitraum zusammenzustellen, damit z.B. auch Klimaänderungen der Landoberflächen oder Wolkenklimatologien untersucht werden können, ist es notwendig einen Kalibrationsstandard zu entwickeln, der unabhängig von den einzelnen Satelliteninstrumenten ist (Price 1987). Im Zuge der Einrichtung des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) (z.B. Brest und Rossow 1992, Brest et al. 1997, Rossow und Schiffer 1999) wurde für deren Kalibration eine Strategie entwickelt, daß alle Nachfolgemodelle des AVHRR nach dem von NOAA-7 auf eben dieses Instrument bezogen werden (Rossow et al. 1987). Danach ist NOAA-9 das Referenzinstrument für ISCCP geworden. Zur Kalibration sind verschiedene Zielgebiete auf der Erde ausgewählt worden, welche dann auf die Stabilität der Messungen untersucht werden. Dabei werden die Daten nach einer Korrektur von Atmosphäreneinflüssen, um einen mittleren Zustand der Atmosphäre zu erhalten, entsprechend der Bewölkung klassifiziert und dann mit verschiedenen statistischen Methoden auf die Homogenität und Stabilität hin untersucht (z. B. Brest und Rossow 1992). Das Verfahren, welches bei ISCCP angewendet wird, ist sehr aufwendig, ergibt aber am Ende ein sehr gutes Produkt für die weitere Verarbeitung im Rahmen von ISCCP. Die Genauigkeit beträgt 3–5 % für die Strahldichte im sichtbaren Kanal (Brest et al. 1997).

Die Kalibration des AVHRR kann man in a) absolute Kalibration (siehe unten), b) „theoretische Kalibration“ basierend auf Strahlungstransport routinen mit zugehörigen Messungen des Atmosphärenzustandes und schließlich c) in Abschätzungen der Degradation des Satelliteninstrumentes unterteilen ("vicarious calibration").



Teillet et al. (1990) unterteilen die Methoden der absoluten Kalibration wiederum in drei Unterarten. Für das AVHRR mit einer Bildelementgröße von  $1,1 \times 1,1 \text{ km}^2$  ist es i.a. nicht möglich, direkte Bodenmessungen der Reflektivität zu nutzen, was für andere optische Instrumente wie Landsat-TM (Landsat Thematic Mapper) oder SPOT-HRV (SPOT High Resolution Visible) die am häufigsten durchgeführte Kalibration ist. Die drei Methoden zur absoluten Kalibration sind folgende:

- Boden- und Atmosphärenmessungen und Referenz zu einem anderen Satelliteninstrument
- Boden- und Atmosphärenmessungen und keine Referenz zu einem anderen Satelliteninstrument
- Keine Boden- und Atmosphärenmessungen, nur Referenz zu einem anderen Satelliteninstrument

Die erste Methode beruht darauf, AVHRR-Aufnahmen desselben Tages und Ortes, an denen eine Kalibration von Landsat-TM oder SPOT-HRV vorgenommen wurde, zu verwenden. Durch Annahmen über die „Bi-Directional Reflectance“ (BDRF)-Funktionen und unter Verwendung eines Strahlungstransportprogrammes kann dann das AVHRR-Signal berechnet werden. Das wird zusammen mit der Messung genutzt, um damit das Instrument zu kalibrieren (z.B. Mitchell et al. 1996).

Die Methode 2 basiert auf ausgedehnten Bodenmessungen mit zugehörigen Informationen über den vertikalen Atmosphärenzustand, wobei auch Flugzeugmessungen gemacht werden. Unter der Annahme, daß das Gelände sehr homogen über das ganze AVHRR-Bildelement ist, können dann die AVHRR-Kanäle im sichtbaren Spektralbereich kalibriert werden. Die Methode ist weniger genau als die erste, hat aber den Vorteil, daß keine zusätzlichen Satellitenbeobachtungen erforderlich sind. Von Nachteil ist allerdings der relativ große Meßaufwand am Boden und in der Atmosphäre, der es auch nur erlaubt einige wenige Bodenziele zu definieren.

Die dritte Methode zur absoluten Kalibration der sichtbaren Kanäle von AVHRR erfordert demgegenüber keinerlei Bodenmessungen, sondern erwartet lediglich die Bereitstellung von Standardprofilen der Atmosphäre und historische (oder aktuelle) Daten der Bodenreflektivität der gewählten Kalibrationsgebiete der Erde. Zuerst werden die Atmosphärenprofile genutzt, die Bodenreflektivität z.B. von Landsat-TM zu berechnen, um damit dann mit entsprechenden Annahmen (BDRF & spektrale Bandbreite) das Signal für den AVHRR-Kanal zu berechnen. Unter der Voraussetzung, daß die Messung nicht zu stark von der Wahl des Atmosphärenprofils abhängt, führt die doppelte Verwendung der klimatologischen Temperatur- und Feuchteprofile im Strahlungstransportalgorithmus zu einer partiellen Auslöschung der Fehler. Dieses Verfahren hängt dennoch sehr stark von dem verwendeten Strahlungstransportalgorithmus ab.

Anstelle der Möglichkeit die AVHRR-Kanäle im solaren Spektralbereich absolut zu kalibrieren, kann man auch die relativen Änderungen der Kalibrationskoeffizienten zu bestimmen. Dazu werden Langzeit-Messungen von z.B. Wüstengebieten benutzt, um damit eine tägliche oder monatliche Sensordegradation zu bestimmen (Che und Price 1992). Diesem Ansatz folgend, veröffentlichten Rao und Chen (1995) zeitabhängige Kalibrationskoeffizienten der Form

$$L_i(t) = a_i \exp(b_i(t - 65)/(cnt_i - off_i)), i = 1, 2, \quad (12)$$

wobei in Gleichung (12)  $t$  in Tagen einzusetzen ist, um dann die für den Tag gültige normierte Strahldichte  $L(t)$  zu erhalten.  $cnt_i$  und  $off_i$  ist der gemessene Wert und Achsenabschnitt der Kanäle 1 und 2, welche vor dem Start bestimmt wurden. Die Konstanten für Kanal 1 ( $a = 0,106$ ,  $b = 0,000033$ ) und Kanal 2 ( $a=0,1098$ ,  $b= 0,0000556$ ) leiteten Rao und Chen aus Messungen über der Libyschen Wüste ( $21^\circ$ – $23^\circ$  N,  $28^\circ$ – $29^\circ$  E) ab, die auch von Cosnefroy et al. (1996) als radiometrisch und zeitlich stabil klassifiziert worden ist und sich damit als Bodenziel einer Kalibration sehr gut eignet. Rao und Chen (1995) nutzten bei ihren Untersuchungen das AVHRR auf NOAA-9 als Referenzstandard, da dieses über dem White Sands Gebiet in Neumexiko, USA absolut kalibriert wurde.

Rao und Chen (1995) berechnen mit Gleichung (12) für NOAA-11 eine Degradation für Kanal 1 von 1,2 % pro Jahr und für Kanal 2 von 2,0 % pro Jahr. Es findet also eine geringe Abschwächung statt. Die gleiche Methode wurde von Rao und Chen auch für die Satelliten NOAA-10 und NOAA-14 angewendet. Es zeigt sich, daß die Degradation insbesondere für NOAA-14 erheblich größer ist und Werte von 10,2 % pro Jahr für den Kanal 1, bzw. 7,5 % pro Jahr für den Kanal 2 erreicht (Rao und Chen 1996). Für das AVHRR auf NOAA-12 wurden keine neuen Kalibrationskoeffizienten publiziert. Deshalb werden dort noch die Werte verwendet, die vor dem Start des Satelliten mit dem Instrument gemessen worden sind.

### 2.2.3 VERARBEITUNG DER AVHRR-MESSUNGEN

Bei GKSS werden seit Mai 1993 die Daten der NOAA-Satelliten regelmäßig aufgezeichnet und archiviert. Da Geesthacht auf  $53^\circ$  nördlicher Breite liegt, ist es möglich mit mehreren NOAA-Satelliten auf eine "nominelle" Zeitauflösung von 2 Stunden zu kommen. Die für den Zeitraum von ScaRaB für synergetische Ergänzungen zur Verfügung stehenden NOAA-Satelliten sind in Tabelle 4 gegeben.

Während des Zeitraumes der ScaRaB-Messungen hatte die Satellitenanlage im September 1994 einen technischen Defekt, so daß keine Überflüge der NOAA-Satelliten aufgezeichnet werden konnten.

Tabelle 4: Verfügbare NOAA-Satelliten 1994-1995 (Im Vergleich dazu ScaRaB in der letzten Zeile).

Satellit	1994											1995		
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3
<b>NOAA-9</b>	—	—	—	X	X	X	X	—	X	X	X	X	X	X
<b>NOAA-10</b>	X	X	—	X	X	X	—	—	X	X	X	X	X	X
<b>NOAA-11</b>	X	X	X	X	X	X	X	—	X	—	—	—	—	—
<b>NOAA-12</b>	X	X	X	X	X	X	X	—	X	X	X	X	X	X
<b>NOAA-14</b>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>ScaRaB</b>	—	X	(X) <sup>1</sup>	X	X	X	X	X	X	—	X	X	X	—

In den meisten Monaten existieren mindestens Überflüge von drei verschiedenen NOAA-Satelliten, die verwendet werden können. In den Monaten Juni–Juli 1994 und Oktober 1994 sind sogar Daten von vier NOAA-Satelliten verfügbar (siehe Tabelle 4). Der Oktober 1994 ist jedoch durch einen Ausfall von ScaRaB nicht benutzbar. Der Vollständigkeit halber ist in Tabelle 4 auch NOAA-14 eingetragen, der allerdings erst im Dezember 1994 gestartet wurde und erst ab April 1995 empfangen wurde.

Für den März 1994, als den ersten verfügbaren Monat von ScaRaB, sind in Abbildung 5 die Stundenboxen der vorhandenen Überflüge der NOAA-10, NOAA-11 und NOAA-12 Satelliten dargestellt. Mit Sternen markiert sind die Überflugszeiten von ScaRaB eingetragen. Im unteren Teil der Abbildung 5 ist das Histogramm der Überflüge von NOAA-Satelliten pro Tag gegeben. Es ist festzustellen, daß, wie schon in Kapitel 2.1 beschrieben, der METEOR-Satellit zeitlich sehr nahe am Terminator über das BALTEX-Gebiet fliegt. An einigen Tagen existieren tagsüber gar keine aufgezzeichneten Messungen durch die NOAA-Satelliten (z.B. am 3., 20. und 26. März).

Während der Nachmittagsstunden zeigt sich jedoch insgesamt eine gute zeitliche Überdeckung, was allerdings nicht für die Überflüge am Vormittag zutrifft. Dies ist z.B. auch dadurch zu erklären, daß an diesen Tagen die Satellitenempfangsanlage gewartet wurde oder technische Probleme hatte. Im

<sup>1</sup> Für diesen Monat existiert nur ein vorläufiger Datensatz, der vom LMD (Laboratoire de la Meteorologie Dynamique) zur Verfügung gestellt wurde.

Durchschnitt stehen im März vier Überflüge zwischen Sonnenauf- und Untergang zur Synergie mit ScaRaB und zur Validierung des Modells zur Verfügung.

Diese Auswertung der Überflugszeiten unterscheidet dabei nicht in vollständige Überdeckung oder teilweise Überdeckung des BALTEX-Gebietes. Dies kann dazu führen, daß für einen Vergleich im Endeffekt weniger Datensätze zur Verfügung stehen und die zeitliche Auflösung verschlechtert wird.

Abbildung 6 gibt ein zu Abbildung 5 analoges Bild für den Monat März 1999, für den auch Messungen, allerdings vom zweiten Flugmodell von ScaRaB, vorliegen.

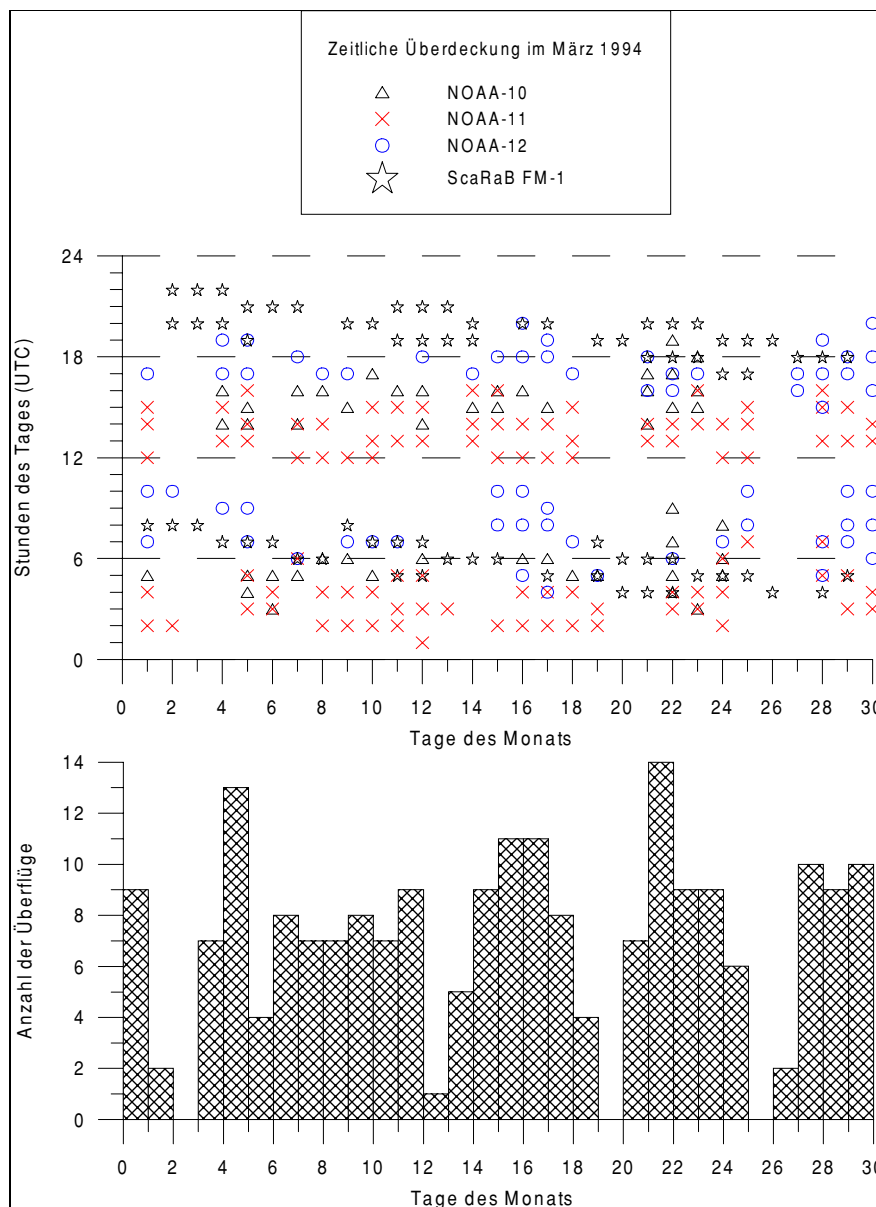
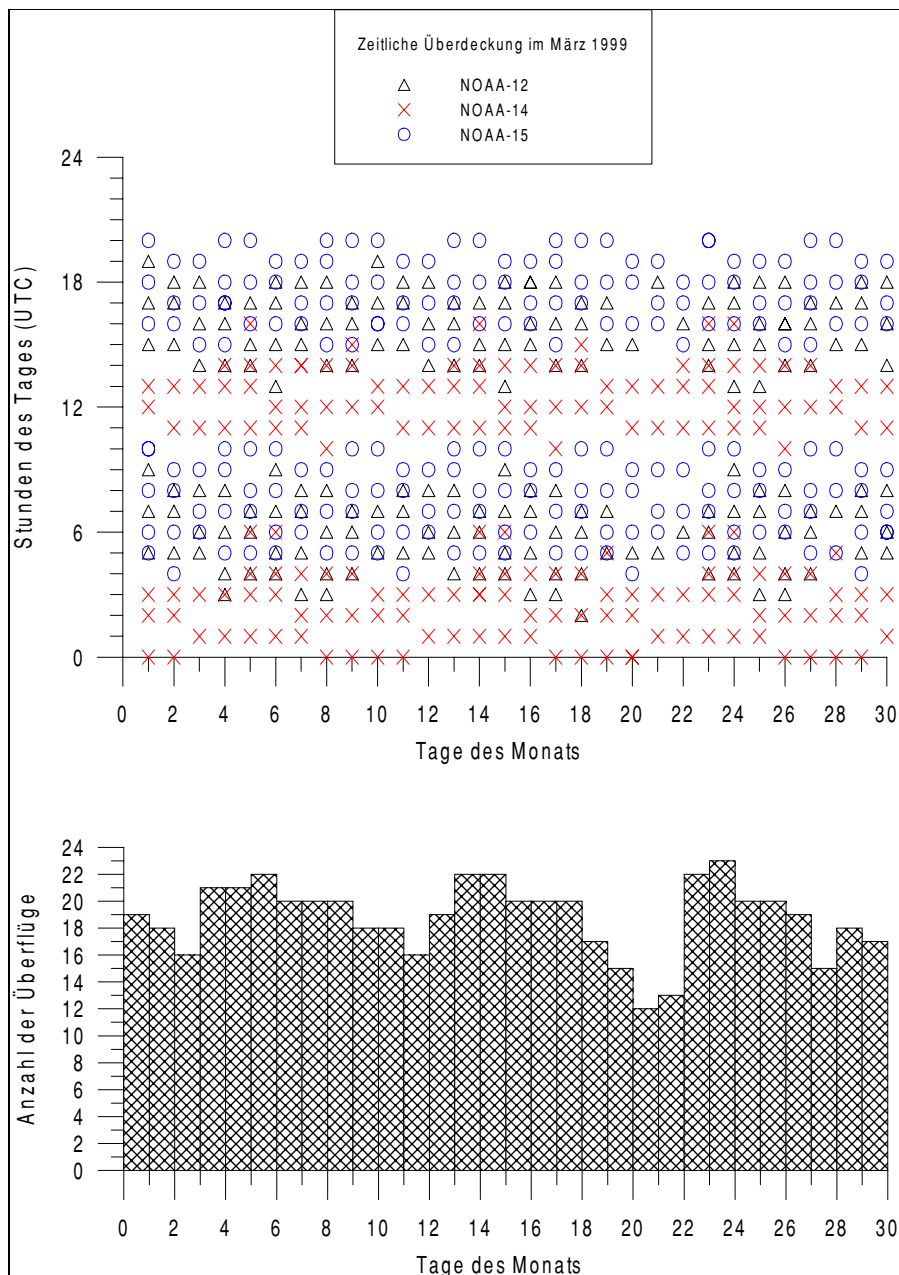


Abbildung 5: Zeitliche Verteilung der in Geesthacht empfangenen NOAA-Überflüge im März 1994. Aufteilung in Stundenboxen (oben) und Tages-Histogramm (unten).

Es ist zu sehen, daß die zeitliche Überdeckung während aller Tage so gut ist, daß tagsüber für fast alle Stunden des Tages Messungen von NOAA-Satelliten vorhanden sind. Im März 1999 hatte die Satellitenempfangsanlage auch nicht so viele Wartungszeiten, die sich reduzierend auf den Empfang der NOAA-Satelliten auswirken konnten. Für diesen Monat stehen tagsüber im Mittel zehn Satelliten-Überflüge zur Verfügung.

Allerdings gibt es im März 1999 Probleme mit dem Datentransfer vom Satelliten zur Bodenstation für den Resurs-Satelliten, so daß nur wenige Tage mit Messungen vorhanden sind.

Abbildung 6: Zeitliche Verteilung der in Geesthacht empfangenen NOAA-Überflüge im März 1999 (Aufteilung in Stundenboxen (oben) und Tages-Histogramm (unten)).



Für eine Verknüpfung von ScaRaB mit den ERBE-Breitbandradiometern ist also sowohl NOAA-9 als auch NOAA-10 denkbar. Auf der anderen Seite, um eine Verbindung zu den heutigen (aktuellen) Strahlungsbilanzmissionen, wie CERES auf TRMM oder ScaRaB FM-2 auf dem Resurs-Satelliten, herzustellen, ist nur NOAA-12 geeignet, da NOAA-14 erst nach dem Ende des ersten Flugmodells von ScaRaB aufgezeichnet worden ist (siehe Tabelle 4).

Aus technischen Gründen, sind in dieser Arbeit keine Überflüge von NOAA-10 bearbeitet worden, was im wesentlichen darin begründet ist, daß das zur Szenenerkennung verwendete APOLLO-Verfahren (vgl. Kapitel 4) mit den Eingabedaten aller fünf Kanäle eines AVHRR die besten Ergebnisse liefert.

In dieser Arbeit ist sowohl die Kalibration nach ISCCP, als auch die Kalibration nach Rao und Chen (1995) untersucht worden. Es ist letztendlich die Kalibration nach Rao und Chen (1995) verwendet worden, da diese besser mit den Daten von ScaRaB in Übereinstimmung zu bringen war (vgl. Kapitel 4). Es war nicht zu klären, warum die ISCCP-Kalibration größere Abweichung im Vergleich mit ScaRaB aufwies, als die Kalibration nach Rao und Chen (1995).

### 2.3 Das regionale Wettervorhersagemodell REMO

Im Rahmen des BALTEX-Programms (Raschke et al. 1998, IBS 1995) wird zur Modellierung des Wasser- und Energiekreislaufs im Institut für Atmosphärenphysik des GKSS-Forschungszentrums das REMO betrieben (z.B. Karstens et al. 1994, Ahrens et al. 1998).

Es beschreibt den atmosphärischen Teil der sich im Aufbau befindlichen Modellkette MOHAIR (Modelsystem for Hydrological and Atmospheric Investigations on Regional Scale), die außerdem noch einen mesoskaligen (Wolkenmodell, GESIMA (Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre) und hydrologischem Anteil (SEWAB (Surface Energy and Water Balance Scheme)) einschließlich eines horizontalen Transportschemas für Wasser enthält bzw. enthalten wird. Diese Modellkette soll während der BALTEX-Kampagne BRIDGE (IBS 1997) gekoppelt betrieben werden, um den Wasser- und Energiekreislauf zu simulieren. Im Rahmen der Vorarbeiten zum BRIDGE-Experiment 2000–2001 werden alle Modelle separat untersucht und mit Messungen verglichen. Verschiedene Autoren haben einige der Variablen des REMO untersucht und mit Messungen verglichen: Karstens et al. (1996) haben sich mit dem Niederschlag und der Wasserbilanz in der Atmosphäre beschäftigt; Ahrens et al. (1998) untersuchten den Bedeckungsgrad. Brandt et al. (1998) haben die gemessenen Luft- und Taupunkttemperaturen des synoptischen Netzes für das gesamte Gebiet betrachtet. In einer Fallstudie haben Hollmann et al. (1999) Modellergebnisse der thermischen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre mit Messungen von ScaRaB verglichen.

Das REMO ist von der Physik her in wesentlichen Teilen dasselbe Modell, welches vom Deutschen

Tabelle 5: Prognostische Variablen des REMO.

<b>Prognostische Variable</b>	<b>Dimension</b>
Bodendruck $p$	Pa
Wolkeneisgehalt, $q_i$	g/kg
Horizontaler Wind $u, v$	m/s
Wolkenwassergehalt $q_w$	g/kg
Wasserdampf $q$	g/kg
Temperatur $T$	K

Wetterdienst (DWD) als “Europa-Modell“ entwickelt worden ist (Majewski 1991). Das Modellgebiet mit der im Modell verwendeten Orographie ist in Abbildung 7 dargestellt. Es reicht im Norden bis zum Nordmeer, im Süden bis zur Adria, im Westen bis Mittelfrankreich und im Osten bis zum Ural. Ein großer Teil des Gebietes von 29 % ist mit dem Einzugsgebiet der Ostsee bedeckt.

Im Gegensatz zum operationell vom DWD genutztem “Europa-Modell“ ist, dem Untersuchungsgebiet entsprechend, das Modellgebiet nach Nordosten zur Ostsee verschoben. In dem Modell wird die hydrostatische Approximation benutzt. Es hat 20 Schichten in der Vertikalen in einem Sigma-Druck-Koordinatensystem und eine  $1/6^\circ$  Auflösung in einem rotierten Länge-Breite-Koordinatensystem. Dies ergibt für die gesamte Fläche  $181 \times 121$  Gitterpunkte mit einer Auflösung von  $18 \times 18$  km<sup>2</sup> im Zentrum des Modellgebietes. Die prognostischen Variablen sind in Tabelle 5 gegeben.

In der für die Rechnungen der vorliegenden Arbeit benutzten Version 2.5 von REMO ist im Gegensatz zu früheren Versionen auch eine prognostische Variable für den Wolkeneisgehalt enthalten. Schon vorher ist die prognostische Variable für den Wasserdampf eingeführt worden. In früheren Versionen wurden diese beiden Größen aus dem Gesamtwassergehalt abgeleitet (siehe z.B. Jacob et al. 1995). Im Gegensatz zu dem beim DWD betriebenen Modell sind außerdem die Temperatur und der Wolkenwassergehalt als prognostische Variablen eingebaut worden, um für die Untersuchungen des atmosphärischen und hydrologischen Zyklus in BALTEX besser geeignet zu sein.

Das Strahlungsbilanzschema des Modells folgt Ritter und Geleyn (1992). Sie entwickeln die Routine basierend auf einer Zwei-Strom-Approximation mit einer vollen Wolken- Strahlung Wechselwirkung. Die Strahlungstransportroutine berücksichtigt nicht die Eisphase des Wassers mit ihren Phasenfunktionen. Deshalb wird für die Strahlungsparameterisierung der berechnete Wolkeneisgehalt in den äquivalenten Wolkenflüssigwassergehalt umgerechnet und dann der Strahlungstransportroutine übergeben.

Für den Modellauf für März 1994 werden vorher mit einem getrennten Modellauf in einer horizontalen Auflösung von  $0,5^\circ$  die erforderlichen stündlichen Randbedingungen aus den sechsstündigen Analysen des Europamodells des DWD erzeugt. Für alle Rechnungen mit dem Modell wird der Zeitschritt zu 120 s gewählt.

Das Modell wird anschließend in der höheren Auflösung von  $1/6^\circ$  im sogenannten Vorhersagemodus betrieben, d.h. es wird jeden Tag des Monats beginnend um 0:00 Uhr eine 30-stündige Vorhersage mit den stündlichen Randwerten gerechnet. Dies wird fortlaufend für alle Tage des Monats wiederholt.



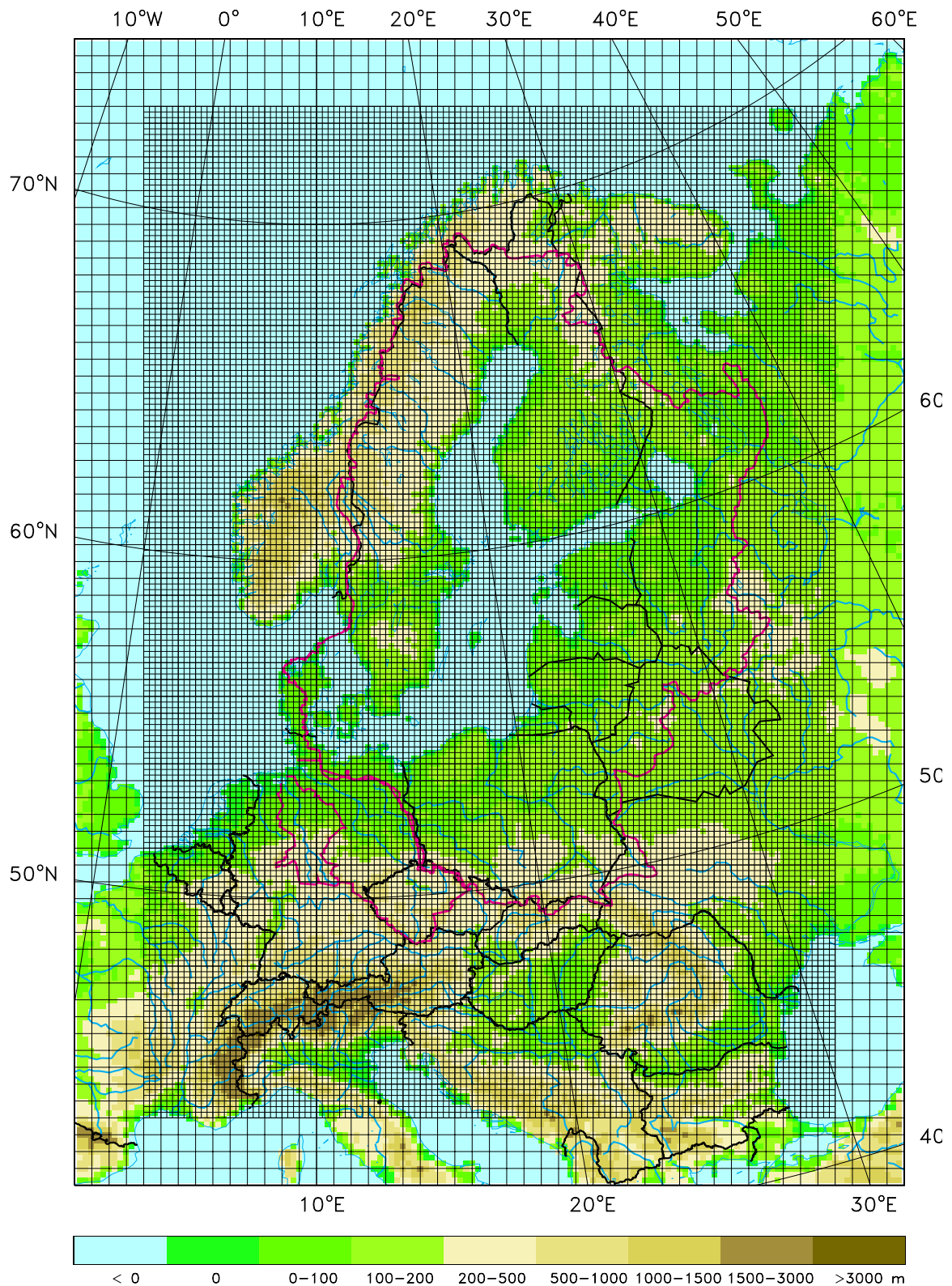


Abbildung 7: Modellgebiet des REMO: Gitter und Orographie in m.

Mit dem Neustart des Modells erreicht man, daß sich die Vorhersage der atmosphärischen Variablen nicht weit vom Realzustand der Atmosphäre entfernt.

Die ersten sechs Stunden eines jeden Modellaufs werden, um die Einschwingzeit des Modells zu kompensieren, in der Auswertung nicht betrachtet. Es hat sich gezeigt, daß es dafür genügt die ersten sechs Stunden zu vernachlässigen (Karstens et al. 1996).

Da in dieser Arbeit (vgl. Kapitel 8) die Energiebilanzterme am Oberrand der Atmosphäre untersucht werden, wird hier auch auf die Arbeit von Zhang et al. (2000) eingegangen. Zhang et al. (2000) vergleichen die Ergebnisse des Modells mit dem ISCCP-DX-Datensatz und stellen dabei fest, daß das Modell zu wenig Wasserwolken und zu viele Eiswolken prognostiziert. Durch eine zu geringe Sinkgeschwindigkeit von Eispartikeln haben entstandene Cirren eine zu lange Lebensdauer. Außerdem wird festgestellt, daß die Nukleationsrate, also die Rate, die das Anwachsen kleinerer Eispartikel zu größeren Partikeln bestimmt, zu lang ist. Es bilden sich dementsprechend zu wenige größere Eisteilchen, die ausfallen könnten und zu einer Auflösung bzw. Reduzierung des Cirrus führen könnten. Schließlich stellten sie fest, daß die Übersättigungsrate nicht richtig ist.

Durch ihre Änderungen können Zhang et al. (2000) zeigen, daß der Bedeckungsgrad und die Wolkenoberkantentemperatur besser mit den ISCCP-Messungen übereinstimmen und somit die Wolken in der korrekten Höhe plaziert werden. Es ist jedoch auch wichtig zu überprüfen, inwieweit die korrekte Höhenzuordnung der Wolken zu einer korrekten Energiebilanz am Oberrand der Atmosphäre führt.

### 3 DIE ABLEITUNG DER STRAHLUNGSFLUßDICHTE AUS RADIOMETERMESSUNGEN

#### 3.1 Einführung

Obwohl die Strahlungsbilanz, also die Summe von thermischer Ausstrahlung und solarer Einstrahlung prinzipiell gut mit satellitengestützten Instrumenten erfaßt werden kann, sind eine Reihe von Verarbeitungsschritten erforderlich, um physikalische Größen zu erhalten, die z.B. mit denen in Atmosphärenmodellen vergleichbar sind. Zur Einführung sollen hier kurz die ersten Schritte der Verarbeitung und die einzelnen Größen dargestellt und die dabei auftretenden möglichen Fehler vorgestellt werden. Es wird hier nur auf die ersten Schritte des Invertierungsprozesses eingegangen. Den hier dargestellten Schritten folgt dann üblicherweise noch eine räumliche und zeitliche Mittelung, um z.B. globale Monatsmittel zu erhalten. Mehr über die angewendeten Verfahren zur räumlichen und zeitlichen Mittelung kann bei Standfuss (1997) gefunden werden, der sich mit einem synergetischen Ansatz zur Verbesserung von Modellen zur Erzeugung von Tagesmittelwerten beschäftigt.

In Abbildung 8 sind die notwendigen Schritte der Invertierung schematisch dargestellt. Für die Beobachtungsgeometrie wird das Koordinatensystem durch  $\vartheta_0$ ,  $\vartheta$  und  $\varphi$  definiert. Dabei ist  $\vartheta_0$  der Sonnenzenitwinkel,  $\vartheta$  der Satellitenzenitwinkel und  $\varphi$  der relative Azimutwinkel zwischen Satellit und

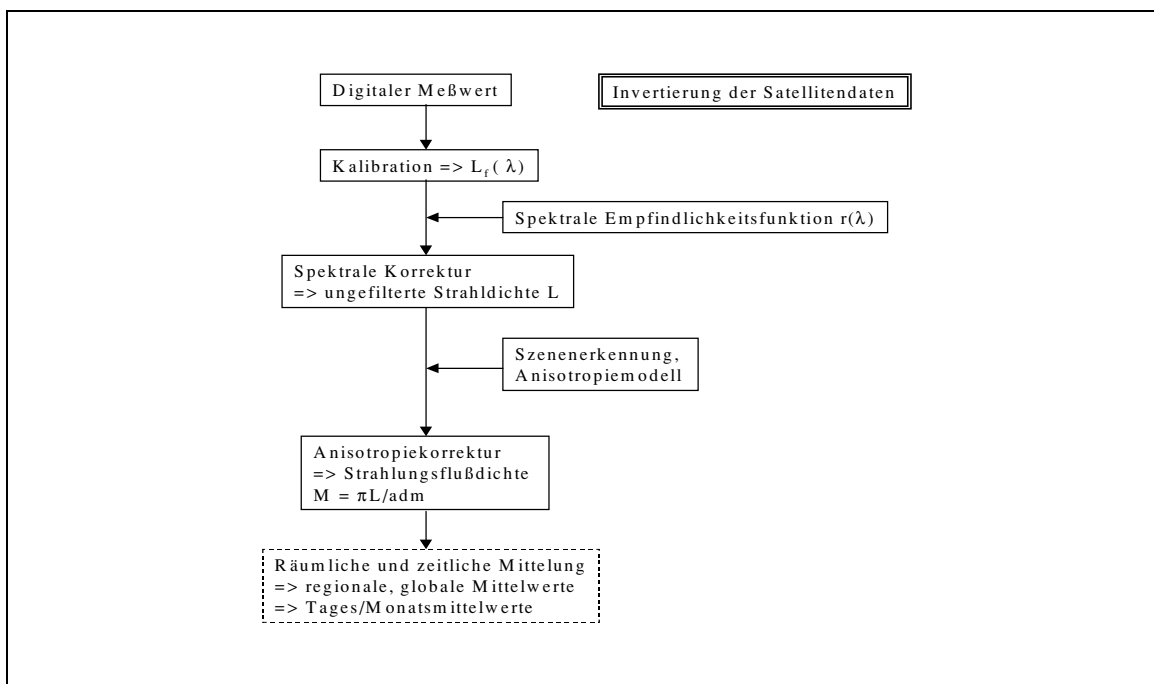


Abbildung 8: Schematische Darstellung der Invertierung gemessener Radiometersignale zu Strahlungsflußdichten.

Sonne. Der Sonnenzenitwinkel für die senkrecht stehende Sonne ist zu  $0^\circ$  gesetzt, dementsprechend ist der Sonnenauf- und Untergang bei  $\vartheta_0=90^\circ$ . Für Werte von  $\vartheta_0 > 90^\circ$  befindet sich der Beobachter unter dem Horizont bzw. auf der Nachtseite. Dies spielt eine entscheidende Rolle bei den zu bearbeitenden Satellitenüberflügen, da die abtastenden Instrumente manchmal auf der einen Seite auf die Tagseite der Erde schauen, während sie z.B. im Nadir noch auf die Nachtseite blicken. Das BALTEX-Gebiet, für das das regionale Strahlungsbilanzprodukt entwickelt wird, ist zudem groß genug, daß auf der östlichen Seite die Sonne schon aufgegangen ist, während im Westen noch Nacht ist. Der März 1994 ist in dieser Hinsicht ein Problem, da der METEOR-Satellit in diesem Monat genau in der Dämmerung fliegt.

### 3.2 Invertierung der Satellitendaten

#### **Messung des Radiometers**

Der Detektor eines Radiometers mißt die von einer beobachteten Szene in Richtung des Detektors reflektierte spektrale Strahldichte. Als Ergebnis einer Messung mit einem Radiometer, welches einen Detektor mit einem entsprechend des Spektralbereichs gewählten Filter enthält, liegt der digitale Meßwert als sogenannter „count“ vor. Diese Zahl ist abhängig von der beobachteten Szene auf der Erde und ist mit einem Meßfehler behaftet. Standfuss et al. (1993) geben für das Rauschen einen Wert von  $9,2 \text{ W/m}^2$  an, der auch im weiteren benutzt werden soll.

#### **Kalibration**

Vor dem Start des Satelliten mit einem Instrument (vgl. auch Kapitel 2.1.2) wird durch umfangreiche Messungen eine mathematische Beziehung zwischen dem Count und der physikalischen Größe, der gefilterten spektrale Strahldichte  $L_f(\lambda)$  abgeleitet. Im Idealfall ist dies eine lineare und eindeutige Beziehung der Form  $L_f(\lambda) = a * count + b$ , wobei a und b die vorher bestimmten Konstanten sind.

Eine wichtige Frage dieser Art der Umrechnung ist die zeitliche Stabilität dieser Beziehung, bzw. die Gültigkeit auch in der operationellen Phase, wenn der Satellit in der Erdumlaufbahn ist. Das ist nur durch umfangreiche Kalibrationseinheiten an Bord zu überprüfen.

#### **Spektrale Korrektur**

Die so gewonnene gefilterte Strahldichte ist abhängig vom verwendeten Instrument und von der spektralen Empfindlichkeitsfunktion  $r_\lambda(\lambda)$ , welche z.B. in Abbildung 3 und Abbildung 4 dargestellt

ist. Sie ist definiert über die instrumentenunabhängige spektrale Strahldichte  $L(\lambda)$  in  $W/(m^2 \text{ m sr})$  durch

$$L_f = \int_0^{\infty} r_{\lambda}(\lambda) L(\lambda) d\lambda, \quad (13)$$

mit  $\lambda$  in m als Wellenlänge.  $r_{\lambda}(\lambda)$  ist nur innerhalb der Bandbreite eines Kanals verschieden von Null und muß zur Umrechnung in die ungefilterte spektrale Strahldichte vorher bestimmt werden. Die ungefilterte Strahldichte  $L$  in  $W/(m^2 \text{ sr})$  ist definiert durch

$$L = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L(\lambda) d\lambda. \quad (14)$$

$L$  ist richtungs- und beobachtungsabhängig, aber dann unabhängig von der Wellenlänge und vom Instrument, mit der sie gemessen worden ist.

### **Anisotropiekorrektur**

Die richtungsunabhängige Strahlungsflußdichte  $M$  in  $W/m^2$ , oft auch nur Strahlungsfluß genannt, ergibt sich durch die Integration von  $L$  über den Halbraum nach

$$M = \int_{\Omega} \cos\vartheta L(\vartheta, \vartheta_0, \varphi) d\Omega. \quad (15)$$

Da bei Satellitenmessungen immer nur eine feste Beobachtungsgeometrie ( $\vartheta_0, \vartheta, \varphi$ ) vorliegt, wird die Strahlungsflußdichte  $M$  in der Satellitenmeteorologie über die folgende Gleichung aus der Strahldichte  $L(\vartheta_0, \vartheta, \varphi)$  berechnet:

$$M = \frac{\pi L(\vartheta_0, \vartheta, \varphi)}{adm(i, j, k, scene)}. \quad (16)$$

Die Anisotropiefunktionen  $adm(i, j, k, scene)$  sind aus Nimbus-7 Satellitenmessungen erstellt worden. Da die Messungen eine große Unsicherheit und Streuung aufweisen, hat man sie nur für Bereiche in  $\vartheta_0, \vartheta, \varphi$  und verschiedenen Oberflächentypen (Szene) berechnet.

Die Winkel werden dabei in zehn Klassen für  $\vartheta_0$ , acht Klassen für  $\vartheta$  und sieben Klassen für  $\varphi$  unterteilt. Die Szenen werden in zwölf unterschiedliche Klassen aufgeteilt, die sich aus einer Kombination von Bedeckungsgrad  $cc$  und Oberflächentyp (Wasser, Land, Eis/Schnee, Wüste und Küste) ergeben. Die Wolkenklassen werden unterteilt in:

- Wolkenfrei:  $0 \% < cc < 5 \%$
- Teilweise bewölkt:  $5 \% < cc < 50 \%$
- Überwiegend bewölkt:  $50 \% < cc < 95 \%$
- bedeckt:  $95 \% < cc < 100 \%$

Da nicht zwischen allen Szenen unterschieden wird, z.B. wird über dem Bodentyp Schnee/Eis nur in wolkenfrei und bedeckt unterschieden, werden nicht alle theoretisch möglichen Kombinationen verwendet. Es ergeben sich insgesamt zwölf verschiedene Klassen, die bei ERBE verwendet wurden (vgl. Tabelle 6):

Tabelle 6: Die 12 Typen der ERBE-Szenenerkennung.

geographische Szene	wolkenfrei	teilweise bewölkt	überwiegend bewölkt	bedeckt
<b>Wasser</b>	<b>1</b>	<b>6</b>	<b>9</b>	<b>12</b>
<b>Land</b>	<b>2</b>	<b>7</b>	<b>10</b>	
<b>Wüste</b>	<b>4</b>			
<b>Küste</b>	<b>5</b>	<b>8</b>	<b>11</b>	
<b>Schnee/Eis</b>	<b>3</b>	-	-	

Um ScaRaB mit ERBE vergleichen zu können, wurde die erste (bisher einzige) Auswertung "ERBE-ähnlich" ausgeführt, d.h. es werden dieselben Anisotropiefunktionen nach Suttles et al. (1988) benutzt. Auch dieselbe Szenenerkennung wie bei ERBE wird verwendet.

Als Ergebnis des Invertierungsverfahrens liegt dann die Strahlungsflußdichte für jedes Bildelement vor.

### Von der schmalbandigen Strahldichte zur breitbandigen Strahldichte

Die oben beschriebenen Invertierungsverfahren gelten für die Messung mit einem breitbandigen Radiometer zur Bestimmung der Strahlungsbilanz. Auf den operationellen Satelliten werden jedoch nur schmalbandige Radiometer geflogen. Im Gegensatz zur groben räumlichen Auflösung und der absoluten Kalibration der breitbandigen Geräte, haben diese dafür eine bessere räumliche Auflösung, sind aber nicht absolut kalibriert. Um diese zu nutzen und eine Strahlungsbilanz mit der höheren Auflösung zu erstellen, sind weitere Schritte notwendig, die in den nächsten Kapiteln vorgestellt werden sollen.

Es ist eine Rechenvorschrift zu bestimmen, daß die breitbandige, zu berechnende Strahldichte eine Funktion der schmalbandigen Strahldichte ist:

$$L_B = f(\vartheta_0, \vartheta, \varphi, \text{szene}, L_{NB}). \quad (17)$$

Hier geben die unteren Indizes B die breitbandige Strahldichte und NB die schmalbandige Strahldichte an.

Diese Funktionalität kann noch weiter aufgeteilt werden, was zum einen den Vorteil einer besseren Fehlerkontrolle hat und zum anderen auch eine Unabhängigkeit von den Instrumenten bringt. Dann müssen nicht alle Teile dieser Funktion neu berechnet werden, falls man von einem schmalbandigen Instrument zu einem anderen schmalbandigen Instrument übergeht (z.B. von AVHRR zu SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) auf MSG (METEOSAT Second Generation)). Es sind dann lediglich kleinere Anpassungen notwendig.

Gleichung (17) läßt sich in eine Schmalband-Normierung und eine sich anschließende Schmal-zu-Breitband-Umrechnung aufzuteilen:

$$L_B = NTN(L_{NB}, L_{ref}) * NTB(L_{ref}, \vartheta_0, \vartheta, \varphi, \text{szene}) \quad (18)$$

In Gleichung (18) ist  $L_{ref}$  eine schmalbandige Referenz-Strahldichte, NTN die Schmalband-Normierung (im englischen "Narrow-to-Narrowband conversion") und NTB die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung ("Narrow-to-Broadband conversion"). Die Referenz-Strahldichte bezieht sich dabei auf das Instrument, von dem die NTB abgeleitet worden ist. Es ist auch von Vorteil, daß die Schmalband-Normierung im Idealfall unabhängig von der Beobachtungsgeometrie und dem spektralen Reflexionsverhalten der Szenen ist, während die Informationen über die Geometrie und Szene zur Schmal-zu-Breitband-Umrechnung verschoben werden. Anhand von Gleichung (18) läßt sich sehr gut der Vorteil dieser Separation zeigen, daß nämlich bei einem anderen Ausgangsinstrument lediglich der NTN-Teil geändert werden muß, während der NTB-Teil gleich bleibt und nur noch einmal angewendet werden muß.

### **Fehleruntersuchungen**

Für alle beschriebenen Invertierungsschritte existiert eine Vielzahl von Untersuchungen und Fehlerabschätzungen (z.B. Standfuss 1997). Ein großer Teil des Fehlers entsteht durch die zeitliche und räumliche Integration und ist für den zeitlichen Fehler auf die grobe zeitliche Auflösung von zwei

Überflügen pro Tag zurückzuführen. Standfuss (1997) entwickelt ein Verfahren, um mit den B2-Daten von METEOSAT, die in einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden vorliegen, ein synergetisches Strahlungsbilanzprodukt abzuleiten. Dadurch lassen sich die Fehler um bis zu 50 % in den Monatsmittelwerten reduzieren.

Hier in dieser Arbeit wird ein Verfahren entwickelt, welches die räumliche Auflösung des Strahlungsbilanzproduktes verbessert, so daß dieses in der Validierung von regionalen Atmosphärenmodellen angewendet werden kann. Es basiert im Gegensatz zu dem Verfahren von Standfuss (1997) nicht auf Daten des geostationären METEOSAT, sondern auf den operationellen polarumlaufenden NOAA-Satelliten. Das hat den Vorteil, daß das Verfahren auch noch sehr gut in höheren Breiten angewendet werden kann, wo die Messungen von METEOSAT durch die Beobachtungsgeometrie kaum noch anwendbar sind. Durch bis zu drei polarumlaufende Satelliten gleichzeitig kann auch hier die zeitliche Auflösung gesteigert werden, allerdings nicht in dem selben Maße wie bei Standfuss (1997).

In der Gleichung (17) und (18) entsprechenden Weise sind die nächsten beiden Kapitel gegliedert. Im Kapitel 4 wird eine Schmalband-Normierung für das AVHRR auf NOAA-11 abgeleitet und im Kapitel 5 wird eine Schmal-zu-Breitband-Umrechnung durch ScaRaB bestimmt. Zusammen lassen sich dann beide auf AVHRR-Daten anwenden, was dann in den Kapiteln 6 und 7 diskutiert wird.



## 4 DIE SCHMALBAND-NORMIERUNG

Da die spektralen Empfindlichkeiten der schmalbandigen Kanäle auf verschiedenen Satelliten unterschiedlich sind, muß eine Schmalband-Normierung entwickelt werden, die in diesem Kapitel dargestellt wird. Es werden die schmalbandigen Strahldichten des AVHRR-Kanals 1 auf die schmalbandigen Strahldichten von ScaRaB normiert.

Dazu werden die navigierten und nach Rao und Chen (1995) kalibrierten NOAA-11 Satellitenüberflugsdaten verwendet. Anschließend wird das APOLLO (AVHRR Processing Scheme over Land, Cloud and Ocean), nach Saunders und Kriebel (1988) angewendet, um eine Szenenerkennung auf Bildelementbasis des AVHRR durchzuführen. Nach der räumlichen Aggregation auf die Größe eines ScaRaB-Bildelements werden die normierten Strahldichten von ScaRaB und NOAA-11 verglichen.

Um das auch theoretisch zu untersuchen, werden Modellrechnungen mit MODTRAN 3.5 (Anderson und Abreu 1996) gemacht und theoretische Regressionen abgeleitet. Der Vergleich beider Verfahren, der experimentellen und der theoretischen, zeigt eine gute Übereinstimmung. Im Gegensatz zu den theoretischen Erkenntnissen, bei denen für verschiedene Oberflächenarten eigene Regressionen bestimmt werden, zeigen die experimentellen Daten, daß man mindestens für Nordeuropa und Mitteleuropa (also dem Empfangsgebiet der verwendeten NOAA-Satellitenempfangsanlage) auch mit einer Regression auskommt, die unabhängig von der Oberfläche ist.

### 4.1 Das APOLLO-Verfahren zur Szenenerkennung

Das Interesse an einer automatischen Szenenerkennung wuchs sehr stark mit der Erkenntnis, daß die Wolken eine äußerst wichtige Rolle in unserem Klima spielen, die noch nicht vollkommen geklärt ist. Erste Untersuchungen zur Detektion wolkenloser Bildelemente von Satellitendaten machten z.B. Reynolds und VonderHaar (1977), Minnis und Harrison (1984), Olesen und Grassl (1985) und Saunders (1986). Mit dem Beginn der Erstellung einer globalen Wolkenklimatologie über mehrere Jahre hinweg durch ISCCP (Schiffer und Rossow 1983, Rossow und Schiffer 1999) wurde die Wolkenerkennung und Klassifikation zu einem der Schwerpunkte in der Satellitenmeteorologie. Es entstanden Verfahren, die eine Klassifikation ermöglichen, aber nur eine Erkennung in dem Sinne, durch Wolken kontaminierte Bildelemente zu eliminieren, damit man mit den verbleibenden wolkenfreien Bildelementen speziell die Bodeneigenschaften untersuchen kann.

Neben dem Verfahren, welches bei ISCCP benutzt wird (Brest et al. 1997), existieren u.a. noch der SCANDIA (SMHI Cloud Analysis model using Digital AVHRR data) Algorithmus von Karlsson (1989, 1996, 1997), das CLAVR-Modell (Stowe et al. 1991) und das APOLLO-Verfahren (Saunders und Kriebel 1988). Im Gegensatz zu dem operationellen ISCCP-Projekt nutzen die anderen Algorithmen auch mehr Kanäle (bis zu den fünf vorhandenen), als die beiden Kanäle, auf die sich ISCCP beschränkt.

Evans-Jones und Barnsley (pers. Mitteilungen 1998) vergleichen die letzten beiden Methoden und eine Methode nach Derrien et al. (1992) miteinander und analysieren über 100 AVHRR-Aufnahmen über Südengland und Nordfrankreich im Zeitraum von Februar—September 1997, bei denen der Anteil der wolkenlosen Bildelemente weniger als 25 % der Gesamtfläche beträgt. Die drei Algorithmen werden angewendet und mit visuell bearbeiteten Analysen verglichen. Evans-Jones und Barnsley (pers. Mitteilungen 1998) kommen zu dem Ergebnis, daß die Abweichungen aller drei Algorithmen im Mittel ca. 5 % betragen. Sie stellen weiter fest, daß die größten Abweichungen durch die Probleme mit den starken Kontrasten und der bildelementgenauen Navigation in den Küstenregionen auftreten. Das APOLLO-Verfahren liefert von allen Verfahren die meisten Bildelemente, die mit Wolken kontaminiert sind.

Das automatische APOLLO-Verfahren zur Szenenerkennung nach Saunders und Kriebel (1988) ist zudem in verschiedenen Meßkampagnen, wie z.B. bei ICE (International Cirrus Experiment) 1989 mit Flugzeugmessungen verglichen worden (Kästner et al. 1993). Andere Autoren untersuchten mit dem APOLLO-Verfahren die Identifikation von Eis-Wolken (Schickel et al. 1994) oder die Häufigkeit und die regionale Verteilung von Kondensstreifen (Mannstein et al. 1997). Beim DWD ist geplant das APOLLO-Verfahren operationell zur Wolkenklassifikation für die Wetterberatung, zur Erstellung von Wolkenparametern zur Modellverifikation, zur Erstellung einer Wolkenmaske und des NDVI (Normalized Differential Vegetation Index), zur Berechnung des Pflanzenbedeckungsgrades als Eingabedatensatz für numerische Wettervorhersagemodelle und für Landanwendungen in der Agrarmeteorologie zu nutzen (Gratzki, pers. Mitteilungen 1999).

Im folgenden soll das APOLLO-Verfahren beschrieben werden. Die Hauptphilosophie des APOLLO-Verfahrens ist die, wie oben schon angedeutet, daß alle fünf AVHRR-Kanäle in der vollen Auflösung benutzt werden und bis zu fünf verschiedene Tests angewendet werden. Ein Bildelement wird nur dann als wolkenlos klassifiziert, wenn es alle fünf Tests besteht. Ansonsten gilt es als nicht wolkenfrei. Dies führt natürlich dazu, daß einige Bildelemente irrtümlich als teilweise bewölkt oder bedeckt eingeschätzt werden, es hat aber den Vorteil, daß kaum ein mit Bewölkung kontaminiertes

Bildelement als wolkenfrei erkannt wird. Die fünf Tests, die für jedes Bildelement durchgeführt werden, variieren je nachdem ob es eine Tag- oder Nachtaufnahme bzw., ob es über Wasser, Land oder gemischten Szenen ist. Das Schema nutzt alle fünf Kanäle (siehe Tabelle 3) und unterscheidet in die drei Oberflächentypen Wasser, Land, Küste (gemischtes Bildelement von Land und Wasser). Während des Tages sind die Albeden von Kanal 1 und 2 und die äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen der Kanäle 4 und 5 erforderlich, für eine Berechnung während der Nacht sind nur die äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen der Kanäle 3, 4 und 5 erforderlich und nutzbar (Saunders und Kriebel 1988).

Der **erste** angewendete Test ist ein Schwellwerttest im infraroten Spektralbereich bei 12  $\mu\text{m}$ . Hier haben Wolken eine größere optische Dicke als wolkenlose Bildelemente und können somit als bewölkt klassifiziert werden, wenn die Temperatur kleiner als der dynamische Schwellwert ist.

Der **zweite** Test ist ein räumlicher Kohärenztest, der auf die 11  $\mu\text{m}$  Helligkeitstemperaturen angewendet wird. Innerhalb eines 3×3-Bildelement-Feldes wird der Mittelwert und die Standardabweichung bestimmt. Ist die Standardabweichung am Tag und über Wasser größer als 0,2 K, dann wird das Bildelement als bewölkt klassifiziert. Für einen Nacht-Überflug kann der Test auch über Land angewendet werden, der Schwellwert ist dann mit 1,0 K größer. Da die räumlichen Unterschiede über Küsten sehr groß werden können, wird er dort nicht angewendet, um keine falschen Ergebnisse zu erzeugen (Saunders und Kriebel 1988).

Der **dritte** Test, der nur während des Tages angewendet wird, ist ein dynamischer Schwellwerttest der Albeden von Kanal 1 und Kanal 2. In einem Histogramm der Albedo von 50 × 50 Bildelementen können wolkenfreie Gebiete über Wasser und Land sehr gut identifiziert werden, da sie verhältnismäßig dunkel sind. Der Schwellwert wird nun etwas höher als dieses Minimum gesetzt, um die bewölkten Bildelemente zu identifizieren. Um den Einfluß des Aerosols und der Rayleighstreuung auf die Eindringtiefe aus den Histogrammen zu entfernen, wird für Bildelemente über Wasser die Albedo von Kanal 2 benutzt, die weniger auf Aerosole bzw. Rayleighstreuung empfindlich ist. Über Land wird Kanal 1 benutzt, da der Kontrast zwischen bewölkten und wolkenlosen Gebieten sehr viel größer als im Kanal 2 ist (Saunders 1986).

Der **vierte** Test zur Detektion von bewölkten Bildelementen während des Tages ist ein Test des Verhältnisses der nahen infraroten Albeden zur denen im Sichtbaren, d.h. das Verhältnis von Kanal 2 zu Kanal 1. Dieses Verhältnis ist im Falle von Wolken nahe eins, da die Albedo von Wolken sich nur wenig vom sichtbaren zum infraroten ändert und die Anisotropie von Wolken in beiden Kanälen

gleich ist und sich damit aufhebt. Für wolkenfreie Bildelemente über Wasser ist allerdings eine große Abhängigkeit der Albedo im Kanal 1 von den Aerosolen und Molekülen des Wasserdampfes zu sehen, die dafür sorgt, daß die Albedo fast doppelt so groß wird wie die im Kanal 2. Dann ist das Verhältnis bei 0,5. Über Land mit Bewuchs ist die Albedo im Kanal 2 größer als im Kanal 1, so daß das Verhältnis immer größer eins sein wird. Für Gebiete mit Sonnenreflex auf dem Wasser werden alle solaren Tests nicht angewendet, da das Verhältnis dann auch nahe bei eins ist und somit eine Wolke suggeriert würde.

Der **fünfte** Test, der sowohl während des Tages als auch in der Nacht angewendet wird, beruht auf den Unterschieden in den äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen der infraroten Kanäle 4 und 5. Mit der Differenz  $T_4 - T_5$  können dünne Cirrus-Wolken detektiert werden, wenn die Differenz größer als ein durch Strahlungstransportrechnungen bestimmter Schwellwert ist.

Nachdem ein Bildelement alle diese fünf Tests passiert hat, gilt es als wolkenlos. Im anderen Fall werden noch zwei weitere Test unternommen, um zu überprüfen, ob das Bildelement nur teilweise oder vollständig bedeckt ist.

Das Verfahren arbeitet im wesentlichen gut, hat jedoch den Nachteil, daß die Unterscheidung zwischen Wolke und schneebedeckten Gebieten über Land oder Meereisgebiete über See sehr schwierig ist und zu Fehlern führt. Gesell (1989) entwickelt daraufhin eine Ergänzung zu den vorher genannten Tests, um auch eine Schnee-Eis Unterscheidung durchführen zu können. Für diesen Test wird der Unterschied in der Reflexion in Kanal 3 (im Spektralbereich von  $3,7 \mu\text{m}$ ) benutzt, da in diesem Spektralbereich die Wolken eine sehr viel größere Reflektivität als Eis oder Schnee haben. Für eine Untersuchung des Meereises wird zusätzlich noch die Temperaturdifferenz von Kanal 4 und 5 in Betracht gezogen. Untersuchungen des neuen Algorithmus über dem Ostseegebiet zeigen die Fortschritte. Im Gegensatz zu den anderen oben erwähnten Verfahren zur Wolkendetektion berechnet das APOLLO-Verfahren auch wolkenphysikalische Größen, wie optische Dicke der Wolken, Wolkenwasserweg und infrarote Emissivität (Kriebel et al. 1989).

Als Ergebnis der APOLLO-Wolkenklassifikation liegt dann für jedes AVHRR-Bildelement des Überfluges der Bedeckungsgrad in % vor und eine Information über die Wolkenklasse. Es wird dabei in dünne Eiswolken (Cirrus) und dicke (Wasserwolken) unterschieden, wobei die dicken Wolken noch in hohe und mittelhohe (Luftdruck an der Wolkenoberkante zwischen 700–400 hPa) und tiefe (Luftdruck an der Wolkenoberkante  $> 700$  hPa) unterschieden werden. Um diese Höhenzuordnung durchzuführen, wird auf Standardtemperaturprofile zurückgegriffen, die dann über die Wolkenober-

kantentemperatur eine Druckzuordnung möglich macht. Als weitere Zusatzinformation wird der Szenentyp, der in Wasser, Land und Küste unterteilt ist, ausgegeben, sowie eine Information, ob das Bildelement im Gebiet mit Sonnenspiegelung liegen könnte.

Diese Ausgaben des APOLLO-Verfahrens fließen in die weitere Auswertung zur Ableitung einer empirischen Schmalband-Normierung ein.

## 4.2 Die MODTRAN-Modellergebnisse

Um theoretische Umrechnungsfaktoren der schmalbandigen AVHRR-Kanäle auf den schmalbandigen sichtbaren Kanal von ScaRaB abzuleiten, sind Modellrechnungen mit dem Strahlungstransportprogramm MODTRAN 3.5 (z.B. Anderson und Abreu 1996) durchgeführt worden. MODTRAN 3.5 wurde von der amerikanischen Luftwaffe entwickelt und ist seit langem auch in der Satellitenmeteorologie verbreitet, um Strahldichten zu berechnen. Bei der Eingabe erlaubt das Programm eine Vielzahl von Variationsmöglichkeiten. So können verschiedene Atmosphären, wie auch eigene Profile für Gase und Aerosole in der Atmosphäre gewählt werden. Unterschiedliche Bodentypen sind wählbar.

Es werden sechs verschiedene Fälle definiert: wolkenlose Szenen über Sand, über Wald-, Wasser- und Grasgebieten; an bedeckten Fällen werden einmal eine tiefe Stratuswolke und eine hohe Cirruswolke definiert. Die spektralen Bereiche, in denen die Strahldichte ausgerechnet wird, werden zu  $0,526\text{--}0,833\ \mu\text{m}$  (Wellenzahlen  $19000\text{--}12000\ \text{cm}^{-1}$ ) gewählt. Sie decken damit den erforderlichen Bereich der spektralen Empfindlichkeitsfunktionen von ScaRaB und AVHRR Kanal 1 ab. Der Abstand der spektralen Strahldichten beträgt  $20\ \text{cm}^{-1}$ . Eine Untersuchung der Abhängigkeit der Werte von weiteren Eingabeparametern, wie Höhe der Atmosphäre (geändert von 30 km auf 100 km) oder der verwendeten Standardatmosphäre zeigt keine Änderung in den Ergebnissen.

Zur Berechnung der Umrechnungsfaktoren mit MODTRAN (Anderson und Abreu 1996) wird die US-Standardatmosphäre (1976), sowie eine Höhe der Atmosphäre von 100 km und ein  $\text{CO}_2$ -Gehalt von 350 ppmv gewählt. Die spektralen Strahldichten werden mit der Methode der „Discrete Order Transformation (DOT)“ durch MODTRAN berechnet. Der Winkelbereich des Sonnenzenitwinkels wird in neun Winkel ( $0^\circ, 10^\circ, 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 55^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 75^\circ$ ), der des Satellitenzenitwinkels in acht Winkel ( $0^\circ, 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 80^\circ$ ) und der des relativen Azimuts wird in sieben Winkel in  $30^\circ$  Abständen aufgeteilt. Insgesamt ergibt sich eine Anzahl von 448 Winkelkombinationen, die mit

MODTRAN gerechnet werden. Für die verschiedenen gerechneten Szenen werden die Standard-Bodenalbeden von MODTRAN verwendet, die im Falle von Wasser für Wellenlängen  $\lambda < 1,0 \mu\text{m}$  ergänzt worden sind.

Anschließend werden die einzelnen Strahldichten gewichtet mit der spektralen Empfindlichkeitsfunktion integriert. Auf diese Weise kann die empfangene Strahldichte für beide Instrumente simuliert werden.

Damit der Einfluß des Sonnenstandes eliminiert wird und man zu vergleichbaren Größen kommt, werden die Strahldichten anschließend mit der über die spektrale Empfindlichkeitsfunktion integrierten spektralen Solarkonstante normiert:

$$L_f^{nor} = \frac{\pi \int_0^{\infty} L(\lambda)r(\lambda)d\lambda}{\cos \vartheta_0 \int_0^{\infty} S_0(\lambda)r(\lambda)d\lambda} . \quad (19)$$

Die Einheit der normalisierten Strahldichte ist 1.

In dieser Gleichung ist  $S_0(\lambda)$  die spektrale solare Einstrahlung. Die Integration der spektralen Solarkonstante, die als Normierung in Gleichung (19) verwendet wird, ergibt für den sichtbaren Kanal von ScaRaB einen Wert von  $347,91 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ , bzw.  $184,17 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$  für den Kanal 1 von AVHRR auf NOAA-11.

Als Ergebnis der Modellrechnungen ist zu erwarten, daß die normierten Strahldichten von ScaRaB größer als diejenigen vom Kanal 1 des AVHRR sind, da der Bereich der Empfindlichkeit für ScaRaB etwas weiter zu den kürzeren Wellenlängen verschoben ist, wodurch ScaRaB mehr von der Rayleighstreuung mißt, als das AVHRR. Dazu trägt auch bei, daß eine generelle Abnahme der Strahldichte mit zunehmenden Wellenlänge stattfindet.

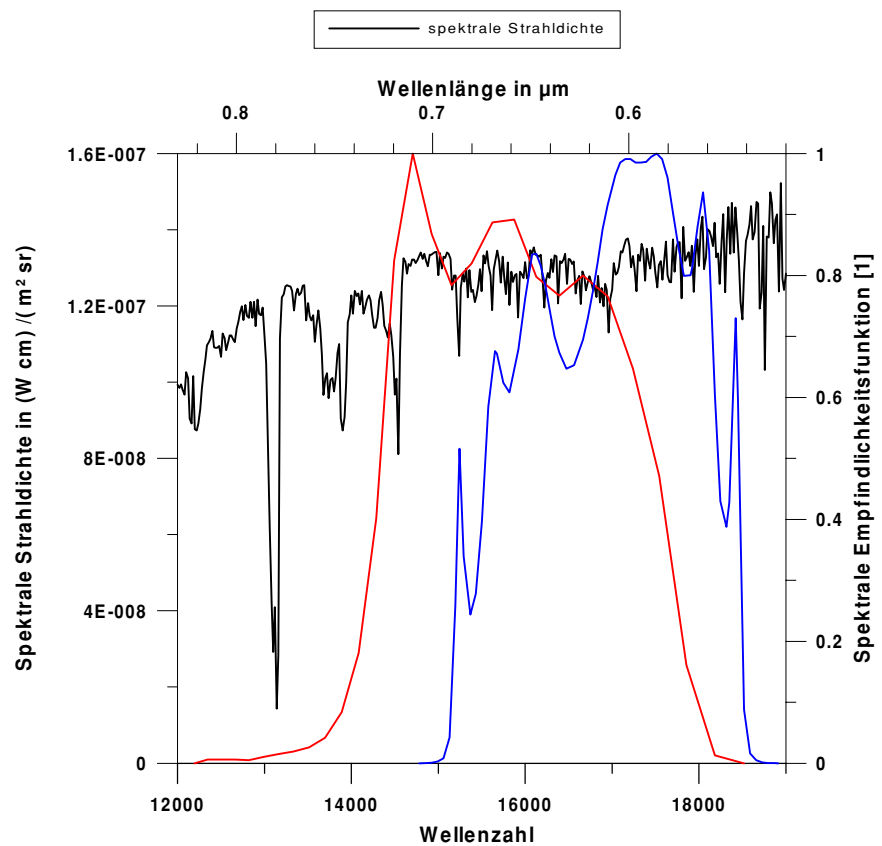


Abbildung 9: Modellresultat für die spektrale Strahlungsintensität in  $W/(m^2 \text{ sr } \mu m)$  bzw.  $(W \text{ cm})/(m^2 \text{ sr})$  mit Wasser als Untergrund für  $\vartheta_0=40^\circ$ ,  $\varphi=0^\circ$  und  $\vartheta=0^\circ$ . Übergelegt sind die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen von ScaRaB (blau) und AVHRR (rot).

In Abbildung 9 ist dies für die spektrale Strahlungsintensität für  $\vartheta_0=40^\circ$ ,  $\varphi=0^\circ$  und  $\vartheta=0^\circ$  dargestellt. Der betrachtete Untergrund ist Wasser. Die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen von AVHRR und ScaRaB sind ebenfalls hinzugefügt. Es ist auch zu sehen, daß die Unterschiede von ScaRaB und Kanal 1 des AVHRR sehr klein sind, da die Abnahme mit größeren Wellenlängen nur im Meßbereich nur gering ist (vgl. Abbildung 9).

In Abbildung 10 sind alle berechneten normierten Strahlungsintensitäten von ScaRaB und AVHRR aufgetragen. Sie zeigt, wie oben dargestellt, daß die Werte von ScaRaB immer etwas größer sind. Die normierten Strahlungsintensitäten liegen alle sehr nahe der Identitätslinie.

Es läßt sich für alle sechs betrachteten Szenen eine lineare Regression ableiten, die den Unterschied in den spektralen Empfindlichkeiten zwischen ScaRaB und AVHRR korrigiert.

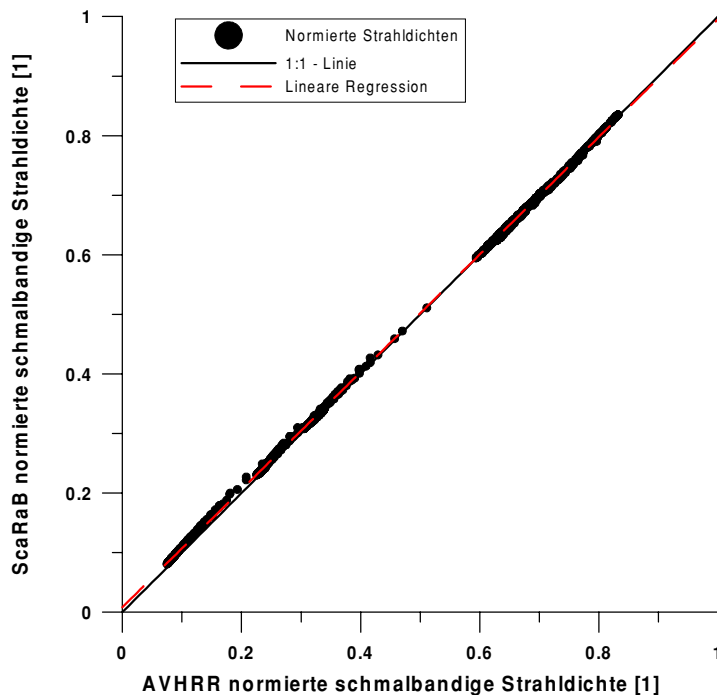


Abbildung 10: Vergleich der normierten Strahldichten von AVHRR Kanal 1 und ScaRaB sichtbarer Kanal.

Die Koeffizienten der linearen Regressionen sind in Tabelle 7 gegeben. Die Steigungen und Y-Achsenabschnitte variieren nur sehr wenig. Für die Oberflächentypen Wasser und Schnee sind die Steigungen größer als Eins, was damit zu erklären ist, daß nur ein kleiner Teilbereich der Wertemenge der normierten Strahldichten betrachtet wird. Die Werte für Wasser sind kleiner als 0,10, während die Werte für Schnee größer 0,70 sind (vgl. Abbildung 10). In diesen Fällen erzeugt eine Verschiebung sofort eine größere Steigung der Geraden. Betrachtet man den Fall der Wolken, so sind kaum Unterschiede von Eins zu finden, da die Differenz bzgl. der Rayleighstreuung durch die Wolke ausgeglichen bzw. verdeckt wird.

Tabelle 7: Koeffizienten der theoretischen Schmalband-Normierung für verschiedene Szenentypen.

Szene	Steigung a	Achsenabschnitt b
Gras	0,998	-0,0255
Wald	0,991	0,007
Wasser	1,036	0,0052
Schnee	1,049	-0,0395
Wolken	0,993	0,0036
Alle Szenen	0,989	0,0029



Aufgrund der beschriebenen geringen Unterschiede in den abgeleiteten Regressionen für die fünf Oberflächentypen ist in Tabelle 7 (letzte Zeile) auch eine Regression gegeben, in der nicht nach der Oberfläche unterschieden wird.

Die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen der unterschiedlichen AVHRR-Kanäle auf den verschiedenen NOAA-Satelliten ändern sich nur wenig. Deshalb sind die abgeleiteten Funktionen auch auf die anderen Satelliten anwendbar.

### 4.3 Der Vergleich der Schmalband-Normierung mit ScaRaB-Messungen

Um die theoretisch bestimmten Funktionen zu überprüfen, ist ein Verfahren entwickelt worden, um die ScaRaB-Messungen mit denen des AVHRR zu vergleichen. In diesem Abschnitt soll das Verfahren mit seinen Voraussetzungen und Einschränkungen diskutiert werden. Anschließend werden die Ergebnisse des Vergleiches mit den ScaRaB-Messungen gezeigt.

Zur Ableitung einer Abhängigkeit zwischen den normierten Strahldichten von ScaRaB Kanal 1 und AVHRR Kanal 1 sind insgesamt 38 NOAA-11 Überflüge in den Monaten April–August 1994 ausgewählt worden. Die Überflugszeiten über das BALTEX-Gebiet variierten dabei von 12–17 UTC. Es wurden für die Berechnung der Schmalband-Normierung nur Überflüge ausgewählt, bei denen die Zeitdifferenz von ScaRaB und NOAA-11 nicht mehr als 30 min. beträgt.

Nach der Kalibration und Navigation der AVHRR-Bildelemente eines Überfluges, wird mit dem APOLLO-Verfahren die Wolkenmaske bestimmt und eine Szenenerkennung durchgeführt. Da beide Instrumente sehr unterschiedliche Bildelementgrößen haben und um auf vergleichbare räumliche Größen zu kommen, werden alle AVHRR-Bildelemente innerhalb der größeren ScaRaB-Bildelemente mit Gleichung (20) integriert:

$$L_{sca}^{sim}(\vartheta_0, \vartheta, \varphi) = \frac{\iint P_{sf}(x, y) L_{noaa}^{nor}(\vartheta'_0, \vartheta', \varphi') dA}{\iint_A P_{sf}(x, y) dA}. \quad (20)$$

Anschließend wird  $L_{sca}^{sim}$  mit der solaren Einstrahlung normiert:

$$L_{sca}^{nor,sim} = \frac{\pi L_{sca}^{sim}}{\cos \vartheta_0 \int_0^{\infty} S_0(\lambda) r(\lambda) d\lambda}. \quad (21)$$

Analog zu Gleichung (21) werden die gemessenen Strahldichten von ScaRaB normiert, um die beiden dann vergleichen zu können.

Die Beobachtungsgeometrien von ScaRaB ( $\vartheta_0, \vartheta, \varphi$ ) und NOAA ( $\vartheta'_0, \vartheta', \varphi'$ ) können dabei unterschiedlich sein. Die Integration wird für alle  $x, y \in A$  ausgeführt, wobei  $A$  die Fläche eines ScaRaB-Bildelementes ist.  $PSF(x,y)$  ist die räumliche Instrumentenwichtungsfunktion von ScaRaB, die für jedes Subelement innerhalb des Bildelementes die Gewichtung zum Gesamtbildelement beschreibt. DeWitte (1998) gibt eine analytische Funktion für  $PSF(x,y)$  an, die für diese Integration verwendet wird. Sie wird deshalb verwendet, da sie von der idealen Rechteckfunktion abweicht und somit wegen der Abweichung von der Rechteckfunktion auftretende Fehler vermeidet. Insgesamt ergibt sich aus allen Überflügen eine Gesamtbildelementzahl von 460792.

Für die weiteren Untersuchungen werden nur diejenigen Bildelemente verwendet, deren Beobachtungszeiten innerhalb eines Zeitraumes von 10 min liegen und deren Winkelunterschied nicht mehr als  $10^\circ$  beträgt. In diesem Fall spricht man von ‚co-aligned‘ Überflügen, bzw. von gleichen Beobachtungsgeometrien.

In Abbildung 11 sind die so ermittelten gemessenen normierten Strahldichten von ScaRaB gegen die aus den AVHRR simulierten ( $L_{sca}^{nor,sim}$ ) aufgetragen. Es sind hier alle auftretenden Szenen in der Abbildung zusammengefaßt. Die Bildelemente, in denen einer der Satelliten in die Sonnenspiegelung schaut, sind ausgeschlossen worden, da in diesem Fall das APOLLO-Verfahren Probleme mit der Bestimmung der Wolkenmaske hat. Auch werden alle Bildelemente mit einer räumlichen Varianz, die größer als 25,0 % ist, ausgeschlossen, um die Homogenität zu gewährleisten.

Desweiteren werden auch Bildelemente, bei denen eine unterschiedliche Szenenerkennung erkannt wird, ausgeschlossen. Bildelemente, bei denen die Anzahl der integrierten AVHRR-Bildelemente kleiner als 1000 ist, werden ausgeschlossen, da es sich in diesem Fall um Randbildelemente handelt, so daß das AVHRR nur teilweise das ScaRaB-Bildelemente bedeckt. Beobachtungsgeometrien, bei

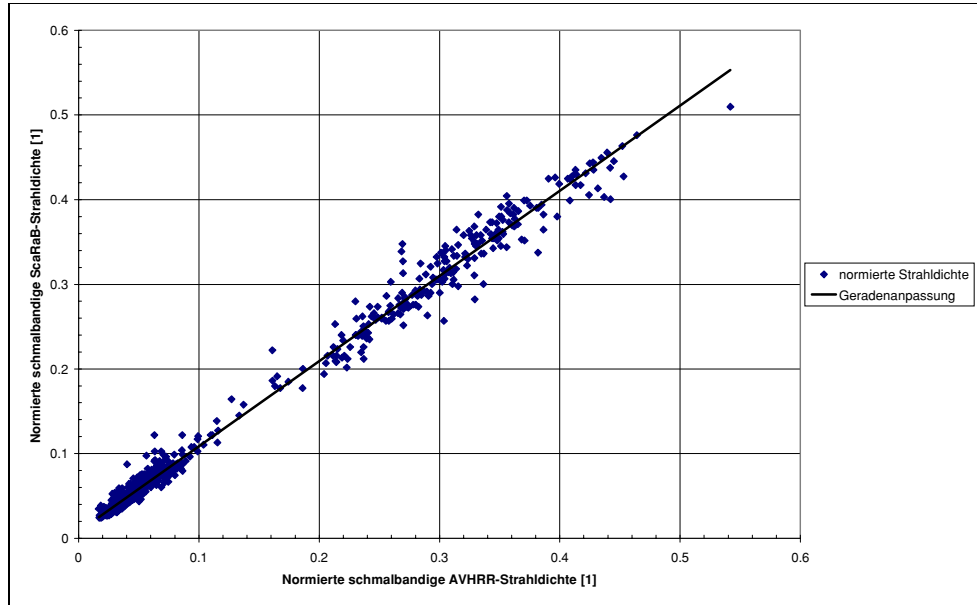


Abbildung 11: Vergleich der normierten Strahldichten für gleiche Beobachtungsgeometrien von AVHRR und ScaRaB.

denen der Satellitenzenitwinkel von ScaRaB oder NOAA größer als  $60^\circ$  ist, werden ebenfalls von der weiteren Betrachtung ausgeschlossen.

Es ergeben sich unter diesen Einschränkungen insgesamt 839 Bildelemente, für die dann eine lineare Regression gerechnet wird. Bei einem Korrelationskoeffizienten von 0,992 ergibt sie sich zu

$$L_{sca}^{nor} = 1,006 L_{sca}^{nor,sim} + 0,0082 . \quad (22)$$

Der Sonnenzenitwinkel variiert für diese betrachteten Bildelemente zwischen  $45^\circ$  und  $60^\circ$ . Durch die Erdumlaufbahnen von ScaRaB und NOAA-11 bedingt, sind die meisten Bildelemente im Norden Europas konzentriert. Ein Histogramm der unterschiedlichen Szenen zeigt, daß durch den Ausschluß der Sonnenspiegelung nur zehn Wasserszenen in den Bildelementen enthalten sind. Die meisten Szenen sind wolkenlose Landoberfläche (446), während nur 175 total bedeckte Bildelemente sind.

Ein Hauptteil der Regression wird also durch wolkenlose Landoberflächen bestimmt. Dies ist darin begründet, daß der Hauptvergleich über dem kontinentalen Europa stattfindet und die wolkenfreien Wasserflächen oft durch die Sonnenspiegelung ausgeschlossen werden, die sich durch den sonnen-synchronen Umlauf des NOAA-Satelliten nicht vermeiden läßt.

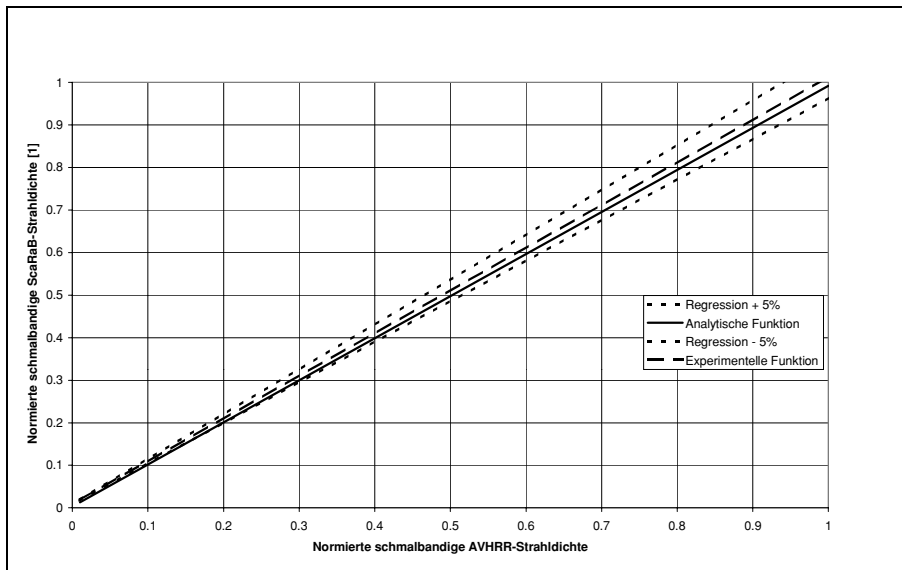


Abbildung 12: Vergleich der abgeleiteten Schmalband-Normierung mit der theoretischen Funktion.

Abbildung 12 zeigt einen Vergleich der theoretisch bestimmten Funktion, für die alle Winkel und Szenen berücksichtigt worden sind (vgl. Tabelle 7), mit der experimentell abgeleiteten nach Gleichung (22). Die Übereinstimmung ist sehr gut und liegt innerhalb der durch die ScaRaB Kalibration gegebene Fehlergrenze von 5 %. Der Vergleich zeigt auch, daß sich die Fehler in der Kalibration von beiden Instrumente kompensieren, auf jeden Fall aber sehr klein bleiben.

Der Kalibrationsfehler von ScaRaB und der vom AVHRR gehen nur als Faktor in die abgeleitete Schmalband-Normierung ein. Für die Bestimmung einer breitbandigen Strahllichte aus den schmalbandigen Strahllichten des AVHRR spielt das jedoch kaum eine Rolle, da sich das wieder aufheben kann. Entscheidend für den resultierenden Fehler in dem Produkt der breitbandigen Strahlungsflußlichte ist jedoch die Streuung, welche von keiner Regression kompensiert werden kann.

Als Beispiel der Anwendung der ermittelten Schmalband-Normierung ist in Abbildung 13 ein Vergleich der schmalbandigen Strahllichten für Juli 1994 dargestellt. Die Regressionsgerade liegt sehr nahe bei Eins. Die Streuung der Werte beträgt  $1,67 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ .

In Tabelle 8 sind die aus den Daten berechneten Standardabweichungen für die Schmalband-Normierung dargestellt. Für die Kalibration des ScaRaB-Kanal 1 wird ein relativer Fehler von 5 % (Müller et al. 1996) angenommen, der bei einer mittleren Strahllichte von  $18 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$  zu einem absoluten Fehler von  $0,9 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$  führt. Die Betrachtung des Fehlers der Kalibration des AVHRR-Kanal 1 kann entfallen, da dieser Fehler durch die abgeleitete Regression (Gleichung 12) kompensiert bzw. korrigiert wird.

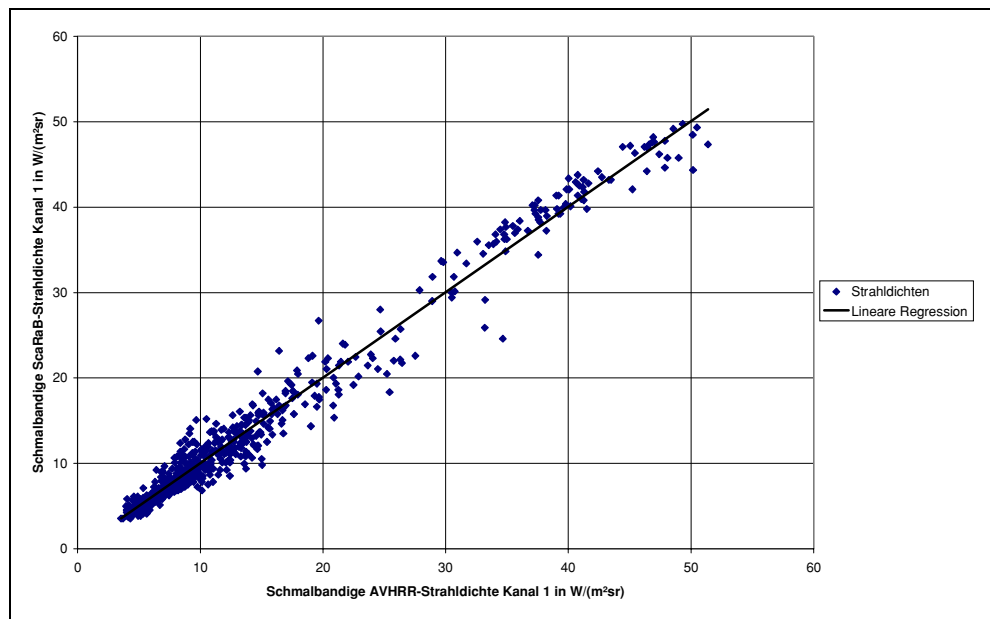


Abbildung 13: Anwendung der ermittelten Schmalband-Normierung für Juli 1994.

Der Fehler einer falschen Navigation, also einer räumlichen Verschiebung, kann wegen der Größe des ScaRaB-Bildelementes vernachlässigt werden. Dies haben z.B. Müller et al. (1994) gezeigt. Bei der Anwendung der Regression auf alle Daten ergibt sich eine Standardabweichung von 2,72 W/(m²sr) in der schmalbandigen Strahldichte. Zusammen ergibt sich ein mittlerer quadratischer Fehler durch die Kalibration von ScaRaB und die Schmalband-Normierung von 2,85 W/(m²sr), bzw. 16 %.

Tabelle 8: Fehlerabschätzung für die Schmalband-Normierung

Fehlerquellen	Fehler in %	Absoluter Fehler in W/(m²sr)
<b>Kalibration Schmalband ScaRaB</b>	± 5	0,9 <sup>2</sup>
<b>Schmalband-Normierung</b>	± 15 <sup>3</sup>	2,72
<b>Gesamtfehler</b> <sup>4</sup>	± 16	2,85

In diesem Kapitel ist gezeigt worden, daß es möglich ist eine Schmalband-Normierung für ScaRaB und AVHRR abzuleiten, die konsistent mit den theoretischen MODTRAN-Untersuchungen ist.

<sup>2</sup> Dieser absolute Fehler wurde für eine mittlere Strahldichte von 18 W/(m² sr) berechnet.

<sup>3</sup> Dieser relative Fehler wurde mittels einer mittleren Strahldichte von 18 W/(m² sr) berechnet.

<sup>4</sup> Berechnet als quadratischer Mittelwert

## 5 DIE SCHMAL-ZU-BREITBAND-UMRECHNUNG

### 5.1 Einführung

Frühere Untersuchungen von Salomonson (1968) zeigen, daß das Schmal-zu-Breitband-Verhältnis für gleiche Szenen hauptsächlich eine Konstante ist, die unabhängig von  $\varphi$  und  $\vartheta$  ist. Die größte Abhängigkeit besteht demnach in den Unterschieden der spektralen Bodenalbedo und  $\vartheta_0$ .

Viele Schmal-zu-Breitband-Umrechnungen kann man in Klassen nach theoretisch und empirisch abgeleiteten Verfahren einteilen. Zur Bestimmung der theoretischen Umrechnungen werden Strahlungstransportrechnungen durchgeführt und Tabellen erstellt, aus denen dann effizient die breitbandige Strahldichte als Funktion der schmalbandigen Strahldichte ausgelesen werden kann. Der Nachteil der theoretischen ist, daß die Strahlungstransportrechnungen alle eine spektrale Bodenalbedo benötigen, die als typisch für verschiedene Szenen der Natur angesehen werden kann. Diese Voraussetzung ist jedoch experimentell sehr schwierig zu überprüfen. Ein weiterer Schwachpunkt der theoretischen Verfahren ist die große Abhängigkeit von der Anzahl der zur Verfügung stehenden unterschiedlichen Atmosphären-, Wasserdampf- und Aerosolprofile, die auch die natürlichen Schwankungen der jeweiligen Größen reflektieren sollten.

Die meisten bisherigen empirischen Modelle beruhen auf gleichzeitigen Messungen an einem festen Ort, zum einen mit einem schmalbandigen Instrument, zum anderen mit einem breitbandigen Instrument. Im Idealfall sind beide Instrumente auf einem Satelliten vereint, bzw. sogar in ein Instrument integriert. In der Regel jedoch müssen zwei verschiedene Instrumente auf unterschiedlichen Satelliten mit unterschiedlichen Öffnungswinkeln benutzt werden. Dies ist oft nur auf Kosten einer Verschiebung der Beobachtungsgeometrie, der Beobachtungszeit und der Anzahl der ausgewählten Datenpaare machbar.

Für die operationellen, geostationären Satelliten, wie GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) und METEOSAT, sind die Transferfunktionen abgeleitet worden. So leiten z.B. Minnis et al. (1995) aus den gemessenen schmalbandigen GOES-7 Albeden breitbandige Albeden für das ARM-Programm ab. Dafür werden die während ERBE gemessenen breitbandigen Albeden mit den schmalbandigen Albeden von GOES-7 in dessen Sichtwinkelbereich verglichen und eine Regression bestimmt, die nur von  $\mu_0 = \cos(\vartheta_0)$  und der Albedo im schmalbandigen Kanal  $\alpha_{VIS}$  abhängt:

$$\alpha_{SW} = a + b * \alpha_{vis} + c * \ln\left(\frac{1}{\mu_0}\right).$$

Hier ist  $\alpha_{SW}$  die breitbandige Albedo. Die Konstanten a, b und c

werden aus Regressionen bestimmt.

Li und Trishchenko (1999) untersuchen das Schmal-zu-Breitband-Verhältnis bei ScaRaB mit zusätzlichen Modellrechnungen und den Reanalyse-Daten vom NCAR (National Center of Atmospheric Research) bzw. NCEP (National Center for Environmental Predictions). Sie nutzen neben den gemessenen Albeden von ScaRaB im sichtbaren und im kurzwelligen Spektralbereich u.a. die Wolkenoberkantenhöhe, den Ozongehalt und den Gesamtwassergehalt, die sie aus den Modelldaten entnehmen.

Die Albeden von ScaRaB werden in  $10^\circ$  breite Klassen von  $\vartheta$  und  $\vartheta_0$  zusammengefaßt. Für jede dieser Klassen läßt sich dann eine lineare Regression für die Albeden berechnen. Mit Modellrechnungen können Li und Trishchenko (1999) zeigen, daß der Fehler am geringsten ist, falls als Eingabegrößen neben den Albeden auch die aus der Reanalyse erhaltenen Zusatzdaten benutzt werden. Die Änderung der Standardabweichung zwischen dieser optimalen Version und einer „reduzierten“ Version, bei der zur Regression nur  $\vartheta_0$  benutzt wird, ist mit  $1 \text{ W/m}^2$  global allerdings sehr gering. Eine regionale Ableitung der Schmal-zu-Breitband-Umrechnung für ScaRaB machen Feng et al. (1998), die für das MAGS-Gebiet Regressionen erstellen.

### 5.1.1 ABLEITUNG EINES VERFAHRENS AUS DEN SCARAB-DATENSÄTZEN

Eine allgemeine, ohne weitere Zusatzinformationen und global verwendbare Schmal-zu-Breitband-Umrechnung sollte die folgenden Bedingungen erfüllen:

- unabhängig von gleichzeitigen Satellitenmessungen,
- regional und kleinskalig, aber auch global anwendbar,
- mit einem bestimmbareren Meßfehler,
- wenig Zusatzinformation notwendig,
- unabhängig von der Anisotropiekorrektur.

Im allgemeinen hängt die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung von allen drei Beobachtungswinkeln, dem Bodentyp und dem Bedeckungsgrad ab. Wie oben schon erwähnt, ist es allerdings möglich die Anzahl der Variablen zu begrenzen. Für einen festen Szenentyp ist die maßgebliche Variable der Sonnenzenitwinkel. Eine geringere Rolle spielt der Satellitenzenitwinkel, während die Variation mit dem relativen Azimuts zu vernachlässigen ist. Deshalb ist hier der Ansatz gemacht worden, daß sich das Verhältnis der Strahldichten für eine gegebene Szene allein durch eine Regression mit  $\vartheta_0$  nachbilden läßt.

ScaRaB bietet den großen Vorteil, daß es beides, einen spektral schmal- und einen breitbandigen Kanal hat. Dadurch ist es möglich immer zeitgleich und mit identischer Beobachtungsgeometrie auf den selben Ort, also auf dieselbe Szene, zu schauen. Dies erspart umfangreiche Berechnungen zwischen Satelliten mit unterschiedlichen Erdumlaufbahnen und Beobachtungsgeometrien, wie sie für die Ableitung einer Schmalband-Normierung notwendig sind.

Zur Ableitung der Funktionen für ScaRaB werden die globalen Datensätze der Monate März, Mai, Juli, September, November und Januar verwendet. Für alle Zeitpunkte wird das Verhältnis der gefilterten schmalbandigen Strahldichte mit der ungefilterten breitbandigen Strahldichte in Abhängigkeit aller drei Winkel berechnet. Für jede der zwölf ERBE-Szenen sind insgesamt 560 mögliche Winkelkombinationen denkbar. Die äußeren Satellitenzenitwinkel werden nicht ausgewertet, so daß 480 mögliche Winkelkombinationen übrig bleiben. Die Güte des gemachten Ansatzes hängt dabei von der Besetzung dieser Kombinationen und damit der vollständigen Erfassung des Halbraumes ab. In Tabelle 9 ist die Anzahl der Winkelkombinationen für alle Szenen dargestellt. Besonders für die wolkenfreien Szenen über Eis/Schnee und Wüsten ist festzustellen, daß sie im Verlauf der betrachteten Monate nur 40–60 % der Winkelkombinationen abgedeckt worden sind. Für die bedeckten Szenen sieht das Verhältnis mit 81 % besser aus.

Tabelle 9: Anzahl der Winkelkombinationen für die 12 ERBE-Szenen.

Szene	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Anzahl	367	375	220	290	381	375	378	375	379	383	380	390
Anzahl in %	76	78	46	60	79	78	78	78	79	80	79	81

Nach der Sortierung in die jeweiligen Klassen der Winkel, wird anschließend für eine feste Szene jedes Intervall von  $\vartheta_0$  über die anderen beiden Winkelbereiche  $\vartheta$  und  $\varphi$  gemittelt. Die Mittelung ist dabei mit der Anzahl der auftretenden Messungen gewichtet, um eine Übergewichtung in Richtung von häufig beobachteten Geometrien zu vermeiden. Auf diese Weise kann für jede Szene und jedes Intervall in  $\vartheta_0$  ein Mittelwert berechnet werden.

In Abbildung 14 sind die Mittelwerte der jeweiligen Intervalle für die wolkenfreien Szenen und der bedeckten Szene gegen  $\mu_0$  dargestellt. Die Verwendung von  $\mu_0$  sorgt für den Ausgleich durch die Änderung der Einstrahlung.

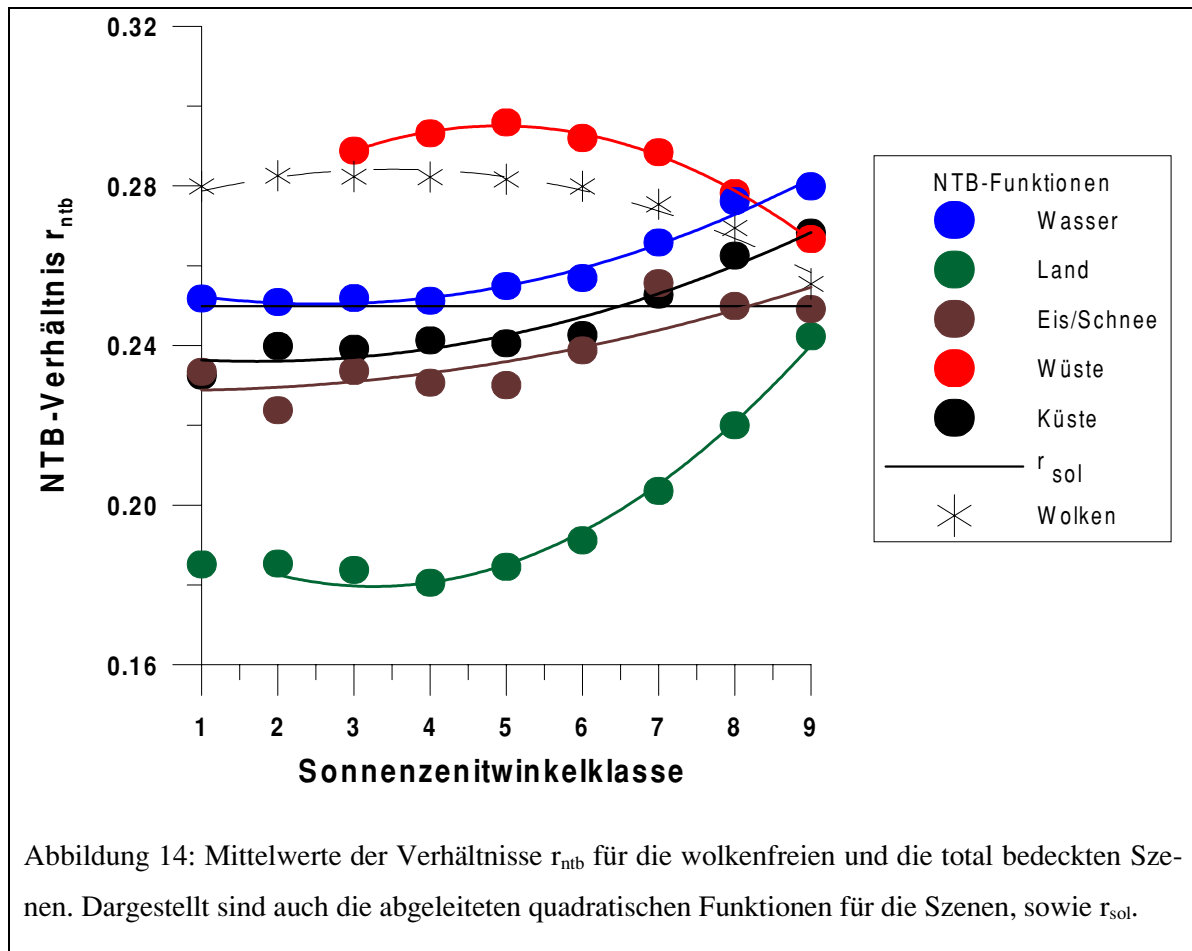


Zusätzlich ist in Abbildung 14 das Verhältnis  $r_{sol}$  der spektralen Empfindlichkeitsfunktionen von Kanal 1 und 2 von ScaRaB eingezeichnet.  $r_{sol}$  gibt den Wert an, der bei einer isotropen und Lambert-schen Oberfläche gemessen würde:

$$r_{sol} = \frac{\int r_{\lambda}^{vis} S_0(\lambda) d\lambda}{\int r_{\lambda}^{SW} S_0(\lambda) d\lambda} = 0,2499.$$

Durch diese Definition ergibt sich, daß  $r_{sol}$  eine Konstante ist. Es ist zu erkennen, daß das Verhältnis  $r_{ntb}$  für die Szenen Land, Wasser, Wüste und Küste für ein anwachsendes  $\vartheta_0$  ansteigt und sich die einzelnen Werte angleichen. Bei den wolkenfreien Landmessungen ist der verhältnismäßig größte Anstieg von  $r_{ntb} = 0,18$  auf  $r_{ntb} = 0,24$  zu erkennen.

Im Gegensatz dazu wird  $r_{ntb}$  für die Eis/Schnee-Szenen mit zunehmenden  $\vartheta_0$  kleiner. Dasselbe Verhalten zeigt  $r_{ntb}$  auch für den bedeckten Fall. Es zeigt sich auch in Abbildung 14, daß die ERBE-Szene Küste aus einem Land- und einem Wasseranteil zusammengesetzt ist. Die Mittelwerte liegen dabei näher an denen des für Wasser bestimmten.



Durch den längeren Weg eines Strahls durch die wolkenfreie Atmosphäre wächst der Anteil an Energie, der im spektralen Bereich zwischen  $0,2 \mu\text{m}$  bis zum Beginn der Empfindlichkeit im sichtbaren Spektralbereich bei  $0,5 \mu\text{m}$  absorbiert und in andere Richtungen gestreut wird, so daß sie mit dem Instrument nicht mehr gemessen werden.

Das führt dazu, daß mit zunehmenden  $\vartheta_0$  der Einfluß der beobachteten wolkenfreien Bodenszene immer mehr abnimmt und vom Satelliten nur noch der Anteil der Atmosphäre gesehen wird. Damit gleichen sich die verschiedenen Werte an. Theoretisch sollte dieser Wert gleich  $r_{\text{sol}}$  sein, der allerdings leicht überschätzt wird.

Beim Auftreten von Wolken ist der Verlauf von  $r_{\text{ntb}}$  anders, da die Wolken durch ihre Höhe innerhalb der Atmosphäre den Weg durch die Atmosphäre verkürzen und eine hohe Albedo haben. Deshalb ist  $r_{\text{ntb}}$  für kleine Sonnenzenitwinkel größer als  $r_{\text{sol}}$ . Der Einfluß der Atmosphäre wird erst bei großem Sonnenzenitwinkel dominierend, was dann zu einer Abnahme des Verhältnisses führt.

Die hohe Albedo der Schnee/Eisszenen führt zu einem ähnlichen Effekt. Die Werte für Wasser liegen bei großen Sonnenzenitwinkeln über denen des bedeckten Falles, da der atmosphärische Anteil größer als der bei den Wolken ist.

Die in Abbildung 14 eingezeichneten Funktionen sind durch die Methode der kleinsten Quadrate für die einzelnen Oberflächentypen bestimmt worden und können nun auf die schmalbandige Strahldichte angewendet werden, um eine breitbandige Strahldichte auszurechnen. Als Eingabe wird lediglich der Sonnenzenitwinkel und der Oberflächentyp benötigt.

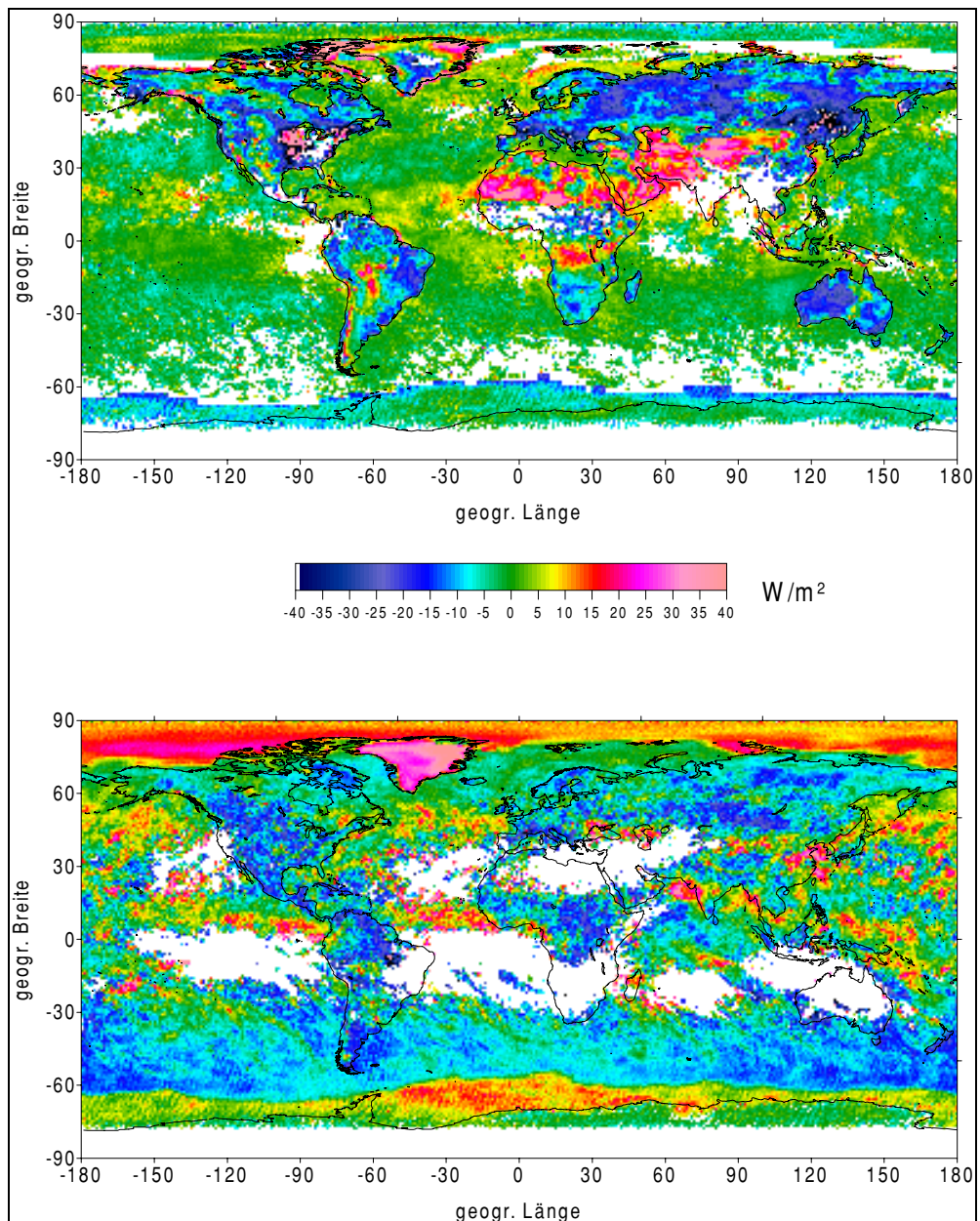


Abbildung 15: Regionale Mittelwerte des Fehlers der abgeleiteten Funktionen für ein  $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter (Oben für den wolkenfreien Fall, unten für den bedeckten Fall).

### 5.1.2 TESTEN DER ABGELEITETEN FUNKTIONEN MIT DEN SCARAB-DATEN

Um den Verfahrensfehler zu bestimmen, der dadurch entsteht, daß die abgeleiteten Funktionen nur statistisch ermittelt worden sind, werden die Funktionen für einen ganzen Monat auf die gemessene schmalbandige Strahlendichte von ScaRaB angewendet, in eine Strahlungsflußdichte umgewandelt und dann mit der gemessenen breitbandigen Strahlungsflußdichte verglichen. Diese Überprüfung der

Funktionen ist für die Monate Juni, Juli und August 1994 durchgeführt worden. Von diesen drei Monaten sind die Monate Juni und August nicht zur Ableitung der Funktionen benutzt worden. Die globalen räumlichen Verteilungen der Differenzen für den Monat August 1994 im wolkenfreien Fall (oben) und im bedeckten Fall (unten) sind in Abbildung 15 dargestellt.

Zur Ermittlung des dargestellten Fehlers werden die ungefilterten ScaRaB-Strahldichten mit der Anisotropiekorrektur in Strahlungsflußdichten umgewandelt und regional über  $1^\circ \times 1^\circ$ -Gebiete und den Monat gemittelt. Weiße Flächen zeigen, daß für diese Gebiete keine entsprechenden Messungen vorhanden sind. Dies ist besonders in den Absinkgebieten der subtropischen Hochdruckgebiete zu sehen, bzw. in der innertropischen Konvergenzzone, die im August leicht südlich des Äquators liegt. Für die Breiten, die nördlicher und südlicher als  $80^\circ$  sind, sind die Ergebnisse fraglich. Das schränkt vor allem die Statistik für die Schnee- und Eisszenen ein.

Im wolkenfreien Fall findet besonders für die Wüstengebiete eine sehr große Überschätzung von 20–30  $W/m^2$  statt. Hier entsteht der Fehler durch die geringere Anzahl der Winkelkombinationen, wobei hinzukommt, daß Fehlinterpretationen der Szene, die Mittelwerte für  $r_{ntb}$  verfälschen. Denn werden im Falle von Wüsten bewölkte Szenen mitgezählt, dann erhöht sich  $r_{ntb}$  und es findet eine Überschätzung der breitbandigen Strahlungsflußdichte statt (vgl. Abbildung 16).

Durch die teilweise sehr große Ausdehnung der Bildelemente von ScaRaB entstehen Randeffekte, da die Messung dann aus Mischszenen besteht, während die Szenenidentifizierung von ScaRaB nur eine Szene zuordnet.

Für die Ozeane sind die Ergebnisse besser; die mittlere Abweichung ist dort kleiner als  $7,5 W/m^2$ . Bei wolkenfreien Landoberflächen ist eine Unterschätzung durch die verwendeten Funktionen von ca. 10–15  $W/m^2$  zu erkennen. Besonders auffällig sind die Gebiete in den USA und in Indien, wo Abweichungen von bis zu  $\pm 40 W/m^2$  auftreten. Es scheint hier eine systematische Abweichung von der mittleren wolkenfreien Oberflächenalbedo vorzuliegen, evtl. sind dort gerade die Wachstumsphasen im Gange, die in den Basismonaten, die zur Ableitung verwendet wurden, nicht so beobachtet worden sind. Dieses wird von der Tatsache gestützt, daß in diesen Gebieten die mittlere Strahlungsflußdichte im Vergleich zu anderen Landoberflächen um 50–100  $W/m^2$  größer ist. Bei den Abweichungen in Indien liegt der große Unterschied auch an einer Mißklassifikation von Schneegebieten.

Im bedeckten Fall (nur die ERBE-Szene 12 wird ausgewertet) fallen sehr große Unterschiede in Grönland und den nördlichen Breiten auf (vgl. Abbildung 15). Hier ist die Schnee/Eiserkennung von

ScaRaB sehr problematisch, so daß solche Fehler entstehen können. Dieses Ergebnis schließt eine Anwendung der Funktionen in den hohen Breiten aus.

In den Tropen findet für bedeckte Szenen eine Unterschätzung von 20–25 W/m<sup>2</sup> bei hohen konvektiven Wolken statt. Hier ist der Untergrund sehr hell und die Abweichung vom Mittelwert über alle Wolkenklassen wird sehr groß.

Berechnet man für die untersuchten Monate globale Monatsmittel, so ergibt sich folgende Tabelle:

Tabelle 10: Globale monatliche Mittelwerte der Fehler und der Strahlungsflußdichten in W/m<sup>2</sup> für verschiedene Monate.

Monat	Mittelwert des Fehlers in W/m <sup>2</sup>	Mittelwert der Strahlungsflußdichte in W/m <sup>2</sup>
Juni 1994	0,2	94,9
Juli 1994	1,4	55,3
August 1994	2,3	89,1
<b>Mittelwert</b>	<b>1,3</b>	<b>79,8</b>

Der mittlere globale Verfahrensfehler des Algorithmus beträgt also nur 2 % der mittleren globalen Strahlungsflußdichte. Er kann allerdings räumlich besonders im wolkenfreien Fall stark schwanken und bis auf 30 % der mittleren globalen Strahlungsflußdichte ansteigen. Die Variation des Fehlers im bedeckten Fall ist mit 15 % geringer.

Bei einer Anwendung der abgeleiteten Funktion ist darauf zu achten, daß die Szenenerkennung sehr genau arbeitet, da die Klasseneinteilung mit sechs Klassen sehr grob ist. Auch durch die Mittelung über alle anderen Winkel werden lokale Unterschiede ausgefiltert.

Es ist in diesem Kapitel gezeigt worden, daß sich aus den Messungen von ScaRaB ein Verfahren zur Schmal-zu-Breitband-Umrechnung ableiten läßt.

Der mittlere Verfahrensfehler der Schmal-zu-Breitband-Umrechnung beträgt somit  $1,3 \pm 1,1$  W/m<sup>2</sup>

### 5.1.3 TESTEN DER SCHMAL-ZU-BREITBAND-UMRECHNUNG MIT AVHRR-MESSUNGEN

In diesem Abschnitt sollen die abgeleiteten Funktionen auf simultane Messungen von AVHRR angewendet werden. Dazu werden, wie schon im Abschnitt 4.3 beschrieben, nur die Messungen ausgewählt, die auch beobachtungsgleich sind, um Fehler durch die Anisotropiekorrektur zu vermeiden.

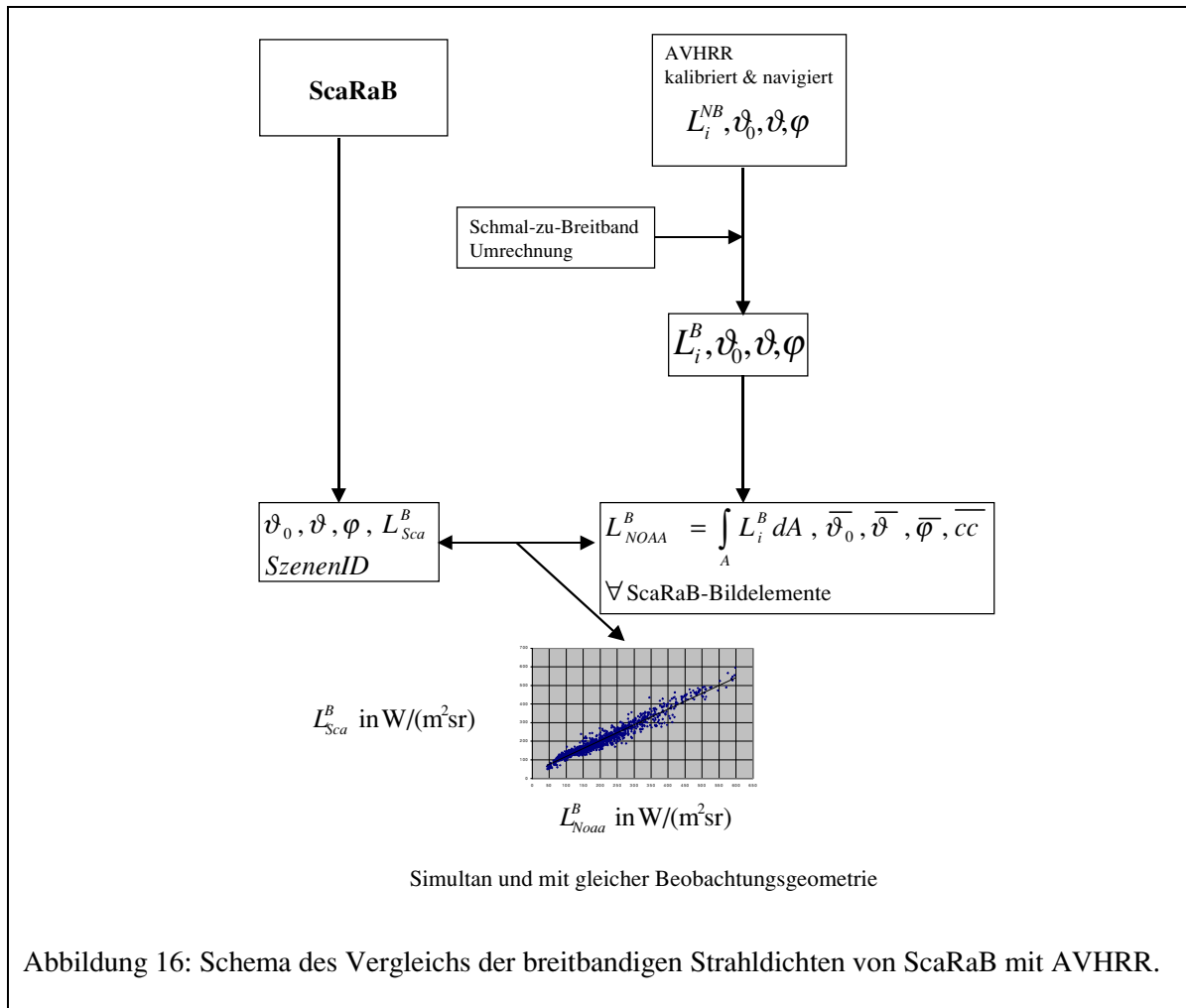
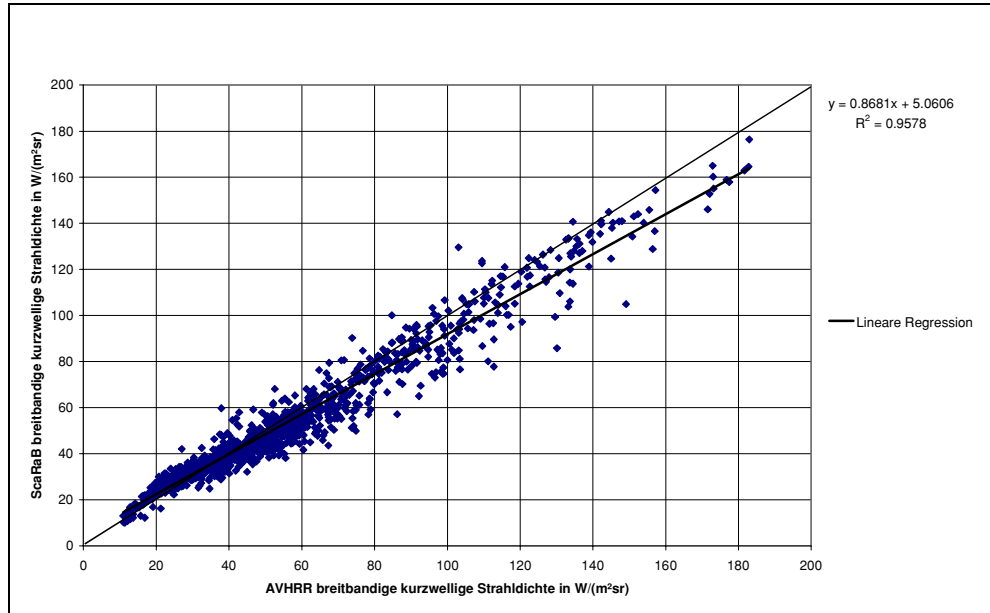


Abbildung 16: Schema des Vergleichs der breitbandigen Strahldichten von ScaRaB mit AVHRR.

In Abbildung 16 ist das Schema dargestellt, nach dem die Daten verglichen werden sollen. Hierfür werden alle Messungen aus den Monaten Mai, Juni, Juli und August 1994 verwendet, deren Zeitunterschied kleiner als 10 Minuten ist. Die Schmalband-Normierung und die abgeleitete Schmal-zu-Breitband-Umrechnung werden auf jedes AVHRR-Bildelement angewendet. Anschließend werden alle AVHRR-Bildelemente innerhalb eines ScaRaB-Bildelementes räumlich gewichtet addiert (vgl. Abbildung 16).

Als Ergebnis läßt sich dann eine Beziehung zwischen den breitbandigen Strahldichten von ScaRaB und AVHRR ableiten. Dieses ist in Abbildung 17 dargestellt.

Abbildung 17:  
Vergleich der  
breitbandigen  
Strahldichten  
ScaRaB und  
AVHRR für  
alle Monate.



Es zeigt sich, daß die breitbandigen Strahldichten auf der Skala eines ScaRaB-Bildelementes durch AVHRR unterschätzt werden. Die Ausgleichsgerade ist  $0,8681 \cdot L_{\text{NOAA}} + 5,06 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ . Es werden dabei alle Szenen zugelassen. Allerdings ist eine Überschätzung durch AVHRR nur bei größeren Strahldichten ( $L > 60 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ ) zu sehen, während sich der Unterschied für  $L < 60 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$  in eine Unterschätzung durch AVHRR verwandelt. Es werden also die dunklen Szenen, wie Wasseroberflächen, unterschätzt, während bei den hellen Szenen, wie Wolken, eine Überschätzung auftritt. Dies kann darauf zurückzuführen sein, daß das durch zu geringen Anteil der Wasserflächen an den Bildelementen, die zur Ableitung verwendet worden sind, entstanden ist.

Bei der Anwendung der Schmal-zu-Breitband-Umrechnung auf die schmalbandigen AVHRR-Messungen wird in der Szenenerkennung nur in bedeckt und wolkenfrei unterschieden, während bei ScaRaB alle Szenen auftreten.

Der mittlere Fehler der Daten beträgt  $-2 \pm 7,5 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$ . Um diese Abweichung müssen die breitbandigen Strahldichten von AVHRR korrigiert werden.

Tabelle 11: Gesamtfehler der Schmal-zu-Breitband-Umrechnung.

Fehlerart	Fehler in $W/(m^2sr)$
Verfahrensfehler	$0,4 \pm 0,35$
Vergleich mit AVHRR	$-2,0 \pm 7,50$
<b>Gesamtfehler der Konvertierung</b>	<b><math>-1,6 \pm 7,51</math></b>

Zusammen mit dem Verfahrensfehler ergibt sich somit nach Tabelle 11 für die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung von Strahldichten für AVHRR ein Gesamtfehler von  $-1,6 \pm 7,51 W/(m^2sr)$ , wobei der oben bestimmte Verfahrensfehler der Schmal-zu-Breitband-Umrechnung für Strahlungsflußdichten in Strahldichten umgerechnet worden ist. Dies entspricht einem Fehler von  $-5 \pm 23,6 W/m^2$  in den Strahlungsflußdichten.



## 6 ABSCHÄTZUNG DES FEHLERS DURCH DIE SZENENERKENNUNG VON SCARAB

Für die Auswertung der ScaRaB-Daten wird (siehe Kapitel 2) ein ERBE-ähnlicher Szenen-Erkennungsalgorithmus verwendet. Das Verfahren basiert auf einer Maximum-Likelihood Methode (MLE), die auf langwelligen und kurzwelligen Messungen (Kanälen) beruht (Wielicki und Green 1989). Durch die Unterscheidung in insgesamt nur 12 Klassen stellte sich schnell die Frage der Genauigkeit dieser Methode. So untersuchen Diekmann und Smith (1989) mit AVHRR-Daten die Szenenerkennung von ERBE für zwei Gebiete im Pazifik und im östlichen Atlantik, für die sie simultane Bildelemente von AVHRR und ERBE verwenden.

Zur Bestimmung der Szene und der Unterscheidung in Wolkenklassen wird für das AVHRR ein Schwellwert-Verfahren nach Saunders und Kriebel (1988) benutzt, welches, wie in Kapitel 3 beschrieben, die Grundlage für das APOLLO-Verfahren ist.

Aus den AVHRR-Bildelementen wird für die zu vergleichenden ERBE-Bildelemente eine mittlere Bedeckung bestimmt, in die ERBE-Klassen der Bedeckung eingeteilt und dann mit der von ERBE benutzten Szene verglichen. Es werden dabei die gleichen Klassengrenzen wie bei ERBE verwendet (5 %, 50 %, 95 %). Damit werden dann Eintrittswahrscheinlichkeitsmatrizen erstellt, die für jedes Paar von Klassen der AVHRR- bzw. ERBE-Szene die Häufigkeit enthalten.

Diekmann und Smith (1989) zeigen, daß der ERBE-Algorithmus die Bewölkung überschätzt, falls mit den AVHRR-Messungen eine wolkenfreie Szene bestimmt wird. Für teilweise bedeckte Bildelemente hingegen zeigt sich eine Unterschätzung der Bewölkung. Eine genauere Untersuchung und Einteilung der AVHRR-Bedeckung in Klassen der Wolkenhöhe führt zu dem Schluß, daß die Unterschätzung durch hohe dünne Wolken verursacht wird, während ein Zusammenhang mit den mittelhohen, bzw. dicken oder hohen mächtigen Wolken nicht erkannt wird.

Zur genaueren Untersuchung der Eintrittswahrscheinlichkeitsmatrizen (s.o.) von ERBE und AVHRR wird von Diekmann und Smith (1989) das Preisendörfer-Moment (PM) und das Matrixmoment (MM) verwendet. Beide sind eine Maßzahl für die Güte der Matrix, wie gut die Hauptdiagonale (alles richtig) besetzt ist. Der Wertebereich für PM ist  $[0,3]$  und für MM  $[0,1]$ . Ein  $MM=1$  bedeutet, daß alle Elemente auf der Hauptdiagonale liegen, während  $MM=0$  eine vollkommene Abweichung aufzeigt. Beim Preisendörfer-Moment entspricht die Null der perfekten Übereinstimmung. Für die untersuchten Szenen ergeben sich bei Diekmann und Smith (1989) Werte für MM von 0,696–0,749 und

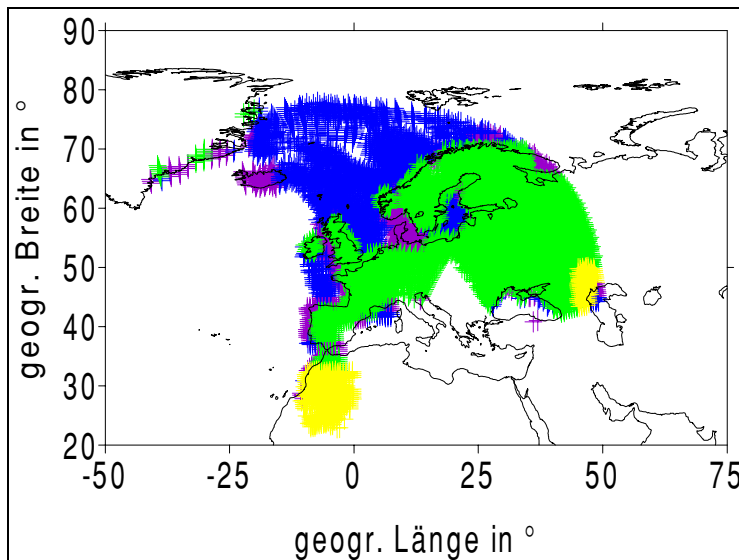


Abbildung 18: Überdeckung von Europa durch die ausgewählten Bildelemente. Die unterschiedlichen Bodentypen sind entsprechend eingefärbt (Wasser: blau, Land: grün, Wüste: gelb und Küste: lila).

für PM von 0,283–0,451. Insgesamt, so folgern sie aus den untersuchten sechs Überflügen, daß im besonderen die wolkenfreien und bedeckten Szenen sehr gut erkannt werden.

Mit dem vorhandenen Datensatz von ScaRaB und AVHRR kann eine ähnliche Untersuchung für die europäischen Gebiete durchgeführt werden. Damit läßt sich der Fehler für eine nicht korrekte Szenenerkennung von ScaRaB quantifizieren.

Erste ähnliche Untersuchungen für ScaRaB machen Trishchenko und Li (1998) mit GOES-7 und ScaRaB-Datensätzen für Nordamerika. Sie untersuchen den Fehler, durch das Beobachtungsgebiet des GOES-Satelliten bedingt, allerdings nur für den Szenentyp Land. Trishchenko und Li (1998) stellen fest, daß bei wolkenfreien und bedeckten Bildelementen bis zu 49 % aller Beobachtungen um eine Klasse abweichen. Es ist auch ein Unterschied zwischen Tag- und Nachtbeobachtungen zu erkennen, wobei die Übereinstimmung während des Tages mit 53 % besser ist.

Im Gegensatz zu der Untersuchung von Trishchenko und Li (1998) können mit hiesigen Methode auch andere Szenentypen als Land untersucht werden können. Es werden dafür alle simulierten ScaRaB-Bildelemente betrachtet, deren Zeitunterschied weniger als 10 Minuten beträgt und deren Satellitenzenitwinkel für ScaRaB  $\vartheta_{\text{Sca}} < 60^\circ$  und AVHRR  $\vartheta_{\text{Noaa}} < 60^\circ$  sind. Die Gesamtzahl der untersuchten Bildelemente beträgt 12202, von denen 1769 auf Ozean-Szenen, 7714 auf Landszenen, 258 auf Schneeszenen, 754 auf Wüstenszenen und 1707 auf die Küstenszenen entfallen.

In Abbildung 18 ist die räumliche Verteilung der ausgewählten Bildelemente dargestellt. Als Untersuchungsgebiet dient im wesentlichen Mittel-, Nord- und Osteuropa, während die Überdeckung in

Südeuropa nicht so gut ist. Die Bildelemente reichen im Osten bis zum Schwarzen Meer bzw. dem Aralsee. Durch das Zusammenspiel der Überflugszeiten von METEOR 3-7 und NOAA-11 bedingt, sind verschiedene Lücken zu erkennen. Dazu tragen auch die Einschränkungen von  $\vartheta_{\text{sca, NOAA}}$  auf  $60^\circ$  bei. Das Mittelmeer wird nicht mit in die Untersuchung einbezogen, da sich dort sehr häufig die Sonne im Wasser spiegelt und das Signal damit stört. Einige wenige Beobachtungen sind auch in Grönland gemacht worden.

Eine Beschränkung auf eine Zeitdifferenz von 10 Minuten, schränkt den beobachteten Bereich weiter ein. Die auffällige Lücke der Messungen im Südosten kann mit den technischen Gegebenheiten der NOAA-Satelliten Empfangsanlage erklärt werden, da diese nicht in der Lage ist sich über einen bestimmten Azimutwinkel hinaus zu drehen. In diesem Fall wird eine Drehung um  $360^\circ$  weniger dem aktuellen Azimut durchgeführt. Während der für diese Drehung benötigten Zeit werden keine Daten vom NOAA-Satelliten empfangen.

## 6.1 Untersuchungen ohne Unterscheidung der AVHRR-Bildelemente in verschiedene Wolkentypen

Die Tabellen 12 und 15–17 zeigen jeweils die Anzahl der Bildelemente für die entsprechenden Bodentypen bzw. für alle Oberflächen, die von ScaRaB und AVHRR als wolkenfrei, teilweise bewölkt, überwiegend bewölkt und total bedeckt klassifiziert werden. Es werden die gleichen Unterscheidungen wie für ERBE verwendet. Im Idealfall einer perfekten Übereinstimmung wäre nur die jeweilige Hauptdiagonale der Matrizen besetzt.

In Tabelle 12 liegt für alle Klassen, außer Bedeckt, das Maximum der Bildelemente auf der Hauptdiagonalen, was ein Zeichen für eine gute Übereinstimmung ist. Für die bedeckte Klasse findet eine Unterschätzung der Wolken durch ScaRaB statt, da mehr Fälle durch ScaRaB nur als überwiegend bedeckt erkannt werden, obwohl sie eigentlich vollkommen bedeckt sind. Diese Tendenz, daß ScaRaB die Bewölkung eher unterschätzt, ist auch in den Fällen der durchbrochenen Bewölkung (1119 und 710 Bildelemente) gut zu erkennen.

Tabelle 12: Matrix der Szenenerkennung für alle Bodentypen zusammen (Die Hauptdiagonale ist hervorgehoben).

<i>Alle Szenen</i>	<b>Szenenerkennung nach AVHRR</b>			
<b>ScaRaB</b>	Wolkenfrei	Teilw. Bedeckt	Überw. Bedeckt	Bedeckt
Wolkenfrei	<b>2144</b>	1119	360	210
Teilw. Bedeckt	229	<b>2552</b>	710	38
Überw. Bedeckt	3	560	<b>2344</b>	819
Bedeckt	8	62	452	<b>592</b>

Die relativen Häufigkeiten der Abweichung von der Hauptdiagonalen sind für die verschiedenen Bodentypen in Abbildung 19 und Abbildung 20 dargestellt.

Es wird dabei in sieben Fehlerklassen unterteilt: die Fehlerklasse 0 bedeutet Übereinstimmung, die Fehlerklassen 1 & -1 weichen eine Klasse von der Hauptdiagonalen ab, die Fehlerklassen 2 & -2 weichen zwei Klassen und die Fehlerklassen 3 & -3 weichen maximal um drei Klassen von der Hauptdiagonalen ab. Durch die Vorzeichen wird dabei eine Überschätzung von ScaRaB (+) bzw. eine Unterschätzung (-) dargestellt.

Es ist zu sehen, daß 63 % aller Werte übereinstimmen, während insgesamt 32 % um eine Klasse falsch liegen. Die restlichen 5 % weichen um mehr als eine Klasse ab<sup>5</sup>. Bei den in Abbildung 19 dar-

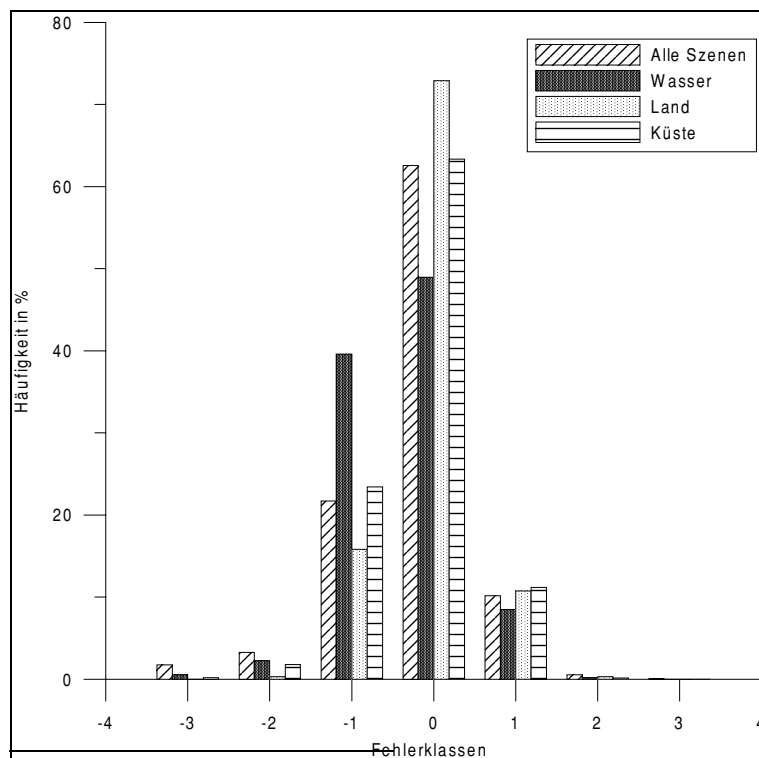


Abbildung 19: Relative Häufigkeiten der Abweichung von der Hauptdiagonalen für die Wasser-, Land-, Küsten- und alle Bodentypen zusammen.

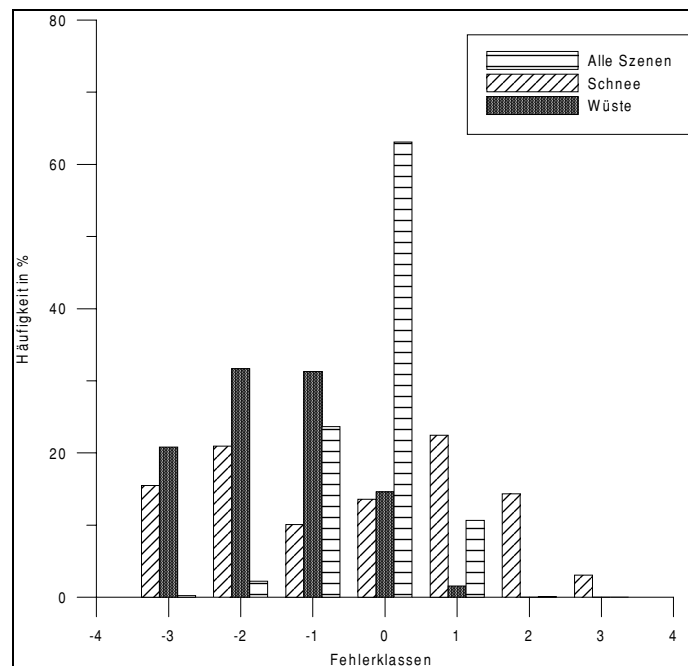
<sup>5</sup> Die Summe ergibt rundungsbedingt nicht 100 %.

gestellten Bodentypen ist zu erkennen, daß sie fast symmetrisch um die Fehlerklasse 0 streuen. Das Maximum liegt für die Land-, Ozean und Küstenszenen immer auf der Hauptdiagonalen, also in der Fehlerklasse 0. Die Fehler in der ersten Klasse liegen bei 48 % (Ozean), 28 % (Land) und 35 % für die Küstenbildelemente. In allen drei Fällen ist die Unterschätzung durch ScaRaB ausgeprägter als eine Überschätzung.

In Abbildung 20 ist die Unterschätzung durch ScaRaB sehr viel deutlicher zu erkennen. Es sind dort die Bodentypen Wüste und Schnee dargestellt. Für den Bodentyp Schnee ist eine mehr oder minder gute Gleichverteilung mit je ca. 10–15 % relativer Häufigkeit zu sehen, während für die Wüste eine starke Unterschätzung der Bewölkung vorliegt. Es werden auch nur 14 % gegenüber 63 % für alle Szenen zusammen gleich erkannt.

Bei den Bodentypen Wüste und Schnee muß allerdings auch die im Vergleichs geringere Anzahl Bildelemente in Betracht gezogen werden, was die Aussagefähigkeit einschränkt (vgl. Abbildung 18). Außerdem ist bei diesen Szenen die größere Fehlerrate des APOLLO-Verfahrens zu beachten.

Abbildung 20: Relative Häufigkeiten der Abweichung von der Hauptdiagonalen für die Wüsten- und Schnee-Bodentypen.



Es kann also auch eine Überschätzung der Wolken durch das APOLLO-Verfahren vorliegen. Dieses wird weiter unten noch im einzelnen diskutiert.

Es wird in Abbildung 20 und aus Tabelle 17 und Tabelle 18 auch deutlich, daß beide Verfahren Pro-

bleme mit der Szenen- und Wolkenerkennung über Eis bzw. der Wüste haben.

PM und MM sind für die Wasser-, Land- und Küstenszenen besser als für die der Wüste und des Schnees. Für die Land- und Wasserszenen liegen sie im Bereich der Werte, die Diekmann und Smith (1989) berechnet haben. Besonders für die Landszenen erreichen beide sehr gute Werte von  $PM=0,29$  und  $MM=0,74$ .

In einem weiteren Experiment werden die Klassengrenzen der Bewölkung, die zur Einteilung der AVHRR-Bildelemente in ERBE-Klassen benutzt werden, geändert: es werden insgesamt sieben Versionen ausprobiert (vgl. Tabelle 14).

<b>Bodentyp</b>	<b>Preisendörfer-Moment PM</b>	<b>Matrixmoment MM</b>
<i>Alle</i>	0,45	0,65
Ozean	0,54	0,65
Land	0,29	0,74
Schnee	1,59	0,31
Wüste	1,59	0,38
Küste	0,40	0,68

Tabelle 13: Matrixmoment und Preisendörfer-Moment für die untersuchten Bodentypen.

Durch die gezeigten Werte wird eine Einteilung in vier Klassen erreicht. Die Änderungen der Versionen 1, 2, 5 und 6 führen zu einer Verlagerung zu den wolkenfreien und bedeckten Fällen. Dadurch wird die Übereinstimmung mit den teilweise und überwiegend bedeckten Klassen sehr viel schlechter. Bei den Versionen 3 und 4 ist nur der mittlere Grenzwert verändert worden, der eine symmetrischere Verteilung der Werte bewirkt, allerdings auch die Übereinstimmung für wolkenfreie und total bedeckte Szenen verringert. In der Version 7 werden schließlich alle drei Schwellwerte um 5 % geändert, wobei der wolkenfreie und der bedeckte Bereich ausgedehnt wird.

Tabelle 14 : Änderung der Schwellwerte der Bewölkung für die Einteilung der ERBE-Klassen.

	<b>Klassengrenzen in %</b>			<b>Momente</b>	
	Wolkenfrei	Teilweise bedeckt	Total bedeckt	Preisendörfer	Matrix
ERBE-Version	5	50	95	0,45	0,65
Version 1	10	50	90	0,47	0,65
Version 2	15	50	85	0,50	0,64
Version 3	5	60	95	0,46	0,65
Version 4	5	40	95	0,46	0,65
Version 5	20	50	80	0,55	0,62
Version 6	3	50	97	0,46	0,65
Version 7	10	45	90	0,47	0,64

Version 6 führt dazu, daß die Abweichungen von der Hauptdiagonalen größer werden. Für alle Versionen bewegen sich die Werte für die Preisendörfer-Momente im Bereich von 0,45–0,55. Der Wert von 0,55 tritt bei der Version 5 auf, da in diesem Fall die Klasse der durchbrochenen Bewölkung stark verkleinert werden. Ähnliches gilt für die Matrixmomente, die sich wenig ändern.

## 6.2 Vergleich der Ergebnisse mit denen von Trishchenko und Li (1998), sowie Diekmann und Smith (1989)

Für das sehr kleine Untersuchungsgebiet von Trishchenko und Li (1998) lassen sich auch die Matrixmomente der Szenenklassen berechnen (basierend auf der veröffentlichten Tabelle S. 594 in dem Artikel). Zusammen mit den in dieser Arbeit berechneten Werte sind sie in Tabelle 15 dargestellt.

Es ist in Tabelle 15 zu sehen, daß alle drei Untersuchungen zu Ergebnissen für MM und PM in derselben Größenordnung führen. Diekmann und Smith (1989) untersuchen zwei verschiedene Gebiete, deshalb sind in Tabelle 15 auch die Kennzahlen für beide Gebiete angegeben.

Tabelle 15 zeigt jedoch auch, daß die Szenenerkennung von ScaRaB über den beobachteten europäischen Gebieten besser funktioniert, als über den amerikanischen Gebieten. Das kann an den kleineren Beobachtungsgebieten liegen, deren Ausdehnungen im Vergleich zu Mittel- und Nordeuropa nur ca.  $10^\circ \times 14^\circ$ , bzw. für die untersuchten Daten vom Juli 1994 sogar nur  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  betragen.

Tabelle 15: Zusammenstellung der berechneten Matrix-Kennzahlen für Landoberflächen.

Matrixmomente	Alle Daten			Satellitenzenitwinkel < 25°		
	Trishchenko und Li (1998)	Diekmann und Smith (1989)	Diese Arbeit	Trishchenko und Li (1998)	Diekmann und Smith (1989)	Diese Arbeit
PM	0,59	0,36/0,36	0,29	0,52	nicht ber. <sup>6</sup>	0,32
MM	0,64	0,72/0,70	0,74	0,55	nicht ber.	0,74

<sup>6</sup> Können nicht berechnet werden.

Ein wesentlicher Unterschied ist jedoch, daß Trishchenko und Li (1998) mit Daten des geostationären Satelliten GOES-7 arbeiten, aus dessen Imager (VAS) eine Szenenerkennung basierend auf drei Kanälen gemacht wird, während hier in dieser Arbeit alle fünf Kanäle des AVHRR verwendet werden konnten. Ein weiterer Nachteil von Untersuchungen mit GOES-7 ist die feste Beobachtungsgeometrie an einem Ort, die bei den polarumlaufenden NOAA-Satelliten nicht auftritt.

Im Unterschiede zu Trishchenko und Li (1998) wird in dieser Untersuchung die analytische Instrumentenwichtungsfunktion (DeWitte 1998) als Gewichtung der einzelnen AVHRR-Bildelemente innerhalb eines ScaRaB-Bildelements berücksichtigt.

Beschränken Trishchenko und Li (1998) den Satellitenzenitwinkel auf 25°, so folgt eine Verbesserung von 9 % beim PM, bzw. von 15 % beim MM. Für die aus dem AVHRR abgeleiteten Kennzahlen ändert sich wenig. Es ist bemerkenswert, daß auch bei den Untersuchungen von Diekmann und Smith (1989) die Kennzahlen besser als bei Trishchenko und Li (1998) sind.

Es läßt sich schließen, daß die Verwendung von Instrumenten auf polarumlaufenden Satelliten zur Szenenerkennung zu einer Verbesserung von ca. 40–50 % im PM und zu 10–30 % im MM führt.

## 6.2.1 DIE UNTERSUCHTEN BODENTYPEN IM EINZELNEN

### 6.2.1.1 Landszenen

Im folgenden sollen nun einige der Bodentypen im einzelnen diskutiert werden. Für die Landklassen sieht die Tabelle sehr gut aus, hier stimmen bis zu 72 % aller Werte überein (Tabelle 16). Es gibt nur geringe Fehler der Kategorien 2 und 3 (vgl. Abbildung 19), was die Güte der verwendeten Algorithmen bestätigt.

Tabelle 16: Matrix der Szenenerkennung für Landszenen (Die Hauptdiagonale ist hervorgehoben).

<i>Landszenen</i> <b>ScaRaB SI</b>	<b>Szenenerkennung (SI) nach AVHRR</b>			
	Wolkenfrei	Teilw. Bedeckt	Überw. Bedeckt	Bedeckt
Wolkenfrei	<b>1580</b>	576	24	0
Teilw. Bedeckt	154	<b>2161</b>	380	5
Überw. Bedeckt	1	430	<b>1608</b>	340
Bedeckt	0	22	252	<b>181</b>



### 6.2.1.2 Schnee- und Eisszenen

Bei der Betrachtung von Tabelle 17 zeigt sich eine große Variabilität bzgl. der Verteilung der Anzahl. Es ist hierbei allerdings zu beachten, daß nur 258 Szenen für den Vergleich zur Verfügung standen und somit die statistische Güte schwächer als bei den anderen untersuchten Szenen ist. Es fällt auf, daß keine einzige wolkenfreie Szene von ScaRaB auch vom APOLLO-Verfahren als wolkenfrei eingeordnet wird. Diese auffällige Diskrepanz liegt an der Problematik der Unterscheidung von Schnee und Eis und Wolken über Eis. Der vom APOLLO-Verfahren verwendete Eis-Schnee Algorithmus von Gesell (1989) hat hier noch eindeutige Probleme, die bei einer genaueren Betrachtung der erkannten Wolkentypen näher untersucht werden können (vgl. Kapitel 4.1).

Tabelle 17: Matrix der Szenenerkennung für Schneeszenen (Die Hauptdiagonale ist hervorgehoben).

<i>Schneeszenen</i>	<b>Szenenerkennung (SI) nach AVHRR</b>			
<b>ScaRaB SI</b>	Wolkenfrei	Teilw. Bedeckt	Überw. Bedeckt	Bedeckt
Wolkenfrei	<b>0</b>	26	54	40
Teilw. Bedeckt	-	-	-	-
Überw. Bedeckt	-	-	-	-
Bedeckt	8	37	58	<b>35</b>

### 6.2.1.3 Wüstenszenen

Es sind in diesem Fall insgesamt 754 Bildelemente in die Auswertung mit eingeflossen, also im Verhältnis zu den 7714 für Landszenen auch nur sehr wenig. Es ist in Tabelle 18 eine Überschätzung der Bewölkung durch den APOLLO-Algorithmus zu sehen. Das führt zum Teil zu sehr großen Abweichungen, weil ScaRaB ein Gebiet wolkenfrei sieht, während es durch APOLLO als bedeckt klassifiziert wird.

Tabelle 18: Matrix der Szenenerkennung für Wüstenszenen (Die Hauptdiagonale ist hervorgehoben).

<i>Wüstenszenen</i>	<b>Szenenerkennung (SI) nach AVHRR</b>			
<b>ScaRaB SI</b>	Wolkenfrei	Teilw. Bedeckt	Überw. Bedeckt	Bedeckt
Wolkenfrei	<b>27</b>	172	231	157
Teilw. Bedeckt	2	<b>47</b>	28	8
Überw. Bedeckt	0	6	<b>30</b>	36
Bedeckt	0	0	4	<b>6</b>

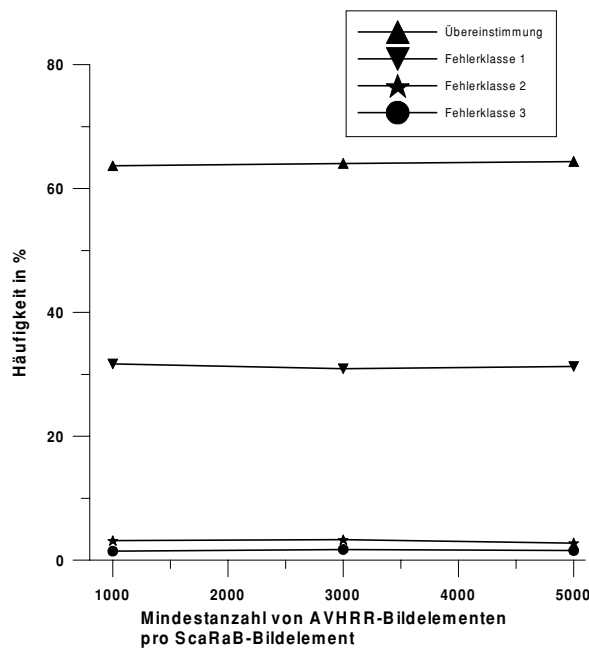


Abbildung 21: Änderung des Klassenfehlers mit Einschränkung der Mindestanzahl der AVHRR-Bildelemente pro ScaRaB-Bildelement.

#### 6.2.1.4 Abhängigkeit des Szenenfehlers von der Anzahl der AVHRR-Bildelemente innerhalb eines ScaRaB-Bildelementes

Die bisherige Auswahl der vergleichbaren Bildelemente zwischen ScaRaB und AVHRR läßt sich durch weitere Bedingungen weiter einschränken. In Abbildung 21 ist der Klassenfehler für eine unterschiedliche Mindestanzahl von AVHRR-Bildelementen pro ScaRaB-Bildelement dargestellt. Es zeigt sich, daß die Klassenfehler unabhängig von der Anzahl der AVHRR-Bildelemente pro ScaRaB-Bildelement sind. Dies rechtfertigt die Wahl einer Mindestanzahl von 1000 Bildelementen von AVHRR pro ScaRaB-Bildelement für die Untersuchungen.

#### 6.2.2 UNTERSUCHUNGEN MIT UNTERSCHIEDUNG DER AVHRR-BILDELEMENTE IN VERSCHIEDENE WOLKENTYPEN

Die gleichen Untersuchungen (vgl. Abschnitt 6.2.1) können auch gemacht werden, indem die weiteren Parameter, die das APOLLO-Verfahren liefert, genutzt werden. Als Ergebnis des APOLLO-Verfahrens liegt für jedes AVHRR-Bildelement die Einordnung in eine von vier verschiedenen Wolkentypen (tiefe, mittelhohe, vertikal ausgedehnte und dünne Wolken) vor. Die Entscheidung, welcher Typ dem Bildelement zugeordnet wird, ist im Kapitel 4.1 beschrieben worden. Für jedes Bildelement von ScaRaB läßt sich damit aus allen AVHRR-Bildelementen der dominierende Wolkentyp ermitteln. Als Schwellwert wird dafür eine Mindestüberdeckung von 50 % der Fläche des ScaRaB-

Bildelements mit einem Wolkentyp gewählt. Anschließend werden für die Bodentypen Histogramme der auftretenden Wolkentypen berechnet und die Matrizen der Eintrittswahrscheinlichkeit gebildet. Tabelle 19 zeigt die Ergebnisse als relative Häufigkeiten für die unterschiedlichen Bodentypen.

Tabelle 19: Relative Häufigkeit des Auftretens bestimmter Wolkentypen für verschiedene Bodentypen in %<sup>7</sup>.

Bodentyp	Wolkentyp				
	wolkenlos	tiefe	mittelhohe	vertikal ausgedehnte	hohe dünne
Wasser	24	4	41	4	26
Land	62	1	32	2	3
Schnee	19	-	71	8	2
Wüste	40	54	5	-	-
Küste	54	3	35	4	4

Die mittelhohen Wolken sind der dominierende Wolkentyp für alle Szenen außer der Wüste (vgl. Tabelle 19). Über Wasser werden mehr hohe dünne Wolken durch APOLLO erkannt, während sie über den anderen Gebieten eher selten auftreten. Dies ist auf die Methode der Detektion (große Temperaturdifferenzen zwischen Wolkenoberkante und Wasseroberfläche) zurückzuführen.

Es ist natürlich, wie auch schon in der Einleitung geschrieben, sehr schwierig mehrere Wolken-schichten mit einem passiven Satelliteninstrument zu erkennen. Um diese Fälle zu verbessern, braucht man an Bord des Satelliten auch noch ein aktives Instrument, wie es z.B. für die Earth Radiation Mission (ERM) der ESA (European Space Agency) geplant ist. Die Kombination beider Instrumente ermöglicht dann eine Detektion mehrerer Wolkenschichten.

Beim Bodentyp Schnee erkennt der Algorithmus zu viele mittelhohe Wolken, aber keine tiefen. Dies liegt daran, daß die gemessenen äquivalenten Schwarzkörpertemperaturen zu kalt für eine Einordnung in die tiefe Wolkenklasse sind. Dadurch wird auch die Unterschätzung des wolkenlosen Anteils verursacht. Im ScaRaB-Algorithmus, der bei Schnee- und Eisszenen nur zwischen wolkenlos und bedeckt unterscheidet, werden nämlich von den 71 % immerhin 39 Prozentpunkte als wolkenlos bzw. 32 Prozentpunkte als bedeckt eingeordnet. Somit läßt sich schließen, daß der Schnee-Eis-Algorithmus von Gesell (1989) zu viele mittelhohe Wolken erkennt.

Über den Wüstengebieten sind keine vertikal ausgedehnten und hohe dünne Wolken dominierend. Auch der Anteil an mittelhohen Wolken ist eher zu vernachlässigen, während jedoch über 50 % als

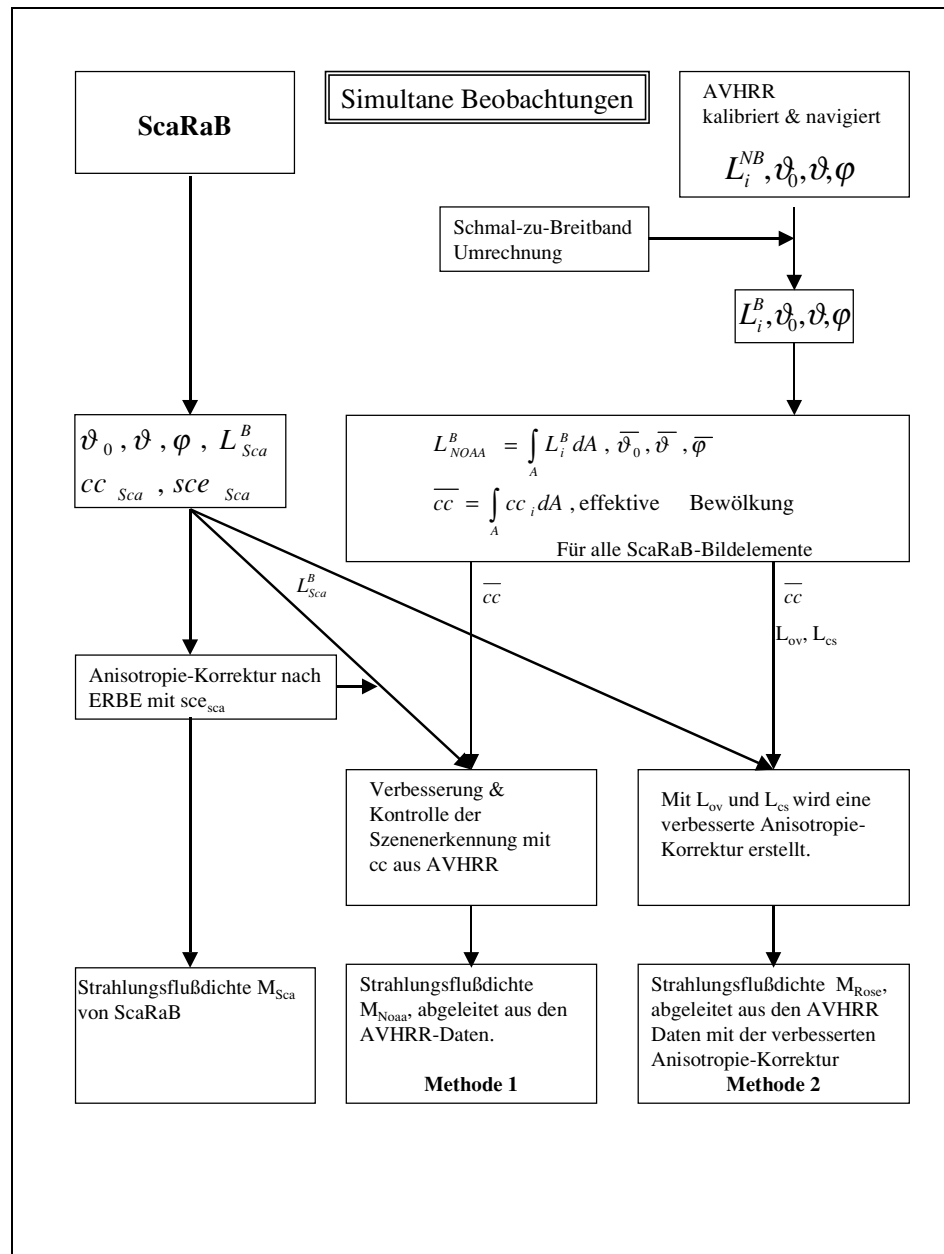
<sup>7</sup> Durch Rundung bedingt, ergibt die Summe einer Reihe nicht immer 100 %.

tiefe Wolken erkannt werden. Dieses Problem der Überschätzung der tiefen Wolken durch APOLLO-Verfahrens ist von Malessa-Röber et al. (1997) gezeigt worden. Durch die verwendete Schwellwerttechnik werden die warmen und hellen Wüstenoberflächen als tiefe dicke Wolken erkannt. Als Test für die Einordnung in den Wolkentyp der tiefen Wolken wird die Temperaturdifferenz der Kanäle 3 und 4 benutzt:  $T_{11} - T_{3,7} > 1,0$  K. Zusätzlich wird das Verhältnis der Reflektivitäten der beiden sichtbaren Kanäle untersucht (vgl. Kapitel 4.1). Der Schwellwert hierfür wird durch das Maximum im wolkenfreien Fall für Mitteleuropa bestimmt. Das Verhältnis liegt für die vegetationslosen Wüsten über diesem Maximum und demnach werden die Flächen als bewölkt charakterisiert. Verbesserungen, um auch im Falle von Wüsten eine korrekte Klassifikation zu erhalten, zeigen Malessa-Röber et al. (1997) auf. Sie führen diesen Test nur über Wasser durch und kommen im Vergleich mit dem Bedeckungsgrad von ISCCP zu guten Ergebnissen. Für den Test mit dem Verhältnis der Reflektivitäten im Kanal 1 und 2 wenden sie zwei unterschiedliche Schwellwerte an, einen maximalen von  $r_{1,max}=0,45$ , bzw. einen etwas kleineren Wert, der von der maximalen Reflektivität des wolkenlosen bewachsenen Landes abhängt.

### 6.3 Nutzung von gleichzeitigen AVHRR-Messungen als verbesserte Szenenerkennung für ScaRaB

Nach der Bestimmung des Fehlers, welcher durch die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung entsteht, soll hier nun mit zwei verschiedenen Methoden (vgl. Abbildung 22) der Fehler betrachtet werden, der durch eine falsche bzw. nicht korrekte Szenenerkennung verursacht wird. Zu diesem Zweck wird für alle untersuchten Monate die breitbandige Strahldichte der Bildelemente von ScaRaB genutzt und mit der simultanen AVHRR-Messung eine Szenenerkennung mit dem APOLLO-Verfahren durchgeführt. Bei den in Abbildung 22 dargestellten Methoden 1 und 2 werden die simultanen Messungen mit dem AVHRR zu einer verbesserten Szenenerkennung für ScaRaB genutzt. Die gemessenen Strahldichten werden nur als Hilfsmittel zur Bestimmung der Szene benutzt. Die Methode 1 nutzt von den Informationen von AVHRR nur den Bedeckungsgrad, während die Methode 2 ein Verfahren nach Dlhopsky et al. (1994) anwendet, welches mit einer relativen Bewölkung arbeitet und dazu auch die integrierten Strahldichten für den bedeckten und wolkenlosen Fall benötigt.

Abbildung 22:  
Schematische Darstellung von zwei unterschiedlichen Methoden zur verbesserten Szenenerkennung und Anisotropiekorrektur für ScaRaB Strahlungsflußdichten.



Nachdem damit die Klassifizierung vorgenommen worden ist, wird sie benutzt, um mit den gemessenen breitbandigen Strahldichten von ScaRaB und dem entsprechendem ADM die Strahlungsflußdichte  $M_{Sca}$  auszurechnen. Diese können dann mit der nach dem ERBE-Verfahren gewonnenen Strahlungsflußdichte verglichen werden. Zusammen mit der oben eingeführten Einteilung in Fehlerklassen läßt sich auch ein Fehler für die jeweilige Klasse bestimmen.

Trishchenko und Li (1998) quantifizieren diesen Fehler in ihrem Vergleich mit der Größenordnung von bis zu  $70 \text{ W/m}^2$ . Auch Diekmann und Smith (1989) bestimmen theoretisch einen Fehler der Mißklassifikation von bis zu  $16 \%$  für die kurzwellige Strahlungsflußdichte.

Die folgenden Untersuchungen sind nur für die Szenenklassen Land, Wasser und Küste gemacht worden, da nach den obigen Untersuchungen das APOLLO-Verfahren hierfür die besten und stabilsten Ergebnisse liefert (siehe Kapitel 6.2).

Für die Methode 1 wird der Bedeckungsgrad mit dem APOLLO-Verfahren für ein zu untersuchendes ScaRaB-Bildelement berechnet und mit dem Bedeckungsgrad der Szenenerkennung von ScaRaB verglichen. Im Falle einer Übereinstimmung, entspricht die szenenkorrigierte Strahlungsflußdichte,  $M_{Sca}^{Noaa}$ , derjenigen von ScaRaB,  $M_{sca}$ , exakt. Für die Fälle der Nichtübereinstimmung, wird mit dem Bedeckungsgrad nach dem APOLLO-Verfahren die ScaRaB-Szenenerkennung korrigiert und damit dann die Strahlungsflußdichte ausgerechnet. Die Abweichungen werden im wesentlichen von den ADM-Funktionen von Suttles et al. (1988) bestimmt, da bei dieser Methode nur in eine andere, unterschiedliche Klasse gegriffen wird. Es werden bei diesen Untersuchungen alle simultanen Datensätze von ScaRaB und AVHRR verwendet.

Die Ergebnisse, gegliedert nach den Fehlerklassen, sind in Tabelle 20 zusammengefaßt.

Tabelle 20: Mittelwert und Standardabweichung  $\sigma$  der Differenzen der Strahlungsflußdichten in  $W/m^2$  für die verschiedenen untersuchten Monate (Gesamtfehler ist hervorgehoben).

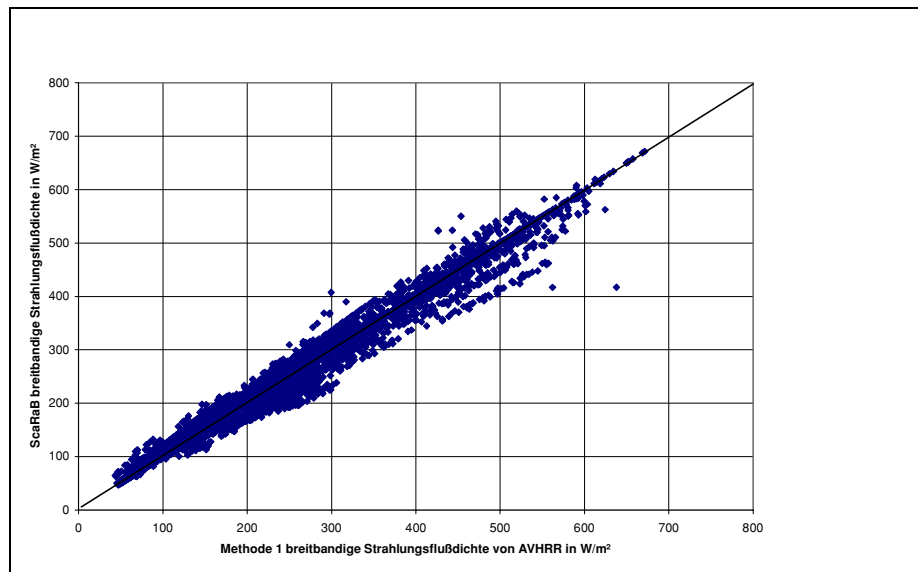
Monat	Fehlerklasse <sup>8</sup> 1		Fehlerklasse 2		Fehlerklasse 3		Alle	
	Mittelwert	$\sigma$	Mittelwert	$\sigma$	Mittelwert	$\sigma$	Mittelwert	$\sigma$
Mai	4,5	20,6	-4,5	47,1	-11,9	32,2	3,6	23,6
Juli	3,1	23,0	-29,2	40,7	-	-	1,7	24,8
August	-4,3	21,3	-31,3	13,3	-51,0	14,5	-11,8	24,8
<b>Gesamt<sup>9</sup></b>	<b>1,1</b>	<b>21,7</b>	<b>-21,7</b>	<b>36,8</b>	<b>-31,5</b>	<b>25,0</b>	<b>-6,5</b>	<b>24,4</b>

Aus Tabelle 20 geht hervor, daß der Fehler durch eine falsche Eingruppierung der Szene zu einer leichten Überschätzung der Strahlungsflußdichte durch ScaRaB von 1,1  $W/m^2$  bei einer Standardabweichung von bis 21,7  $W/m^2$  in der Fehlerklasse 1 führt. Innerhalb der untersuchten Monate treten allerdings größere Schwankungen auf, die auf die Verschiebung der Überflugszeiten von METEOR und NOAA-11 zurück zuführen sind. Dadurch schwankt die Anzahl der untersuchten Bildelemente pro Monat. Für den Mai 1994 stehen am meisten Werte, für den Juli am wenigsten Messungen zur Verfügung.

<sup>8</sup> Die Fehlerklasse n bedeutet eine Abweichung um n Klassen von der bestimmten.

<sup>9</sup> Der Mittelwert wird mit dem arithmetischen Mittel, die Standardabweichung mit dem quadratischen Mittel berechnet.

Abbildung 23: Streudiagramm der Strahlungsflußdichten von ScaRaB und der mit AVHRR korrigierten Strahlungsflußdichten in  $W/m^2$ .



In der Fehlerklasse 2, also eine Verschiebung der Wolkenklasse um zwei Klassen, führt die Fehlinterpretation zu einer erheblichen mittleren Unterschätzung von  $21,7 W/m^2$  bei einer Standardabweichung von  $36,8 W/m^2$ . Vergleicht man diese systematische Abweichung mit der mittleren ScaRaB-Strahlungsflußdichte von  $229,2 W/m^2$ , so ergibt sich ein systematischer relativer Fehler von  $10 \%$ .

Für die Fehlerklasse 3, die bei den Daten vom Juli überhaupt nicht auftritt, entsteht eine mittlere Unterschätzung durch ScaRaB von  $-31,5 W/m^2$  bei einer Standardabweichung von  $25 W/m^2$ . Dies entspricht einem relativen Fehler von  $14 \%$ .

Für alle Daten, bei denen die Szenenerkennung unterschiedlich ist, ist die systematische Abweichung  $-6,5 W/m^2$  bei einer Standardabweichung von  $24,4 W/m^2$ . Also führt die falsche Szenenerkennung in den ScaRaB-Daten zu einer systematischen Unterschätzung der Strahlungsflußdichte von  $3 \%$  bei einer Standardabweichung von  $11 \%$ .

In Abbildung 23 sind die Strahlungsflußdichten von ScaRaB gegen die szenenkorierte Strahlungsflußdichten in  $W/m^2$  dargestellt. Es sind sehr gut verschiedene Geraden zu sehen, die den um entsprechenden Klassen verschobenen Szenen entsprechen, die durch die Methode 1 korrigiert werden konnten. Die Ausgleichsgerade ist  $0,9742 x + 5,58 W/m^2$ . Die Gerade ist sehr nahe zur 1:1-Geraden, was die Ergebnisse aus Tabelle 17 bestätigt.

Der Vergleich mit der Methode 1 zeigt, daß der systematische relative Fehler, der durch eine nicht korrekte Szenenerkennung entsteht, auf bis zu  $14 \%$  ansteigt.

Eine andere Möglichkeit zur Verbesserung der Szenenerkennung bei simultanen Überflügen wurde von Dlhopsky et al. (1994) vorgeschlagen: sie schlagen einen linearen Ansatz für die Anisotropiekorrektur vor, der sich aus einem Anteil der bedeckten Anisotropiekorrektur und einem Anteil der wolkenfreien Anisotropiekorrektur zusammensetzt und somit eine effektive Bedeckung berücksichtigt:

$$adm_{neu} = \frac{n\alpha_{ov} adm_{ov} + (1-n)\alpha_{cs} adm_{cs}}{n\alpha_{ov} + (1-n)\alpha_{cs}}. \quad (23)$$

In Gleichung (23) stehen die Indizes *cs* und *ov* für wolkenfreie, bzw. bedeckte Szenen,  $\alpha$  ist die Albedo und  $n$  der Bedeckungsgrad. Auf diese Weise wird für die neue Anisotropiekorrektur  $adm_{neu}$  die effektive Bewölkung innerhalb eines Bildelementes berücksichtigt. Dlhopsky et al. (1994) zeigen anhand von ERBE-Daten, daß die Verwendung von Gleichung (23) zu einer Verbesserung der Strahlungsflußdichte um bis zu 6 % führt. Sie zeigen auch, daß der Fehler auch bei total bedeckten Szenen in der gleichen Größenordnung wie bei Szenen mit teilweiser und überwiegender Bedeckung ist. Sie ziehen den Schluß, daß auch die effektiven Bedeckungsgrade unterschiedlicher Wolkentypen mit in die Berechnung der Anisotropiekorrektur einfließen sollten, da die Wolkenbedeckung der bestimmende Parameter ist, der die Reflexion einer Szene beschreibt.

$$M_{neu} = \frac{L_{sca}\pi}{adm_{neu}}. \quad (24)$$

Mit Gleichung (24) wird die Strahlungsflußdichte nach Dlhopsky et al. (1994) berechnet. Es wird dafür der Bedeckungsgrad  $n$ , die breitbandige Strahldichte ( $L_{cs}$ ) der wolkenfreien, sowie die breitbandige Strahldichte ( $L_{ov}$ ) der bedeckten Bildelemente innerhalb eines ScaRaB-Bildelementes benötigt. Sie werden aus den AVHRR-Bildelementen berechnet.

Analog zum ersten Fall sind auch die Strahlungsflußdichten mit der Methode nach Dlhopsky et al. (1994) berechnet worden und in Tabelle 21 für die verschiedenen Monate dargestellt. Auch hier lassen sich die untersuchten Werte wieder in die Fehlerklassen der Szenen einteilen. In Tabelle 21 ist im Gegensatz zu Tabelle 20 auch die Fehlerklasse 0 mit angegeben, da diese Methode nur auf der Gewichtung des Bedeckungsgrades beruht, der somit die Szene, bzw. die Anisotropiekorrektur bestimmt. Im Idealfalle sollte in dieser Fehlerklasse eine Null stehen.



Tabelle 21: Differenzen der Strahlungsflußdichten von ScaRaB und  $M_{\text{neu}}$  für die untersuchten Monate in  $\text{W}/\text{m}^2$ . Der mittlere Fehler aller Monate ist hervorgehoben.

Monat	Fehlerklasse 0		Fehlerklasse 1		Fehlerklasse 2		Fehlerklasse 3		Alle	
	MW <sup>10</sup>	$\sigma$	MW	$\sigma$	MW	$\sigma$	MW	$\sigma$	MW	$\sigma$
Mai	-0,9	7,6	2,4	23,8	7,8	41,0	-11,8	31,6	2,4	25,5
Juli	0,3	7,7	2,5	17,3	-12,3	29,8	-	-	1,9	18,2
August	0,2	7,4	-1,2	15,7	-29,9	15,8	-50,0	14,4	-9,2	22,0
<b>Gesamt</b>	<b>-0,1</b>	<b>7,6</b>	<b>1,2</b>	<b>19,3</b>	<b>-11,5</b>	<b>30,7</b>	<b>-30,9</b>	<b>24,6</b>	<b>-4,9</b>	<b>22,1</b>

Nach Tabelle 21 hat die Methode nach Dlhopsky et al. (1994) in der Fehlerklasse 0 keine große systematische Abweichung erzeugt und auch die Standardabweichung mit  $7,6 \text{ W}/\text{m}^2$  ist sehr gering. Im Gegensatz zu der ersten Methode werden hier kleinere systematische Abweichung in den einzelnen Fehlerklassen erzeugt. Auch der Gesamtfehler ist ähnlich zur Methode 1. Die Standardabweichungen sind in der gleichen Größenordnung. Besonders groß ist der Unterschied zwischen der Methode 1 und 2 in der Fehlerklasse 2, wo die mittleren Abweichungen durch die Methode 2 um bis zu 50 % reduziert werden.

Bei diesem Verfahren ist der Fehler im wesentlichen nicht allein abhängig von den verwendeten ADM-Funktionen, da hier eine Gewichtung der ADM-Werte mit dem Bedeckungsgrad stattfindet. Es kann also eine teilweise Kompensation stattfinden, die nicht erfaßt werden kann.

Abbildung 24 stellt das Streudiagramm der Korrektur nach Dlhopsky et al. (1994) gegenüber den Strahlungsflußdichten von ScaRaB in  $\text{W}/\text{m}^2$  dar. Auch hier ist die Ausgleichsgerade mit  $0,9723 x + 5,83 \text{ W}/\text{m}^2$  sehr nahe der 1:1-Gerade. Die Methode erzeugt durch die Interpolation der Information der Bewölkung keine Sekundärgeraden, wie in Abbildung 23 gezeigt. Die Streuung ist insgesamt größer als bei der Methode 1, was auch aus Tabelle 21 hervorgeht. Die Methode 2 zeigt, daß eine falsche Szenenerkennung durch ScaRaB zu einer systematischen Unterschätzung von  $2 \pm 10 \%$  führt. Diese Werte sind etwas kleiner als die von der Methode 1.

Zusammenfassend für die Untersuchungen von ScaRaB und gleichzeitigen AVHRR-Messungen ist festzustellen, daß durch die benutzten Methoden 1 und 2 Unterschiede bei der Ableitung in der breitbandigen Strahlungsflußdichte entstehen und nachgewiesen werden können.

<sup>10</sup> MW ist der Mittelwert und  $\sigma$  ist die Standardabweichung.

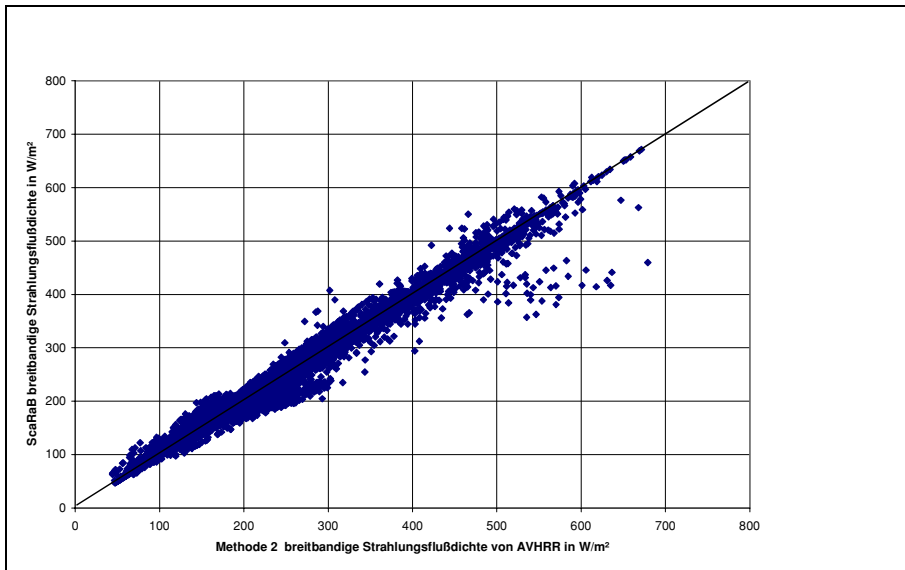


Abbildung 24:  
Streudiagramm der Strahlungsflußdichten von ScaRaB und der nach Methode 2 aus AVHRR berechneten in  $W/m^2$ .

Für den Fehler der Anisotropie wird hier der Wert von  $\pm 14,6 W/m^2$  nach Standfuss et al. (1993) verwendet. Beim Fehler für die falsche Szenenerkennung wird das Maximum der Schätzungen aus Tabelle 20 und Tabelle 21 verwendet. Für die Strahlungsflußdichte aus einer ScaRaB-Messung läßt sich somit die Fehlerbilanz nach Tabelle 22 erstellen:

Tabelle 22 : Fehler der Strahlungsflußdichte für ein ScaRaB-Bildelement.

Fehlerursache	ScaRaB
Radiometerrauschen (Standfuss, 1997)	$\pm 9,2 W/m^2$
Anisotropiekorrektur	$\pm 14,6 W/m^2$
Falsche Szenenerkennung	$-6,5 \pm 24,4 W/m^2$
<b>Gesamtfehler eines ScaRaB-Bildelements</b>	<b><math>-6,5 \pm 29,9 W/m^2</math></b>

Für das Radiometerrauschen wird der Wert von Standfuss (1997) verwendet. Es ergibt sich also ein Wert für den Gesamtfehler für die Messung der Strahlungsflußdichte eines ScaRaB-Bildelementes von  $-6,5 \pm 29,9 W/m^2$ . Es entsteht also durch die falsche Szenenerkennung von ScaRaB eine systematische Unterschätzung von  $7 W/m^2$ . Damit ist die ScaRaB-Messung genauer als die von ERBE, für das Werte von  $\pm 50 W/m^2$  berechnet worden sind.

Im nächsten Abschnitt wird untersucht, wie groß die Unterschiede sind, wenn alle verfügbaren Informationen der AVHRR-Messungen benutzt werden, um eine breitbandige Strahlungsflußdichte zu bestimmen.

## 7 BESTIMMUNG DER HOCHAUFLÖSENDE STRAHLUNGSFLUßDICHTE MIT AVHRR

### 7.1 Fehlerbetrachtung für die breitbandige Strahlungsflußdichte aus AVHRR

In diesem Abschnitt soll nun die Strahlungsflußdichte direkt für jedes AVHRR-Bildelement bestimmt werden. Anschließend werden dann alle AVHRR-Bildelemente innerhalb eines simultan beobachteten ScaRaB-Bildelements gemittelt.

Eine schematische Darstellung des Prozesses ist in Abbildung 25 gegeben. Im Vergleich mit Abbildung 22 zeigt Abbildung 25 eine ähnliche Vorgehensweise zur Bestimmung der Strahlungsflußdichte aus den AVHRR-Bildelementen. Es werden hier jedoch ausschließlich Informationen der AVHRR-Messung genutzt.

Die Szenenerkennung findet dabei auf der Auflösung der AVHRR-Bildelemente statt. Anschließend

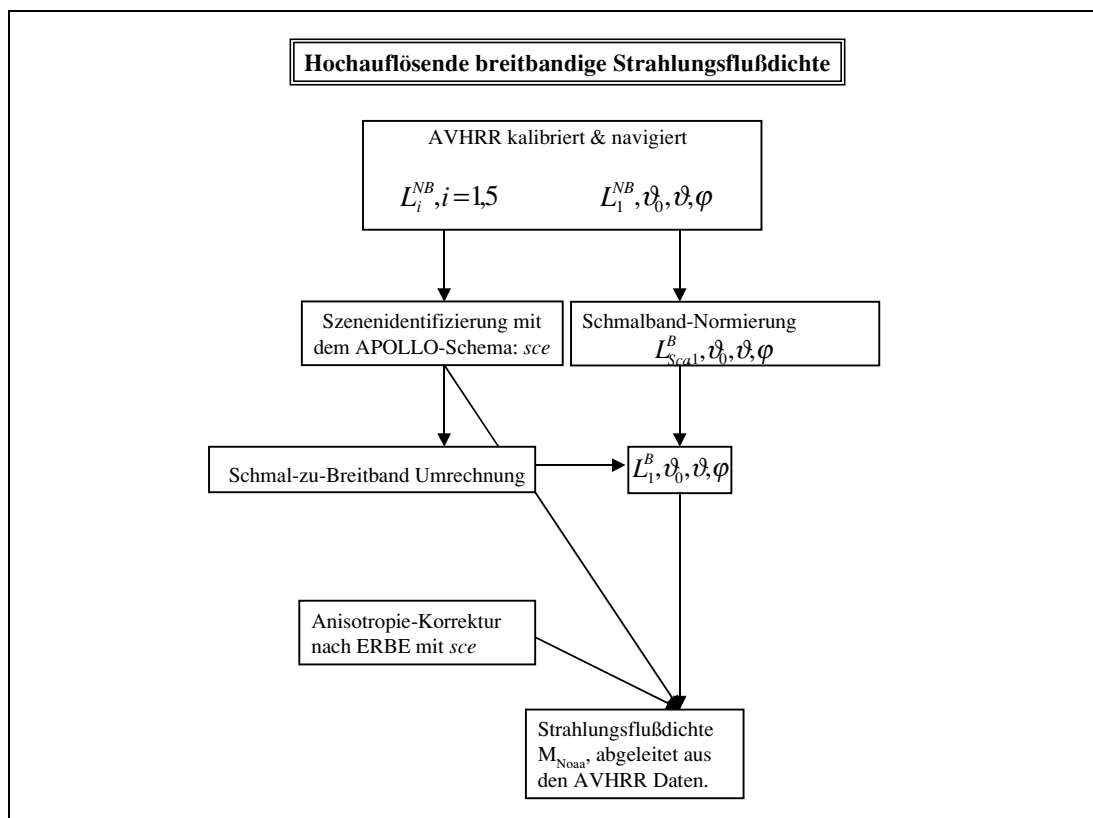


Abbildung 25: Schematische Darstellung der Berechnung der Strahlungsflußdichte aus den individuellen AVHRR-Bildelementen.

wird diese dazu genutzt, um dann mit der Anisotropiekorrektur für jedes AVHRR-Bildelement individuell eine Strahlungsflußdichte zu berechnen. Danach werden diese dann innerhalb der simultan beobachteten ScaRaB-Bildelemente gemittelt.

Es werden damit anders als für die oben diskutierten Methoden 1 und 2 von den ScaRaB-Messungen unabhängige Strahlungsflußdichten bestimmt.

Als Ergebnis des ganzen Prozesses steht dann die Strahlungsflußdichte am Oberrand der Atmosphäre in der Auflösung des AVHRR, also auf der Basis von  $1,1 \times 1,1 \text{ km}^2$ , zur Verfügung.

In diesem Fall bietet es sich an, Bildelemente von ScaRaB und AVHRR zu vergleichen, die gleichzeitig und beobachtungsgleich sind. In Abbildung 26 ist dieser Vergleich als Streudiagramm wiedergegeben. Die Ausgleichsgerade ergibt sich zu  $0,846 x + 34,23 \text{ W/m}^2$  bei einem Korrelationskoeffizienten von 0,95. Die mittlere Differenz (ScaRaB minus AVHRR) der untersuchten Bildelemente beträgt dabei  $5,3 \text{ W/m}^2$  mit einer Standardabweichung von  $25,5 \text{ W/m}^2$ .

Im Vergleich mit der Abbildung 17, bei der die breitbandigen Strahldichten miteinander verglichen werden, ist eine Differenz von  $-1,6 \pm 7,51 \text{ W}/(\text{m}^2\text{sr})$  bestimmt worden. Rechnet man diesen Fehler durch eine Multiplikation mit  $\pi$  in Strahlungsflußdichten um, so ergibt sich eine gute Übereinstimmung bei der Standardabweichung, für die systematische Abweichung ergibt sich allerdings eine Verschiebung in der Größenordnung von  $10 \text{ W/m}^2$ .

Es ist insgesamt eine mittlere Unterschätzung durch das Invertierungsverfahren zu beobachten (vgl. auch Abbildung 26). Dies liegt daran, daß die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung in der Regel die breitbandige Strahldichte überschätzt. Die große Streuung läßt sich mit der hohen Variabilität innerhalb eines ScaRaB-Bildelementes erklären, die darauf beruht, daß für die Szenenerkennung auf Basis der AVHRR-Bildelemente nur eine Klassifikation in wolkenfrei und bedeckt gemacht wird.

Es ist jedoch auch zu erkennen, daß für größere Strahlungsflußdichten eine Unterschätzung durch das Verfahren entsteht. Für kleinere Strahlungsflußdichten zeigt sich allerdings eine Überschätzung der von ScaRaB gemessenen Werte.

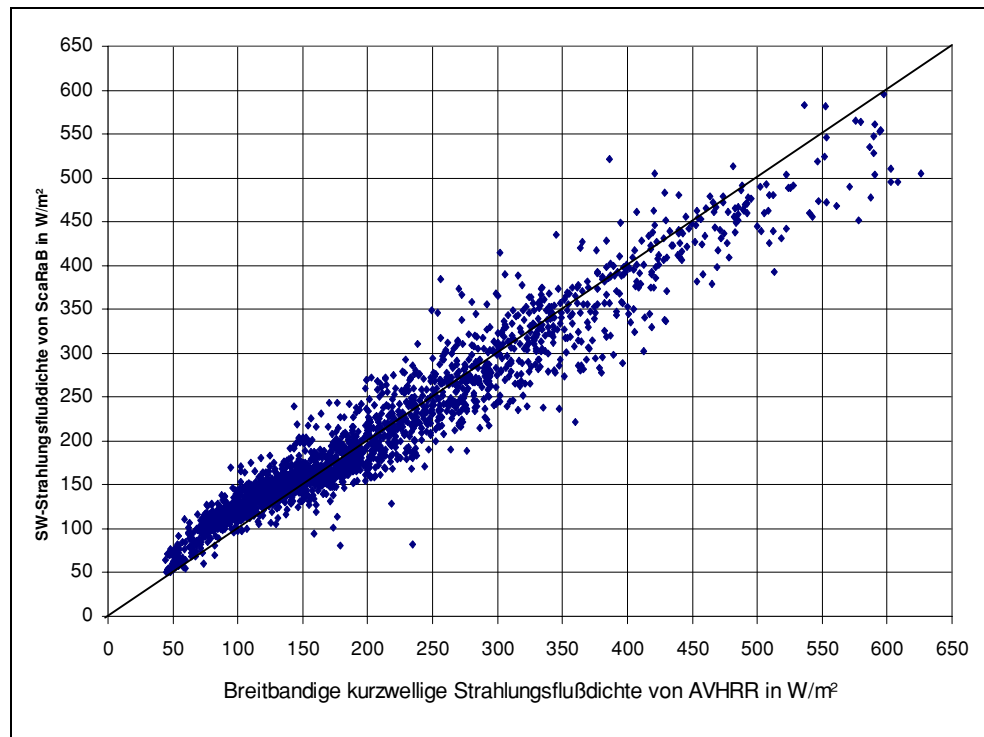


Abbildung 26: Vergleich der Strahlungsflußdichten in  $\text{W/m}^2$  für simultane und beobachtungsgleiche AVHRR- und ScaRaB-Bildelemente.

Die mittlere Strahlungsflußdichte für alle ScaRaB-Bildelemente ist  $193,4 \text{ W/m}^2$ , während die Standardabweichung für alle untersuchten Bildelemente  $89,5 \text{ W/m}^2$ , also ca. 50 % des Mittelwertes beträgt. Für die AVHRR-Bildelemente ergeben sich ähnliche Werte mit einem Mittelwert von  $188,2 \pm 103,1 \text{ W/m}^2$ . Für die Umrechnung eines AVHRR-Bildelementes in eine breitbandige Strahlungsflußdichte ergibt sich somit folgende Tabelle 23:

Tabelle 23: Mittlerer Fehler und Standardabweichung für aus AVHRR abgeleitete breitbandige Strahlungsflußdichten.

Fehlerquelle	AVHRR
Radiometerrauschen <sup>11</sup> nach Standfuss (1997)	$\pm 9,2 \text{ W/m}^2$
Schmal-zu-Breitband-Verfahrensfehler	$\pm 1,3 \text{ W/m}^2$
Schmal-zu-Breitband-Umrechnung	$5,3 \pm 25,5 \text{ W/m}^2$
Anisotropiekorrektur <sup>12</sup> nach Standfuss et al. (1993)	$\pm 14,6 \text{ W/m}^2$
<b>Gesamtfehler</b>	<b><math>5,3 \pm 30,8 \text{ W/m}^2</math></b>

<sup>11</sup> Hier wird angenommen, daß das Radiometerrauschen ähnlich dem der breitbandigen Instrumente ist.

<sup>12</sup> Hierbei wird angenommen, daß der Anisotropiefehler von AVHRR und ScaRaB gleich ist.

Insgesamt werden also mit dieser Methode die Strahlungsflußdichten von NOAA-11 systematisch um  $5,3 \text{ W/m}^2$  überschätzt. Die Streuung ist mit  $30,8 \text{ W/m}^2$  in der gleichen Größenordnung, wie die ScaRaB-Messung. Hierbei ist jedoch angenommen worden, daß der Fehler in der Szenenerkennung auf der Basis der AVHRR-Bildelemente zu vernachlässigen ist.

Es ist bei Tabelle 23 zu beachten, daß dieser Fehler für die Größe  $50 \times 50 \text{ km}^2$  eines Bildelementes von gilt. Stellt man eine Strahlungsbilanz für die Bildelemente in der Größenordnung des AVHRR-Bildelementes auf, so kommt noch zusätzlich der Fehler hinzu, der durch eine falsche Szenenerkennung durch APOLLO verursacht wird. Dieser kann z.B. bei einer mittleren breitbandigen Strahlungsflußdichte von  $18 \text{ W/(m}^2\text{sr)}$  einen Fehler in den breitbandigen Strahlungsflußdichten von  $50\text{--}100 \text{ W/m}^2$  verursachen, so daß die Standardabweichung für das AVHRR-Bildelement mit einer Bildelementgröße von  $1,1 \times 1,1 \text{ km}^2$  auf  $80\text{--}130 \text{ W/m}^2$  ansteigt.

## 7.2 Das hochaufgelöste Strahlungsbilanzprodukt aus AVHRR

Wie in Abbildung 25 dargestellt ist, kann auf diese Weise eine breitbandige Strahlungsflußdichte individuell für jedes AVHRR-Bildelement berechnet werden. Da das komplette Invertierungsverfahren von den Rohdaten zur breitbandigen Strahlungsflußdichte nur im statistischen Sinne exakt ist, wenn man also beliebig viele Bildelemente betrachtet, ist es notwendig die Werte zu korrigieren, falls zusätzliche zeitgleiche breitbandige Datensätze vorhanden sind.

Dann lassen sich für die zeitgleichen Bildelemente von beiden Satelliten die berechneten Strahlungsflußdichten der AVHRR-Bildelemente über das Gebiet des breitbandigen Datensatzes (hier die ScaRaB-Bildelemente) integrieren. Es kann somit eine mittlere Strahlungsflußdichte,  $\bar{M}_{noaa}$ , basierend auf AVHRR-Messungen für die zeitgleichen ScaRaB-Bildelemente berechnet werden, die dann mit den gemessenen breitbandigen Strahlungsflußdichten von ScaRaB,  $M_{sca}$ , in Zusammenhang gesetzt werden können. Diese Beziehung kann dazu genutzt werden, eine optimierte Strahlungsflußdichte,  $M_{opt}$ , zu gewinnen:

$$M_{opt} = \omega_{sca} M_{sca} + \omega_{noaa} \bar{M}_{noaa} \quad ; \quad 0 \leq \omega_{sca}, \omega_{noaa} \leq 1. \quad (25)$$

Hierbei sind in Gleichung (25) die Koeffizienten  $\omega_{sca}$  und  $\omega_{noaa}$  frei wählbar. Es ist bei dieser Methode möglich, die Koeffizienten als Funktion der Zeit (z.B. für eine Tagesintegration), des Ortes oder

der Beobachtungsgeometrie zu wählen. Mit der Verwendung der Koeffizienten können zusätzliche Informationen über die Güte der einzelnen Strahlungsflußdichten mit der Auflösung eines ScaRaB-Bildelementes berücksichtigt werden.

Aus der Annahme, daß die Strahlungsflußdichte von ScaRaB immer besser als die mittlere Strahlungsflußdichte von AVHRR ist, folgt für Gleichung (14):  $\omega_{sca} > \omega_{noaa}$ . Im umgekehrten Fall ist  $\omega_{sca}$  kleiner als  $\omega_{noaa}$ . Für eine Gleichgewichtung beider Größen ist  $\omega_{sca} = \omega_{noaa} = 0,5$ . Den Fall der Gleichgewichtung wird z.B. durch die Fehlerrechnungen der Tabelle 22 und Tabelle 23 angedeutet, da beide Standardabweichungen in der gleichen Größenordnung liegen.

Der erste Fall tritt z.B. auf, falls mit AVHRR Bereiche in der Sonnenspiegelung beobachtet werden, während die gleichen Gebiete von ScaRaB aus einer anderen Richtung betrachtet werden. Dann ist die von ScaRaB gemessene Strahlungsflußdichte sicher besser als die mit AVHRR berechnete Strahlungsflußdichte, da die Anisotropiekorrektur in diesen Bereichen große Fehler erzeugt.

In einem zweiten Schritt wird dann  $M_{opt}$  als Korrekturfunktion auf die hochaufgelösten AVHRR Strahlungsflußdichten angewendet:

$$M_{noaa}^{korr} = M_{noaa} * \frac{M_{opt}}{M_{noaa}}. \quad (26)$$

$M_{noaa}^{korr}$  ist dabei die gewünschte, korrigierte, räumlich höher aufgelöste Strahlungsflußdichte. Durch dieses zweiteilige Verfahren läßt sich ein hochaufgelöstes Strahlungsprodukt erstellen, welches auf der größeren Skala des breitbandigen Meßinstrumentes (hier ScaRaB) gleich, bzw. "optimal" ist.

Dies Verfahren ist nur in den Fällen anwendbar, wo beide Satelliteninstrumente nahezu gleichzeitig eine Szene beobachten. Andernfalls wird der Fehler, der durch die Dynamik der Atmosphäre entsteht (z.B. Bewegung der Wolkenfelder), dominierend. Der Fehler wird dabei durch das benutzte Zeitfenster von  $\pm 15$  Minuten definiert. Es werden keine Unterschiede in der Szenenklassifikation beider Instrumente berücksichtigt.

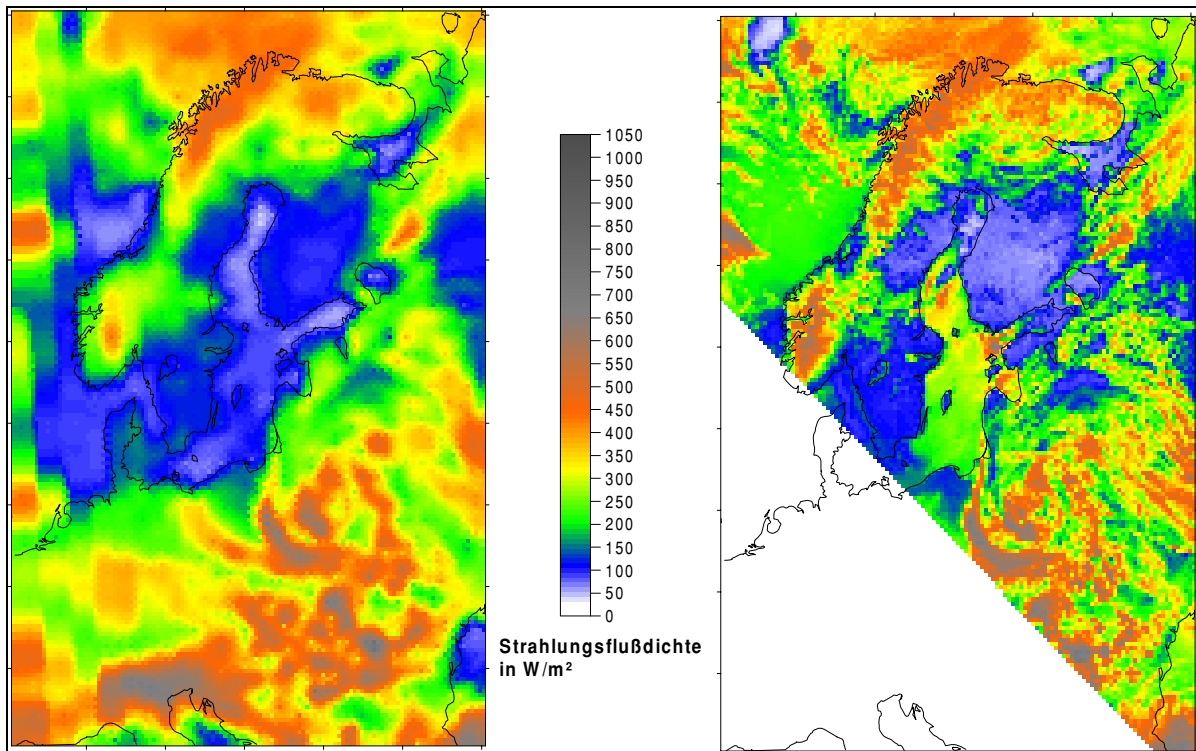


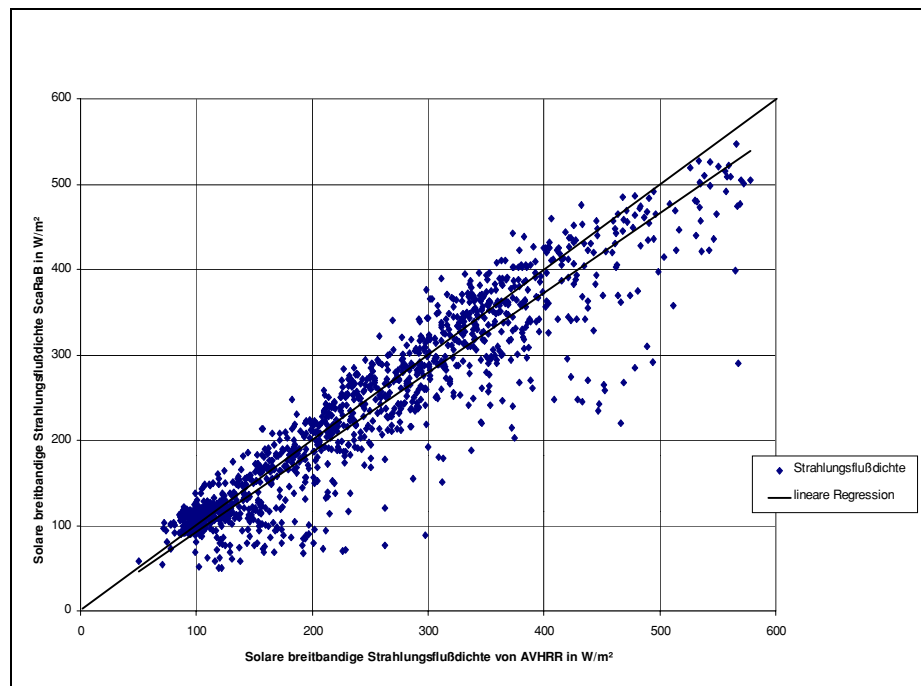
Abbildung 27: Überflug von NOAA-11 am 11.05.1994 um 12:58 UTC (rechts) und ScaRaB um 13:04 (links).

Das Verfahren soll in dieser Arbeit mit  $\omega_{\text{sca}} = 1$  und  $\omega_{\text{noaa}} = 0$ , mit einem Beispiel für einen Tag im Mai 1994 vorgestellt werden. Die Wahl der Koeffizienten entspricht der Annahme, daß auf der größeren Skala die Strahlungsflußdichte, die mit ScaRaB gemessen worden ist, richtig ist, während die Fehler der aus AVHRR abgeleiteten Strahlungsflußdichte zu groß sind.

Als Beispiel ist die reflektierte Strahlungsflußdichte für den 11. Mai 1994 in Abbildung 27 für das BALTEX-Gebiet dargestellt. Der Überflug des NOAA-11-Satelliten war um 12:58 UT (rechte Seite in Abbildung 27), der Überflug von ScaRaB fand etwas später, um 13:04 UT, statt (linke Seite der Abbildung 27). Die benutzte Projektion entspricht dem Modellgitter des REMO. Dazu wurden die hochaufgelösten AVHRR-Messungen über die Gitterboxengröße des Modells von  $18 \times 18 \text{ km}^2$  gemittelt. Der NOAA-Überflug überdeckte nur einen Teil des Gebietes, so daß ein Vergleich der beiden Produkte nur auf dem kleineren Gebiet stattfinden kann. In Abbildung 27 auf der rechten Seite kann man sehr gut erkennen, was es bedeutet, eine höhere Auflösung im Vergleich zu ScaRaB zu haben. Die großräumigen Strukturen werden auch von ScaRaB sehr gut wiedergegeben, z.B. das wolkenfreie Gebiet in Finnland. Im Vergleich mit ScaRaB sind jedoch einige Unterschiede in der Strahlungsflußdichte zu erkennen (z.B. Gebiete über der Nordsee vor Norwegen, Ostsee).



Abbildung 28: Streudiagramm der reflektierten Strahlungsflußdichte von AVHRR und ScaRaB für den 11. Mai 1994, 12:58 UT.



In Abbildung 28 ist das Streudiagramm der gleichzeitigen Messungen der Strahlungsflußdichten von AVHRR und ScaRaB dargestellt, wobei die AVHRR-Messungen innerhalb eines Bildelementes von ScaRaB integriert worden sind. Nur die Bildelemente innerhalb des Modellgebietes, auf der das Produkt dargestellt werden soll, sind abgebildet. Damit gibt Abbildung 28 die großräumige Variation der Strahlungsflußdichte wieder. Im ersten Schritt des Verfahrens werden für diese Bildelemente mit Gleichung (25) die optimalen Strahlungsflußdichten abgeleitet. Da nicht alle Gebiete während der Überflüge von beiden Instrumenten beobachtet werden, werden die einzelnen Bildelemente in einem weiteren Schritt dann räumlich interpoliert, um sie für einen größeren regionalen Bereich anwenden zu können. Außerhalb des Bereiches, für den beide Satelliten zur Verfügung stehen, wird  $\omega_{sca} = 0$  und  $\omega_{noaa} = 1$  gesetzt.

Die räumliche Verteilung der Korrekturfaktoren für den 11. Mai 1994, 12:58 UT ist in Abbildung 29 dargestellt. Hierbei bedeuten Werte für die Korrekturfaktoren größer als Eins, eine durch das Verfahren nach unten zu korrigierende Strahlungsflußdichte, während Werte kleiner als Eins anzeigen, daß das NTB-Verfahren zur Berechnung der Strahlungsflußdichte in AVHRR-Auflösung die Strahlungsflußdichte unterschätzt hat und deshalb durch die Synergiekorrektur zu größeren Werten hin skaliert wird.

Es ist zu erkennen, daß die Korrektur für weite Bereiche des Gebietes nahe Eins ist. Die Gebiete der Sonnenspiegelung über der Ostsee und dem Schwarzen Meer haben einen Korrekturfaktor von ca. 2. Die hellen bewölkten Gebiete am Rande des Beobachtungsgebietes werden teilweise vergrößert.

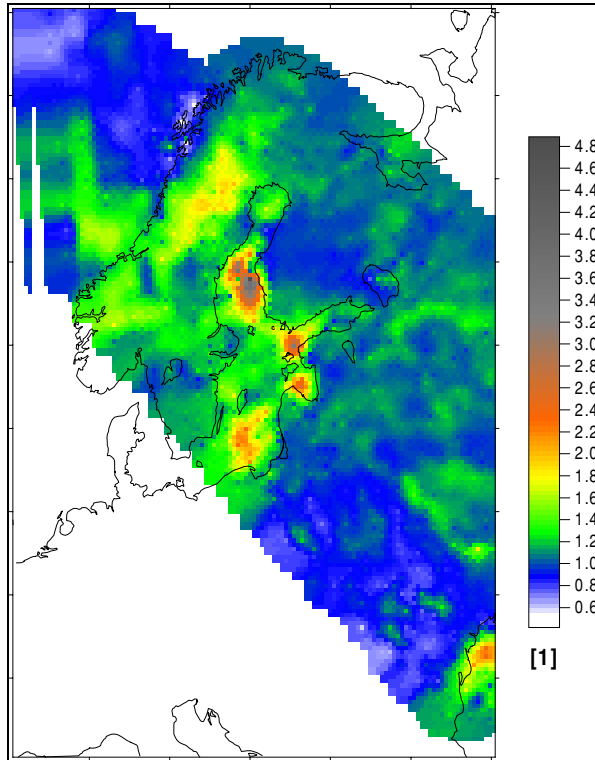


Abbildung 29: Regionale Verteilung der ermittelten Korrekturfaktoren.

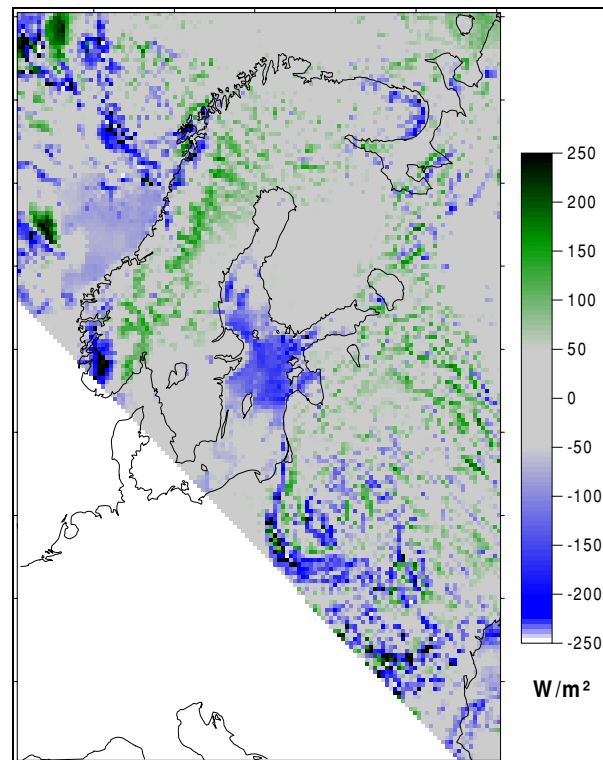
Wird nun mit Gleichung (26) der Korrekturfaktor auf die von AVHRR gemessene Strahlungsflußdichte angewendet, so sind bei einer Differenzenbildung mit den ScaRaB-Messungen die großräumigen Variationen der Strahlungsflußdichte gleich und heben sich auf. Das Ergebnis ist der Gewinn an räumlicher Information durch das AVHRR.

Als Ergebnis des Prozesses, ist in Abbildung 30 die kleinräumige Variation der solaren Strahlungsflußdichte am 11. Mai 1994 in der Auflösung des REMO über dem BALTEX-Gebiet dargestellt. Sie wird aus der Differenz des korrigierten AVHRR-Messungen mit dem (optimierten) ScaRaB-Messungen gebildet.

Es zeigt sehr deutlich den Gewinn an Informationen. Es sind nun die kleinräumigen konvektiven Zellen im östlichen Modellgebiet sehr gut aufgelöst und richtig skaliert. In den Gebieten, wo das AVHRR, durch den Sonnenstand bedingt, in die Sonnenspiegelung schaut, hilft das Verfahren, die relativen Änderungen über dem Wasser zu zeigen.

Der mittlere Fehler zwischen ScaRaB und dem AVHRR beträgt ohne Korrektur in der räumlichen Auflösung des ScaRaB-Bildelementes  $-12,5 \pm 82 \text{ W/m}^2$ . Es existiert also eine mittlere Überschätzung durch AVHRR von  $12,5 \text{ W/m}^2$ . Die Differenz zwischen ScaRaB und dem synergetischen Produkt ergibt nun  $-6,2 \pm 78,4 \text{ W/m}^2$ . Das Verfahren führt also in diesem Beispiel dazu, daß der systematische Fehler um 50 % reduziert werden kann. Dieses ist unter der Annahme gerechnet worden, daß die Strahlungsflußdichten, die mit ScaRaB gemessen wurden, besser als die korrespondierenden AVHRR-Strahlungsflußdichten sind.

Abbildung 30: Kleinräumige Variation der reflektierten Strahlungsflußdichte am 11.05.1994 12:58 UTC, berechnet aus AVHRR und korrigiert mit ScaRaB.



Im ersten Teil dieses siebten Abschnitts ist die Fehlerbilanz der Strahlungsflußdichte, die aus der schmalbandigen AVHRR-Messung abgeleitet worden ist, vorgestellt worden. Auf der integrierten Größe eines ScaRaB-Bildelements beläuft sie sich auf  $5,3 \pm 30,8 \text{ W/m}^2$ . Für das AVHRR-Bildelement ist der Fehler allerdings durch den Fehler der Szenenerkennung zu ergänzen. Eine grobe Abschätzung führt hierbei zu einem Gesamtfehler von  $80\text{--}130 \text{ W/m}^2$ .

Im zweiten Teil des Kapitels ist an einem Beispiel vom 11. Mai 1994 die Ableitung eines räumlich hochauflösenden Produktes der reflektierten, kurzwelligigen Strahlungsflußdichte gezeigt worden, welches die Energie auf den größeren Skalen erhält. Damit wird eine Reduktion des mittleren Fehlers um 50 % erreicht.

## 8 VERGLEICH DER ERGEBNISSE MIT RECHNUNGEN VON REMO FÜR MÄRZ 1994

In diesem zweiten Teil der Arbeit sollen nun Ergebnisse von Rechnungen mit REMO mit den Strahlungsflußdichten von ScaRaB verglichen werden. Es gliedert sich in zwei Abschnitte. Erstens werden Ergebnisse direkt mit den langwelligen Strahlungsflußdichten von ScaRaB verglichen, zweitens werden Ergebnisse mit den aus den AVHRR-Messungen abgeleiteten kurzwelligen Strahlungsflußdichten verglichen. Es kann für die kurzwellige Strahlungsflußdichte kein Vergleich mit ScaRaB direkt gemacht werden, da für den Vergleich mit dem Modell nur Rechnungen für März 1994 zur Verfügung standen, in dem ScaRaB nur sehr selten tagsüber das Gebiet überflogen hat.

Zhang et al. (2000) vergleichen die Modellergebnisse für den Monat März 1994 mit dem ISCCP-DX-Datensatz und verbessern die Wolkenparameterisierungen (vgl. Kapitel 2.3). Durch die Verbesserungen der Wolkenparameterisierung gibt das Modell nun die vertikale Struktur im Vergleich mit den ISCCP-Daten besser wieder. Auch die Wolkentypen, die vom Modell berechnet werden, stimmen nun im Mittel besser überein. Um alle Aspekte der Änderungen beurteilen zu können, müssen jedoch auch die Randbedingungen am Oberrand der Atmosphäre bzw. des Erdbodens untersucht und verglichen werden. In dieser Arbeit wird der Vergleich für den Oberrand der Atmosphäre durchgeführt.

Es wird einerseits das Modell in der alten Form mit den ScaRaB-Daten verglichen, andererseits wird es auch mit den Modellergebnissen nach der Änderung der Wolkenparameterisierung verglichen.

### 8.1 Meteorologischer und klimatologischer Überblick über den März 1994

Im ganzen Monat März 1994 herrschen in Mittel- und Nordeuropa im wesentlichen westliche und nordwestliche Strömungen vor (Berliner Wetterkarte März 1994). Nur während kurzer Perioden ist ein Hochdruckeinfluß für das Untersuchungsgebiet bestimmend. So am Anfang des Monats vom 1.–2. März und gegen Ende des Monats, am 21.–22. und während des 25.–28. März. Nach einem durchziehenden Tiefdruckgebiet am 29. März endet der Monat dann mit einer Hochdruckphase am 30. März. In den Zwischenzeiten überqueren eine Anzahl von Tiefdrucksystemen das Modellgebiet in einer westlichen Strömung, so daß weite Bereiche Mittel- und Nordeuropas oft unter einer dichten Wolkendecke sind.

Am Anfang des Monats verläuft die Schneegrenze von Südnorwegen, über Dänemark, Nord-

deutschland und Polen bis in die Ukraine. Finnland, die nördlichen Bereiche Rußlands, Schweden und Norwegen sind ganz mit Schnee bedeckt. Die Schneegrenze zieht sich im Verlaufe des März langsam zurück. Ab dem 10. März sind Dänemark und Deutschland schneefrei. In den Gebirgen in den Hochlagen halten sich allerdings die Schneevorkommen bis zum Ende des Monats (Berliner Wetterkarte April 1994).

Die Eisgrenze im Modellgebiet ist im Monat März ähnlich der vom Februar 1994. Der Bottnische Meerbusen, der finnische Meerbusen, der Rigaische Meerbusen, das weiße Meer und die Barentsee sind überwiegend mit Eis bedeckt. Die Ostsee ist südlich der Åland-Inseln eisfrei.

## 8.2 Vergleich der langwelligen Strahlungsflußdichte

### 8.2.1 VERGLEICH MIT EINEM GLEICHZEITIGEN ÜBERFLUG

Um die langwelligen Strahlungsflußdichten von ScaRaB mit denen des Modells vergleichen zu können, muß ein Verfahren entwickelt werden, das die Messungen von ScaRaB auf die höhere räumliche Auflösung des Modells von  $18 \times 18 \text{ km}^2$  anpaßt. Durch die etwa 50-prozentige Überlappung der benachbarten ScaRaB-Bildelemente ist es sinnvoll, dieses für jede Gitterbox des Modells mit einer einfachen abstandsgewichteten Interpolation der langwelligen Ausstrahlung zwischen den Mittelpunkten der umliegenden ScaRaB-Bildelemente zu machen. Dabei wird eine Gewichtung mit dem Quadrat des Abstandes benutzt, damit die nächstliegenden ScaRaB-Bildelemente auf eine Gitterbox den größten Einfluß haben. Hollmann et al. (1998) haben gezeigt, daß durch dieses Verfahren keine größeren Fehler entstehen. Sie benutzen dafür das interpolierte Produkt, welches über  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  gemittelt wird, damit es dann mit den regionalen Mittelwerten der ScaRaB-Invertierung für diesen Zeitpunkt verglichen werden kann.

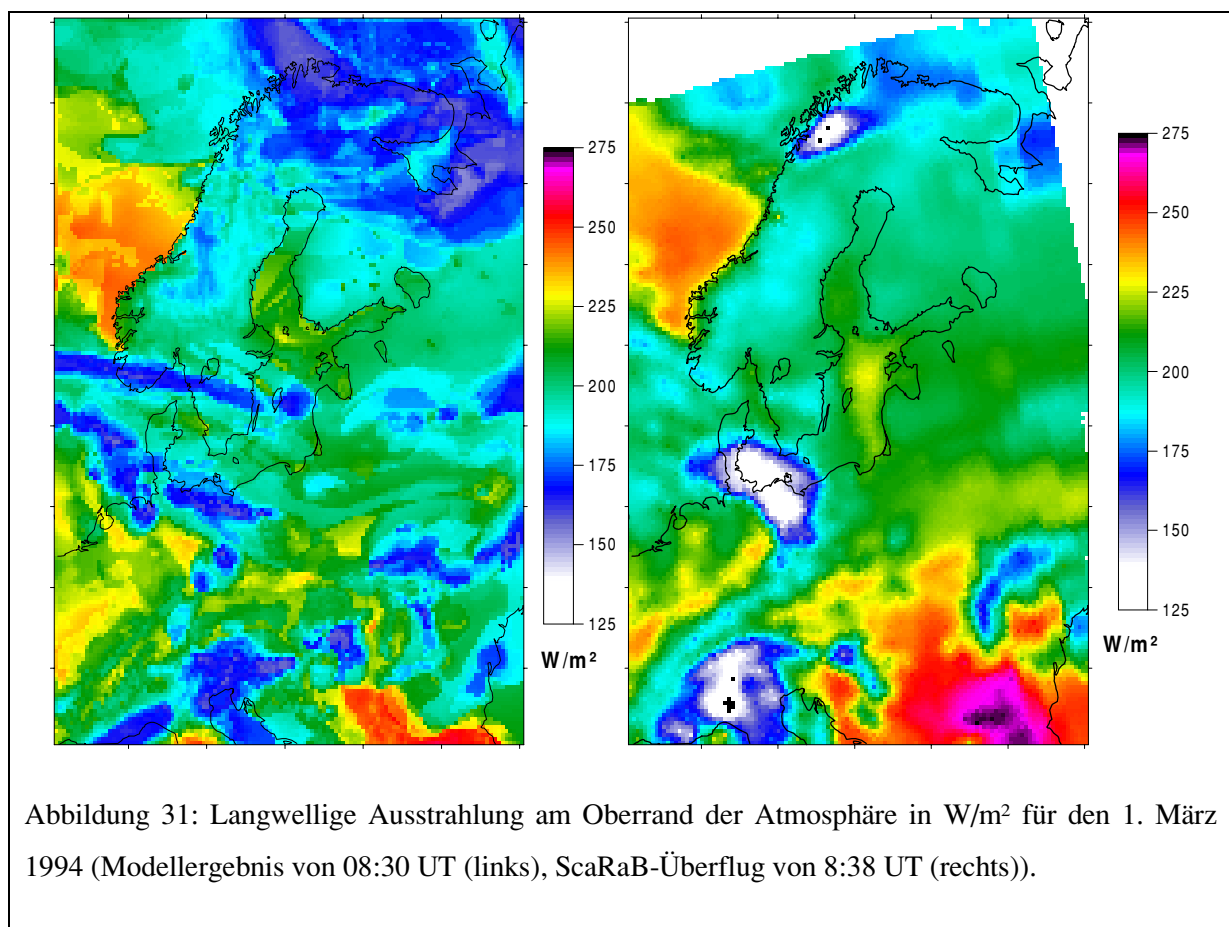
Durch eine derartige Interpolation der einzelnen Bildelemente von ScaRaB auf das REMO-Gitter lassen sich für alle ScaRaB-Überflüge im März 1994 Aufnahmen der langwelligen Strahlungsflußdichte erzeugen. In Abbildung 31 ist auf der rechten Seite, als Beispiel, der Überflug von ScaRaB am 1. März 1994 um 8:38 UT dargestellt. Die langwellige Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre variiert für diesen Überflug von  $125 \text{ W/m}^2$  bis  $275 \text{ W/m}^2$ , mit Minima über den Alpen, den norwegischen Bergen und Norddeutschland. Größere, wolkenlose Gebiete und damit höhere Werte der thermischen Ausstrahlung sind vor der norwegischen Küste, über der Ostsee und dem Schwarzen Meer zu erkennen.

Die Gebiete im Norden und Osten werden für diesen Zeitpunkt vom Instrument nicht erfaßt und enthalten deshalb keine Daten. Dieses wird zum einen durch einen Kalibrationszyklus von ScaRaB (im Norden) und zum anderen durch die Breite des Blickwinkels verursacht.

In Abbildung 31 ist auf der linken Seite für den gleichen Zeitraum von 8–9 UT das Modellergebnis der langwelligen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre wiedergegeben. Im Gegensatz zu ScaRaB hat das Modell natürlich für alle Gitterpunkte einen Wert berechnet.

Beim Vergleich beider Abbildungen fällt auf, daß ScaRaB durch die Größe der Bildelemente bedingt, nur die gröberen Strukturen erfaßt, während das Modell auch kleinskalige Variationen in Gitterboxauflösung der langwelligen Ausstrahlung berechnet. So sind insgesamt die Wolkenstrukturen bei ScaRaB geglätteter, als im Modell. Dennoch sind die meisten Muster in beiden Abbildungen erkennbar, so z.B. das große wolkenlose Gebiet vor der Küste von Norwegen.

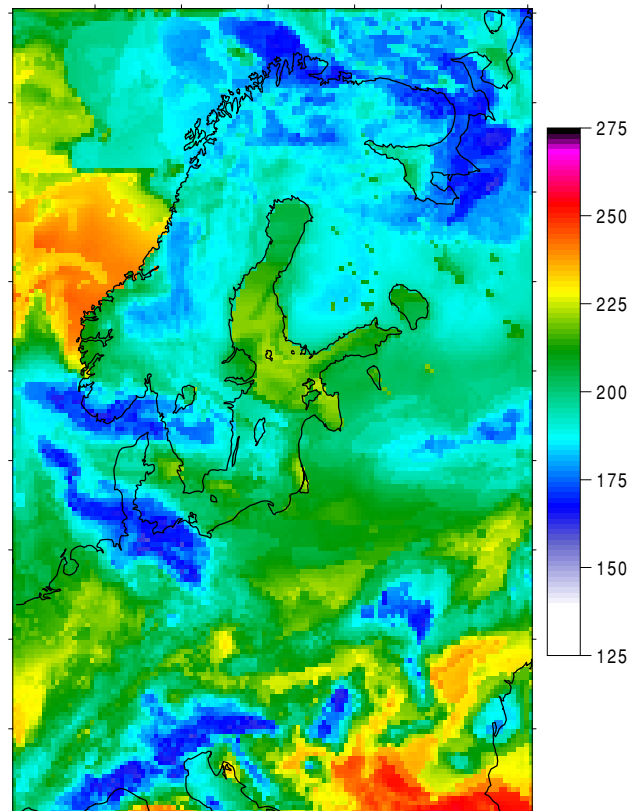
Es fallen im besonderen drei Gebiete auf, bei denen die Abweichung ca.  $25 \text{ W/m}^2$  beträgt. Es sind dies die Gebiete mit hohen Wolken über den Alpen, Norddeutschland und Nordnorwegen.



Das Tiefdruckgebiet mit seinem Frontalsystem, welches ScaRaB um 8:38 UT beobachtet hat, wird durch das Modell nicht an der gleichen Stelle vorhergesagt. Es wird dort auch nicht so kompakt dargestellt, man erkennt vielmehr zwei Wolkenbänder mit hoher und etwas tieferer Bewölkung. Über den Alpen hat auch das Modell ein Minimum in der langwelligen Ausstrahlung, allerdings ist es nicht so ausgeprägt, d.h. die dort vorherrschenden Wolken werden nicht in der korrekten Höhe durch das Modell berechnet. Ein etwas späterer Überflug des NOAA-11 (ohne Abbildung in dieser Arbeit) zeigt das gleiche Minimum der thermischen Ausstrahlung in Nordnorwegen, was das Modell zu keiner Zeit berechnet. Eine Erklärung gibt es für dieses Auftreten zur Zeit nicht.

In Abbildung 32 sind die Ergebnisse bei einer Verbesserung der Wolkenparametrisierung durch Zhang et al. (2000) dargestellt. Durch die Änderung in der Wolkenparameterisierung von REMO, so zeigt sich, ist eine Erhöhung der langwelligen Ausstrahlung zu erkennen. Besonders in den Gebieten im Südosten nimmt die Ausstrahlung stark zu. Die wolkenlosen Gebiete mit größerer langwelliger Ausstrahlung bleiben im wesentlichen erhalten, obwohl insgesamt mehr wolkenlose Gebiete vorhergesagt werden. Die Struktur der Wolken und der langwelligen Ausstrahlung des Tiefdruckgebietes über Norddeutschland hat sich etwas mehr der ScaRaB-Messung angenähert. Die großen Unterschiede über den Alpen und in Nordnorwegen bleiben erhalten.

Abbildung 32: Langwellige Ausstrahlung des neuen Modells nach Zhang et al. (2000) in  $W/m^2$ .



### 8.2.2 VERGLEICH VON MONATSMITTELN UND GEBIETSMITTELWERTEN

Für den Monat März 1994 stehen insgesamt 68 Überflüge von ScaRaB zur Verfügung, bei denen das Instrument große Teile des BALTEX-Gebietes beobachtet hat.

In Abbildung 33 ist die zeitliche Verteilung der Beobachtungen der langwelligen Ausstrahlung durch ScaRaB dargestellt. Es zeigt sich, daß ScaRaB nur morgens und abends Messungen über dem Gebiet macht. Während des ganzen Monats gibt es keine Messungen in der Mittagszeit. Die meisten Messungen finden in den Abend- und Nachtstunden statt.

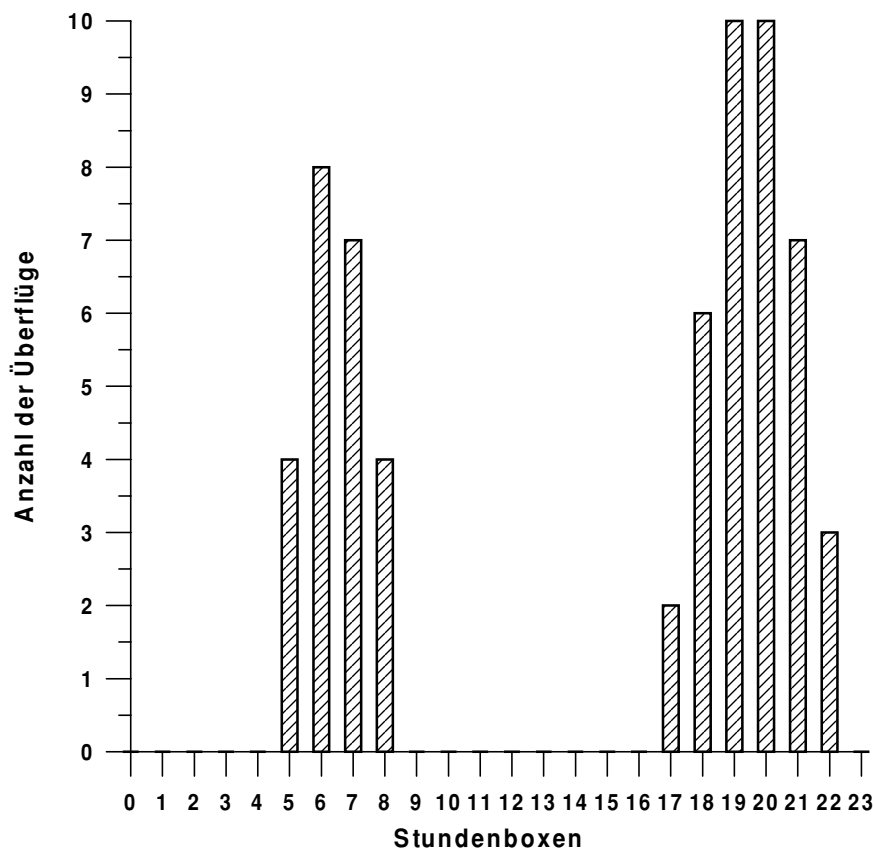


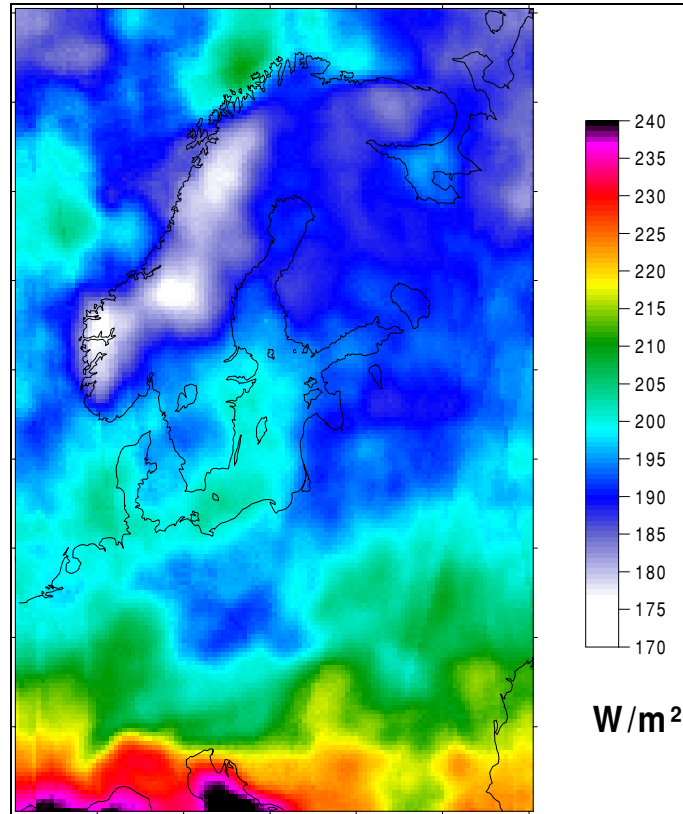
Abbildung 33:  
Zeitliche Verteilung  
der Beobachtungen  
der langwelligen  
Ausstrahlung von  
ScaRaB im Monat  
März 1994.

Durch diese Aufteilung der Messungen bedingt, soll für die Vergleiche hier nur ein Mittelwert aller vorhandenen Messungen verwendet werden, um den Fehler der durch die Interpolation eines Tagesganges entsteht, zu minimieren. Indem auch die entsprechenden gleichzeitigen Modellergebnisse benutzt werden, wird das Abtastverhalten von ScaRaB mit dem Modell nachvollzogen.



In Abbildung 34 ist das so berechnete „Pseudo“-Monatsmittel der langwelligen Ausstrahlung von ScaRaB dargestellt. Im folgenden wird es vereinfacht Monatsmittel genannt.

Abbildung 34: ScaRaB Monatsmittel der thermischen Ausstrahlung in  $\text{W}/\text{m}^2$  für März 1994.



Der Wertebereich beträgt  $170\text{--}240 \text{ W}/\text{m}^2$ , wobei die niedrigsten Werte über den norwegischen Bergen auftreten, während im allgemeinen eine Abnahme der langwelligen Strahlungsflußdichte mit der Breite zu beobachten ist. Über Mitteleuropa und den baltischen Ländern bis nach Rußland ist ein Gebiet mit kleinen Strahlungsflußdichten zu erkennen, die auf die Schneebedeckung im März 1994 zurückzuführen ist (vgl. Berliner Wetterkarte März 1994).

Die Wasserflächen, besonders im Mittelmeer, emittieren auf Grund der höheren Wassertemperatur stärker.

Abbildung 35 gibt die Differenz zwischen mit REMO berechneten Monatsmittelwerten und denen von ScaRaB wieder. Die Unterschiede sind mit  $\pm 14 \text{ W}/\text{m}^2$  generell sehr gering. Große Anteile des Gebietes haben eine Differenz von kleiner als  $\pm 4 \text{ W}/\text{m}^2$ , was der Genauigkeit der langwelligen Strahlungsflußdichten von ScaRaB entspricht.

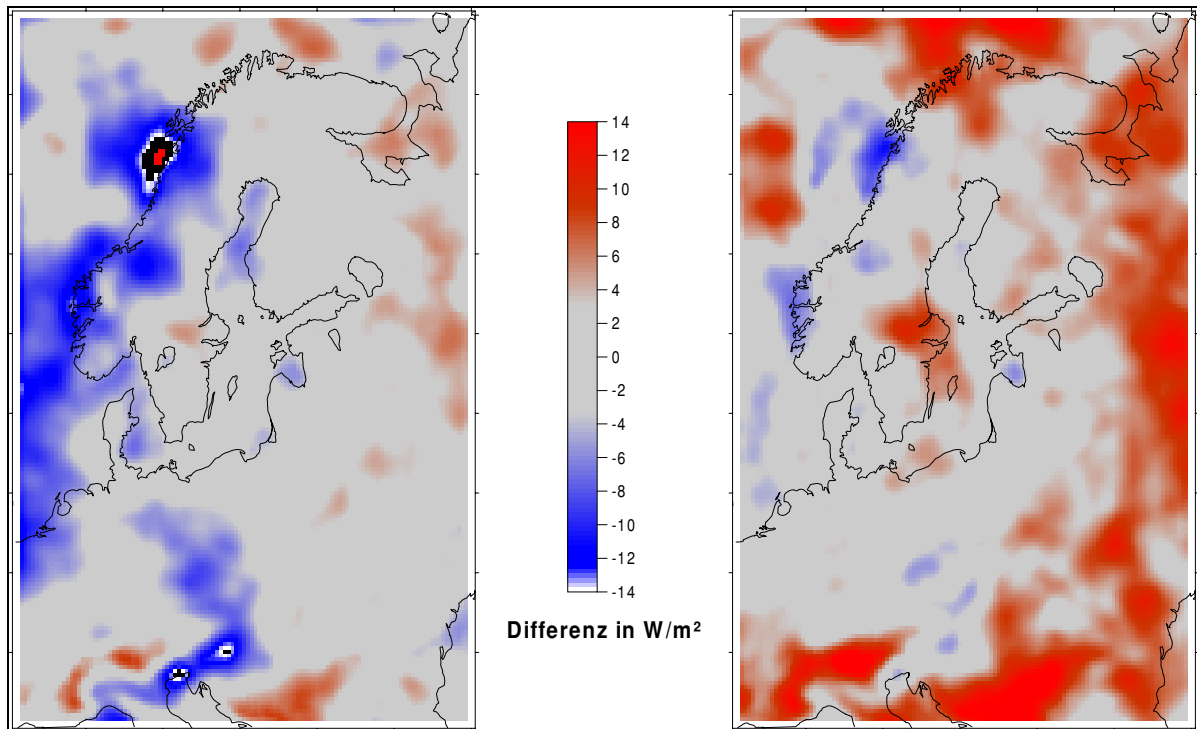


Abbildung 35: Differenz der Monatsmittelwerte der langwelligen Ausstrahlung zwischen ScaRaB und REMO (Alt: rechts; Neu: links) für März 1994 in  $\text{W/m}^2$ .

Es ist zu sehen, daß das Modell die langwellige Ausstrahlung meistens unterschätzt (z.B. die Alpenregion); nur wenige Gebiete vor Norwegen werden überschätzt (vgl. Abbildung 35 rechts). Es ist auch ein Randeffekt zu erkennen, der vermutlich durch die Modellinitialisierung erzeugt wird.

Die Unterschätzung durch das Modell ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen des Vergleiches von Zhang et al. (2000), die feststellen, daß das Modell in seiner alten Version zum einen zu viele Eiswolken berechnet und zum anderen zu wenig Wasser- und Eiswolken in der mittleren Troposphäre vorhergesagt werden. Dies führt dazu, daß durch die niedrigere Temperatur der Wolkenoberkante die langwellige Ausstrahlung kleiner als die von ScaRaB gemessene ist.

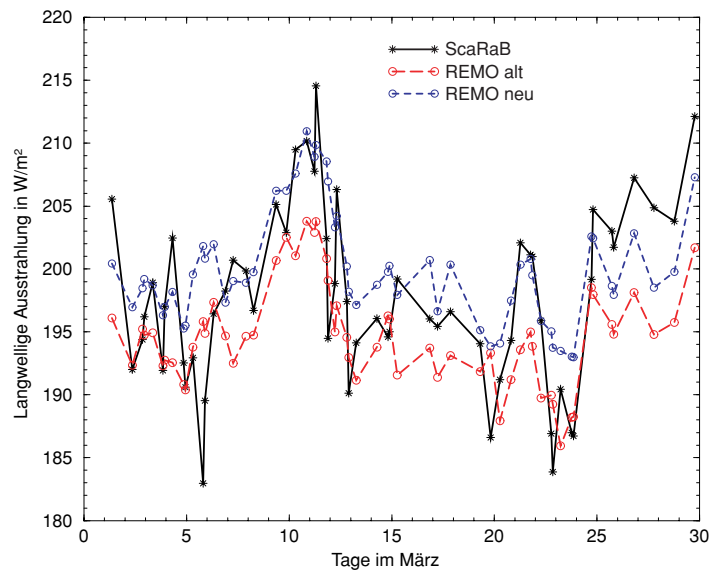
Die Differenz nach den Modelländerungen von Zhang et al. (2000) ist in Abbildung 35 auf der linken Seite dargestellt. Die Werteskala ist die gleiche wie auf der rechten Seite. Es ist zu erkennen, daß aus einer Unterschätzung durch das Modell von bis zu  $14 \text{ W/m}^2$  nun für einige Teile des Untersuchungsgebietes eine starke Überschätzung mit Werten z.T. kleiner als  $-14 \text{ W/m}^2$  geworden ist. Dafür hat sich für große Gebiete die Unterschätzung durch das Modell auf kleiner als  $\pm 4 \text{ W/m}^2$  reduziert. Diese Gebiete sind damit im Vergleich mit der gemessenen langwelligen Ausstrahlung von ScaRaB

besser geworden. Es ist interessant zu sehen, daß nun die alpine Region überschätzt wird, während auf der rechten Seite der Abbildung 35 noch eine Unterschätzung von  $14 \text{ W/m}^2$  zu erkennen war.

Die Genauigkeit der langwelligen Ausstrahlung, die mit ScaRaB erreicht werden kann, liegt im Monatsmittel bei  $\pm 5 \text{ W/m}^2$ . Da die größten Teile des Gebietes Differenzen kleiner als  $\pm 4 \text{ W/m}^2$  aufweisen, kann man daraus schließen, daß das Modell die langwellige Ausstrahlung im Rahmen der Meßgenauigkeit von ScaRaB wiedergibt.

Eine weitere Möglichkeit der Untersuchungen auf der regionalen Skala sind Vergleiche von Gebietsmittelwerten. Auch zur Berechnung des Gebietsmittelwertes werden alle Gitterboxen des BALTEX-Gebietes benutzt, für die Messungen von ScaRaB und Berechnungen des Modells vorliegen. Dazu wird die Größe der Flächen der Gitterboxen mit der geographischen Breite berücksichtigt. Durch die räumliche Mittelung der einzelnen ScaRaB-Überflüge wird der statistische Fehler verbessert, so daß die Genauigkeit zunimmt.

Abbildung 36: Zeitlicher Verlauf des Gebietsmittelwertes der langwelligen Ausstrahlung in  $\text{W/m}^2$  von Modell (alte und neue Version) und ScaRaB für März 1994.



Das Ergebnis ist als zeitlicher Verlauf in Abbildung 36 dargestellt. Die Werte von ScaRaB sind mit Sternen, die Modellergebnisse als Kreise markiert. Der Mittelwert über alle Messungen von ScaRaB beträgt  $198,0 \text{ W/m}^2$ , während für das alte Modell ein Wert von  $194,4 \text{ W/m}^2$  berechnet wird. Die mittlere monatliche Abweichung (ScaRaB weniger altem Modell) beträgt also  $+3,6 \text{ W/m}^2$ .

Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung im zeitlichen Verlauf. Sehr schön ist eine Periode von höheren thermischen Ausstrahlungen vom 8. bis 11. März zu erkennen, an denen im Gebiet Zwischenhochs bei zentralen Tiefdruckgebieten über Finnland, dem Baltikum und Norwegen das Wettergeschehen beeinflussen. Die durchlaufenden Frontensysteme der Tiefdruckgebiete in diesem Zeitraum werden durch die Überflüge von ScaRaB nicht erfaßt, da sie zu den Überflugszeiten von ScaRaB außerhalb des Beobachtungsgebietes des Instrumentes liegen.

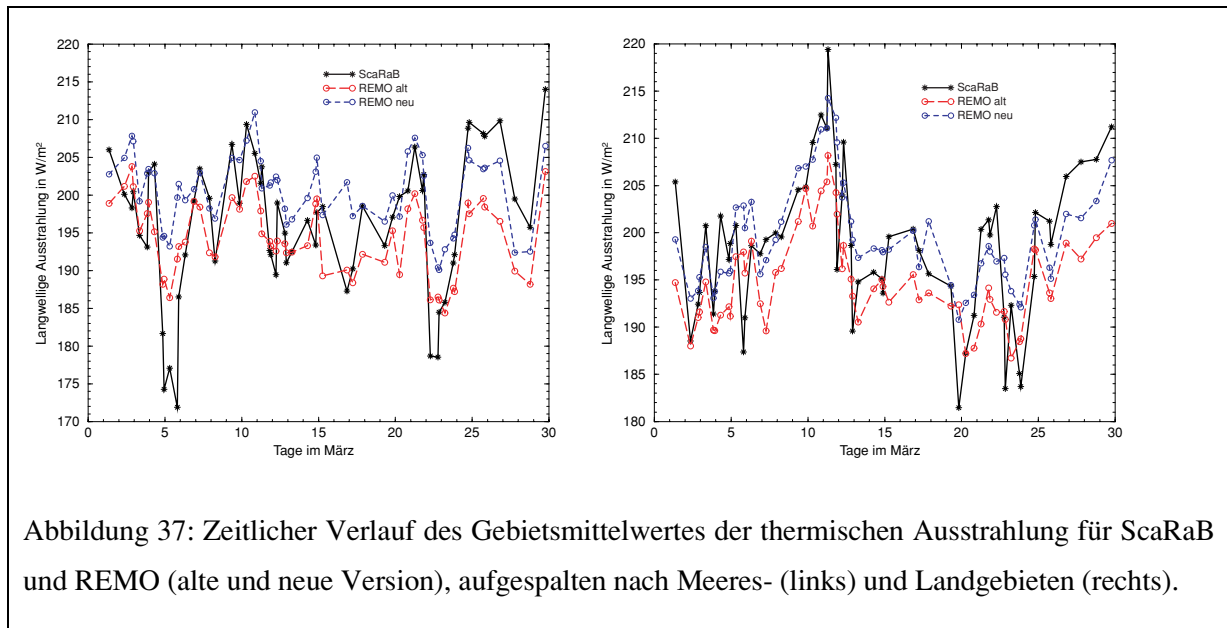


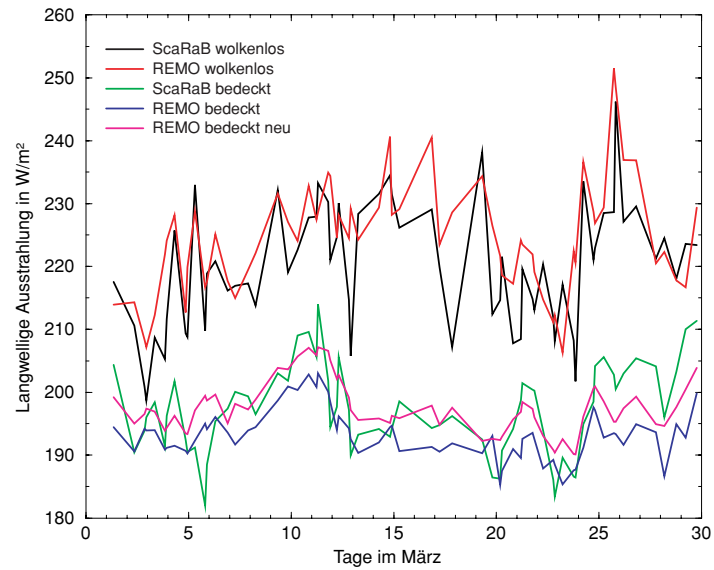
Abbildung 37: Zeitlicher Verlauf des Gebietsmittelwertes der thermischen Ausstrahlung für ScaRaB und REMO (alte und neue Version), aufgespalten nach Meeres- (links) und Landgebieten (rechts).

Danach verzeichnen sowohl ScaRaB als auch das alte Modell einen Rückgang der Ausstrahlung bis zum Anstieg zur Phase mit den Hochdruckgebieten ab dem 21. März. Die beiden Kurven verlaufen gleichphasig, wobei das alte Modell die Werte von ScaRaB unterschätzt. Gegen Ende des Monats wird die Differenz zwischen altem Modell und Beobachtung durch ScaRaB größer.

Zur Untersuchung, ob die Unterschätzung nur durch nicht korrekt vorhergesagte Wolkengebiete, Wasserphasen und Wolkenhöhen entsteht, ist es erforderlich, die Gebietsmittel nur für Land- und Wassergebiete, bzw. für wolkenlose und bewölkte Gebiete zu ermitteln. Durch diese Untersuchung ist es auch möglich eine eventuelle Abhängigkeit vom Untergrund hervorzuheben.

In Abbildung 37 sind die zeitlichen Verläufe der Gebietsmittelwerte für Wasser- und Landgebiete dargestellt. Wie in Abbildung 36 zeigt sich insgesamt eine gute Übereinstimmung zwischen alten Modellergebnissen und Messungen durch ScaRaB. Die Schwankungen innerhalb des Monats sind im Falle von Wasserflächen sehr viel größer.

Abbildung 38: Zeitlicher Verlauf des Gebietsmittelwertes für wolkenlose und bedeckte Gebiete: Thermische Ausstrahlung in  $\text{W/m}^2$ .



Da die meisten Beobachtungen von ScaRaB während der Nacht stattfinden und das Wasser dann wärmer als das Land ist, werden beim Auftreten von Wolken größere Temperaturkontraste als über dem Land erzeugt. Die Schwankungen sind über dem Land nicht so ausgeprägt, wobei die Unterschätzung durch das alte Modell größer zu sein scheint. Für das Gebietsmonatsmittel ergibt sich eine Differenz von  $+2,7 \text{ W/m}^2$  (ScaRaB weniger altem Modell) über Wasser- und von  $+4 \text{ W/m}^2$  über den Landgebieten.

Als blaue Kurven sind in der Abbildung 36 und Abbildung 37 die Gebietsmittelwerte der neuen Modellversion des REMO eingezeichnet worden. Durch die Änderungen in den Wolkenparameterisierungen des Modells werden auch die Felder der Strahlungsflußdichte am Oberrand der Atmosphäre verändert. Es zeigt sich in diesem Vergleich der langwelligen Ausstrahlung, daß dadurch die langwelligen Strahlungsflußdichten am Oberrand der Atmosphäre im Monatsmittel um  $3,3 \text{ W/m}^2$  größer werden und nun eine bessere Übereinstimmung mit ScaRaB zu verzeichnen ist.

Im Falle der Aufteilung in Wasser- und Landgebiete (vgl. Abbildung 37, blaue Kurve) zeigt sich nun eine Differenz (ScaRaB weniger neuer Version des Modells) von  $-3,6 \text{ W/m}^2$  im Falle von Wassergebieten, während sie für Landgebiete nun  $-1,0 \text{ W/m}^2$  beträgt.

Der zeitliche Verlauf der Gebietsmittelwerte, aufgespalten in wolkenlose und bedeckte Gebiete, ist in Abbildung 38 dargestellt. Im Monatsmittel sind die Differenzen (ScaRaB weniger der neuen Version

des Modells, vgl. auch Tabelle 24) der wolkenlosen Gebiete  $-4,7 \text{ W/m}^2$ , während für den bedeckten Anteil des Gesamtgebietes eine Differenz von  $3,9 \text{ W/m}^2$  zu erkennen ist. Die Überschätzung im wolkenlosen Fall ist nicht systematisch und wird durch sehr große Unterschiede an einzelnen Tagen hervorgerufen (z.B. am 12., 17. und 23.03.94). Es ist im wolkenlosen Fall auch zu berücksichtigen, daß die Anzahl der Gitterelemente, die wolkenlos sind, im März nur ca. 3–5 % der Gesamtzahl ausmacht und damit nicht richtig repräsentativ ist. Dieses wird durch die vorherrschende Wetterlage bestimmt.

Der Unterschied von  $-4,7 \text{ W/m}^2$  entspricht einer mittleren Temperaturdifferenz von ca. 2 K, die das alte Modell, verglichen mit ScaRaB, zu warm ist. Da sich die Modelländerungen nur auf die bewölkten Gebiete auswirken, ändert sich die Differenz nicht.

Im Gegensatz zu den wolkenlosen Gebieten ist die Unterschätzung der langwelligen Ausstrahlung durch das Modell bei Bewölkung systematisch. Die Modelländerungen durch Zhang et al. (2000) führen dazu, daß die Differenz nun  $-1,6 \text{ W/m}^2$  beträgt. Also wird aus einer Unterschätzung der langwelligen Ausstrahlung durch die alte Modellversion eine geringfügige Überschätzung mit der neuen Modellversion.

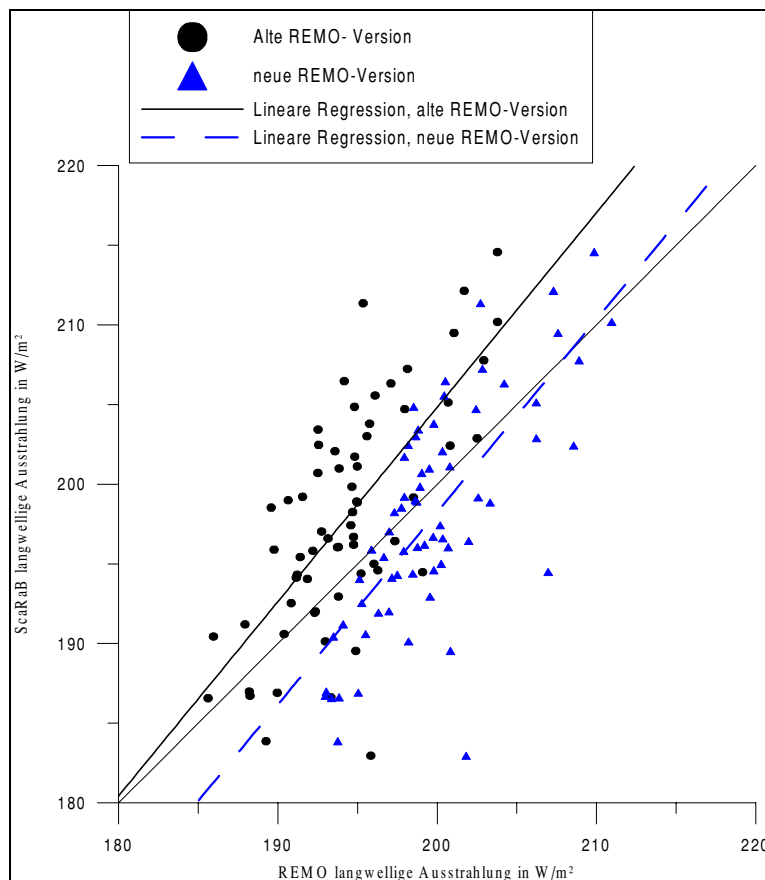


Abbildung 39: Streudiagramm der Gebietsmittelwerte der langwelligen Ausstrahlung in  $\text{W/m}^2$  für den Monat März 1994 (Alte Modellversion: Kreise, neue Version: Dreiecke).

In Abbildung 39 ist das Streudiagramm der Gebietsmittelwerte der langwelligen Ausstrahlung für den Monat dargestellt. Hier ist nun deutlich zu erkennen, daß die hohen Werte der langwelligen Ausstrahlung im Gebietsmittel durch die beide Modellversionen unterschätzt werden. Es ist hierbei zu vermuten, daß in beiden Modellversionen im wolkenfreien Fall entweder die Bodentemperatur falsch oder der Gesamtwassergehalt der Atmosphäre nicht korrekt vorhergesagt wird. Auch eine Kombination beider Fehlerquellen ist möglich.

Auf der anderen Seite zeigt Abbildung 39 auch deutlich, daß die kleinen Werte der langwelligen Ausstrahlung durch das alte Modell überschätzt werden. Die Modelländerungen durch Zhang et al. (2000) ändern nichts an dem generellen Bild des Streudiagramms (vgl. die Dreiecke in Abbildung 39). Es ist lediglich eine Parallelverschiebung der Werte zu beobachten. Die beiden Fehler, Überschätzung bei Bewölkung und Unterschätzung bei wolkenlosen Gebieten, kompensieren sich zu dem geringen Fehler in Tabelle 24.

Zusammenfassend sind die Ergebnisse der Monatsmittelwerte des Gebiets in Tabelle 24 dargestellt. Es zeigt sich deutlich die Verbesserung der bedeckten Szenen durch Zhang et al. (2000), während das Problem der Überschätzung im wolkenlosen Fall weiter existiert.

Für den wolkenlosen Fall sind leichte Unterschiede auch im Falle des Mittelwertes für ScaRaB zu sehen, da die Szenenerkennung des Modells als Basis für die Unterscheidung in wolkenlos und bedeckt genommen wurde. Dies ist sinnvoll, da das große Beobachtungsgebiet von ScaRaB keine vernünftige Szenenerkennung ermöglicht.

Tabelle 24: Gebietsmonatsmittel der thermischen Ausstrahlung für verschiedene Kriterien.

Auswahl-Kriterium	Langwellige Ausstrahlung in W/m <sup>2</sup> , Vergleich mit der alten Modellversion			Langwellige Ausstrahlung in W/m <sup>2</sup> , Vergleich mit der neuen Modellversion		
	ScaRaB	REMO	ScaRaB-REMO	ScaRaB	REMO	ScaRaB-REMO
<b>Alle</b>	<b>198,0 ± 7,1</b>	<b>194,4 ± 4,1</b>	<b>+3,6 ± 5,2</b>	<b>198,0 ± 7,0</b>	<b>199,7 ± 4,2</b>	<b>-1,7 ± 5,0</b>
Nur Land	198,4 ± 8,0	194,4 ± 4,9	+4,0 ± 5,7	198,4 ± 8,0	199,4 ± 5,4	-1,0 ± 5,3
Nur Wasser	196,9 ± 9,2	194,2 ± 4,9	+2,7 ± 6,7	196,9 ± 9,2	200,5 ± 4,7	-3,6 ± 7,0
Nur wolkenlos	219,8 ± 9,9	224,5 ± 9,0	-4,6 ± 7,3	221,7 ± 9,9	226,4 ± 9,0	-4,7 ± 7,7
Nur bedeckt	197,1 ± 7,0	193,2 ± 3,9	+3,9 ± 5,3	195,9 ± 7,3	197,5 ± 4,2	-1,6 ± 5,3

Insgesamt ist die vorhandene Unterschätzung für die alte Modellversion im Gebietsmittel durch eine geringfügige Überschätzung mit der neuen Version abgelöst worden.

Das neue Modell gibt die Muster der Bewölkung im wesentlichen wieder, wenngleich es einige Gebiete mit Problemen gibt, z.B. über Gebirgen. Das neue Modell unterschätzt für Wetterlagen mit größeren wolkenfreien (und warmen) Bereichen und überschätzt in bedeckten (und kalten) Fällen.

Durch die geringe Anzahl an wolkenlosen Gebieten während der Messungen, ist es jedoch nicht möglich, definitive Rückschlüsse zu ziehen, ob es auch in diesem Fall Fehler gibt. Es bleibt jedoch festzuhalten, daß im wolkenlosen Fall die langwellige Ausstrahlung mit dem Modell in beiden Versionen um ca.  $5 \text{ W/m}^2$  überschätzt wird. Um weitere Aussagen treffen zu können, müssen zur Unterstützung auch die Modellergebnisse für den Wasserdampfgehalt, die Oberflächentemperatur und weitere Parameter einbezogen werden.



### 8.3 Der Vergleich der reflektierten kurzwelligen Strahlungsflußdichte

In diesem Abschnitt werden die Modellergebnisse des Monats März 1994 für die reflektierte Strahlungsflußdichte am Oberrand der Atmosphäre verglichen. In diesem Monat sind keine Überflüge mit ScaRaB während des Tageslichtes vorhanden (vgl. Abbildung 5). Deshalb kann das Modell nur mit Ergebnissen aus Überflügen des NOAA-11-Satelliten verglichen werden.

Ein Vergleich der reflektierten kurzwelligen Strahlungsflußdichten von NOAA-11 und dem Modell kann auch mit den Ergebnissen des REMO mit den Modelländerungen von Zhang et al. (2000) durchgeführt werden. Durch die Änderungen im Modell werden insgesamt weniger dünne Cirren vorhergesagt. Diese Änderung führt zu den gezeigten Änderungen in der langwelligen Ausstrahlung (vgl. Abschnitt 8.2). Durch die geringe Wirksamkeit der Cirren im kurzwelligen Spektralbereich, wegen ihrer geringen optischen Dicke, werden in der reflektierten Strahlungsflußdichte auch die darunterliegenden Wolkenformationen bzw. Bodenoberflächen gesehen. Dementsprechend sind im Fall von mehreren Wolkenschichten bzw. Kombinationen von Wolkentypen mit dünnen darüber liegenden Cirrus nur sehr geringe Unterschiede in der reflektierten Strahlungsflußdichte zu erwarten.

Die auftretenden Unterschiede zwischen den beiden Versionen von REMO belaufen sich dennoch in Einzelfällen auf  $\pm 70 \text{ W/m}^2$ . Ein Großteil der Abweichungen wird dadurch verursacht, daß durch die Änderungen im Modell unterschiedliche Muster des Bedeckungsgrades erzeugt werden. So variierte z.B. der Bedeckungsgrad des Modells in der ersten Version zwischen 65 und 100 % über dem Gesamtgebiet. Nach den Änderungen ist der Wertebereich auf 10 bis 100 % angestiegen.

Ein Vergleich der Modellergebnisse des Bedeckungsgrades mit den Wolkenmasken, die für die einzelnen Überflüge bestimmt wurden, zeigt, daß die Monatsmittel des Bedeckungsgrades des neuen Modells besser mit den Messungen von NOAA-11 übereinstimmen. Diese Änderungen des Bedeckungsgrades sollen hier nicht im Detail betrachtet werden.

Aber auch deshalb wird in diesem Abschnitt mit dem Modell in der neuen Version verglichen.

### 8.3.1 DER VERGLEICH MIT EINEM GLEICHZEITIGEN ÜBERFLUG

Für einen Vergleich von AVHRR mit den Modellergebnissen ist als Beispiel der Überflug von NOAA-11 am 12. März 1994 um 13:28 UT ausgewählt worden. Es ist mit dem APOLLO-Verfahren aus den empfangenen Satellitendaten eine Wolkenmaske erstellt worden, die dann zusammen mit den gemessenen normierten Strahldichten als Eingabefeld für die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung gedient hat. Als Ergebnis sind dann für jedes einzelne Bildelement von AVHRR die reflektierten Strahlungsflußdichten in  $\text{W/m}^2$  vorhanden.

Um die Ergebnisse mit den Modelldaten vergleichen zu können, werden die AVHRR-Bildelemente auf die Gitterboxen des REMO gemittelt. Damit liegen dann vergleichbare Felder vor. Die solare Nettostrahlungsflußdichte, als abgespeicherte REMO-Variable, wird bei Kenntnis der einfallenden solaren Strahlungsflußdichte mit der reflektierten Strahlungsflußdichte des AVHRR verglichen.

In Abbildung 40 ist die reflektierte Strahlungsflußdichte für den 12. März 1994 um 13:28 UT dargestellt. Auf der rechten Seite der Abbildung ist die Aufnahme vom AVHRR zu sehen, die linke Seite

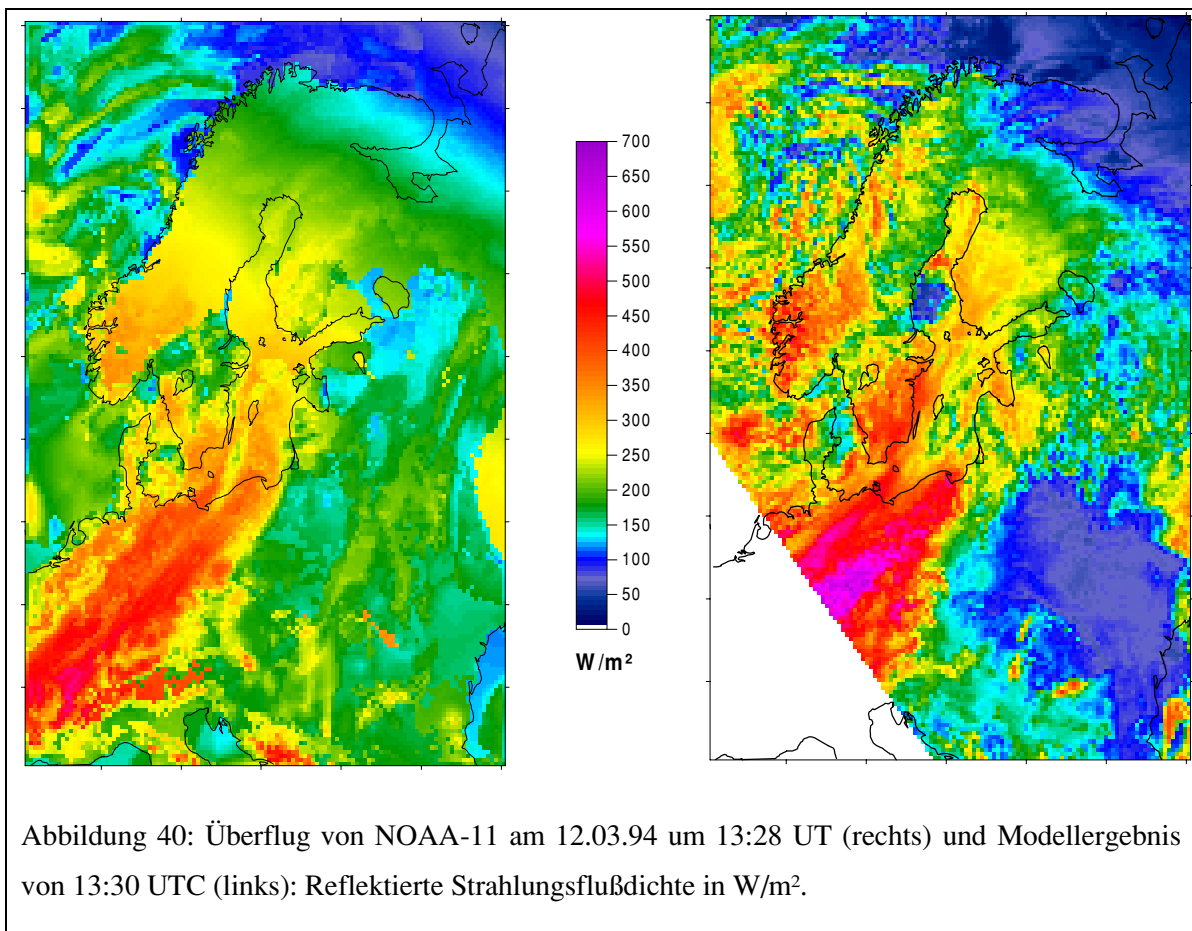


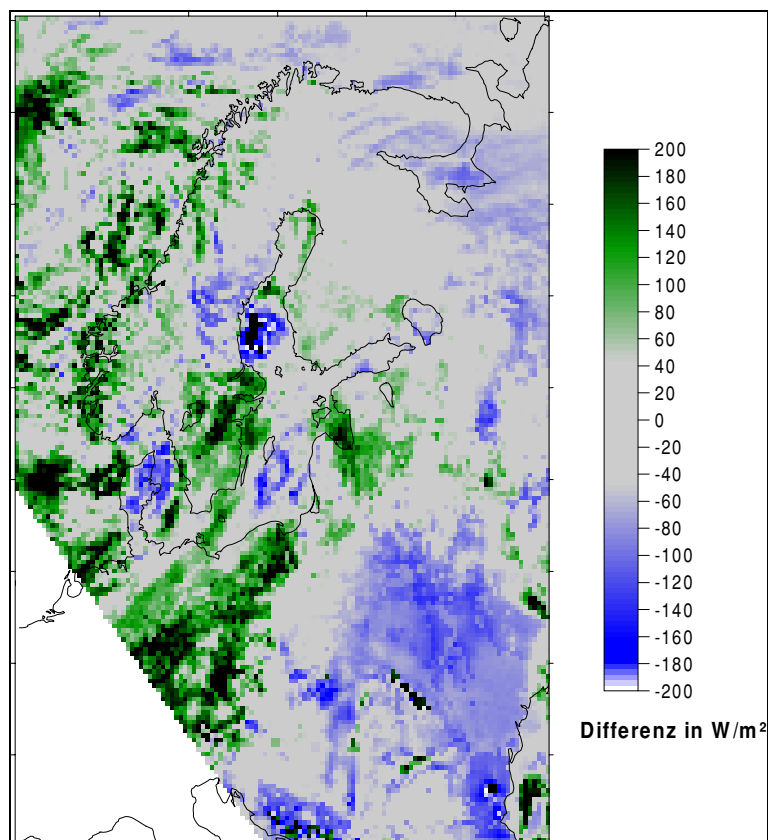
Abbildung 40: Überflug von NOAA-11 am 12.03.94 um 13:28 UT (rechts) und Modellergebnis von 13:30 UTC (links): Reflektierte Strahlungsflußdichte in  $\text{W/m}^2$ .

zeigt die Ergebnisse des Modells für den entsprechenden Zeitraum. Der Wertebereich der Strahlungsflußdichte ist mit 0–700 W/m<sup>2</sup> der gleiche. Ein Großteil der Werte ist jedoch kleiner als 200 W/m<sup>2</sup>.

Generell fällt auf, daß die Strahlungsflußdichten, die aus den AVHRR-Daten abgeleitet worden sind, sehr viel variabler von Gitterbox zu Gitterbox sind. Dies liegt an der Szenenerkennung auf der Größe eines AVHRR-Bildelementes, also ca. 1,1 × 1,1 km<sup>2</sup>. Es wird dabei nur in bedeckte und wolkenfreie Bildelemente für die Umrechnung der schmalbandigen Strahldichten in breitbandige Strahlungsflußdichten unterschieden. Damit ist eine hohe interne Variabilität der Strahlungsflußdichte innerhalb einer Gitterbox des Modells, die 18 × 18 km<sup>2</sup> groß ist, verbunden. Durch den Prozeß der Mittelung über die Größe einer Modellbox, werden diese Unterschiede nicht kompensiert. Damit läßt sich die hohe Variabilität für den Überflug von NOAA-11 erklären.

Es ist für beide Seiten der Abbildung 40 der Rückgang der reflektierten Strahlungsflußdichte mit der Zunahme der geographischen Breite (und östlicher Länge) zu erkennen, der schlicht Folge einer abnehmenden Sonnenhöhe ist.

Abbildung 41: Differenz der reflektierten Strahlungsflußdichten in W/m<sup>2</sup> (AVHRR – REMO alt) für den 12. März 1994, 13:30 UTC.



Am Sonnabend, dem 12. März 1994, überquerte die Okklusionsfront, die sich in einem Bogen über Nordnorwegen, Nordfinnland, Südfinnland und Schweden bis nach Norddeutschland erstreckte, mit einem vorgelagerten Frontensystem Deutschland. Das zentrale Tief blieb dabei stationär über der norwegischen See. Im östlichen Gebiet floß zusammen mit einem wetterwirksamen Hochdruckkeil subtropische Warmluft ein.

Sowohl das Modell als auch das Satelliteninstrument sehen die Wolkenformationen des frontalen Systems, welche große Bereiche von Mitteleuropa und Teile der Ostsee bedeckten. Die wolkenlosen Gebiete, assoziiert mit dem Hochdruckkeil im östlichen Modellgebiet, werden nur vom Satelliten aus beobachtet. Das Modell hat in dem Gebiet hingegen Wolken vorhergesagt.

Allerdings sind zwischen den beiden Seiten der Abbildung 40 auch deutliche Unterschiede zu erkennen. In der Regel sind die gemessenen Werte von AVHRR größer.

Abbildung 41 zeigt die Differenzen (Messung weniger Modell) der Strahlungsflußdichte in  $W/m^2$ . Die Abweichung sind z.T. größer als  $\pm 200 W/m^2$ , obwohl große Anteile des Modellgebietes Differenzen zeigen, welche kleiner als  $\pm 50 W/m^2$  sind. Durch REMO wird im besonderen die Strahlungsflußdichte des frontalen Systems in Mitteleuropa unterschätzt. Desweiteren fällt auf, daß auch ein Gebiet in den Bergen von Südnorwegen durch REMO unterschätzt wird. Dieses liegt an der mit größeren Problemen behafteten Umrechnung von Gebieten, die mit Schnee bedeckt sind. Auf diesen Gebieten hat das APOLLO-Verfahren, welches zur Szenenerkennung genutzt worden ist, seine Defizite (vgl. Abschnitt 4.1 und Kapitel 6). Durch die Mißklassifikation in Wolken anstelle von Eis wird die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung mit den Gleichungen für die Wolkenklasse benutzt, die größere Werte der breitbandigen Strahldichte als die der Eisklasse liefert. Daraus folgt dann eine Überschätzung der Strahlungsflußdichte im Vergleich mit dem Modell.

Generell sieht man das auch am Beispiel des Bottnischen Meerbusen, der noch eisbedeckt ist (vgl. Abschnitt 8.1).

Das Maximum der Überschätzung durch das Modell liegt in Rumänien, Polen und Weißrußland im Südosten des Modellgebietes. Die Differenz erklärt sich aus den unterschiedlichen Bedeckungsgraden des Gebietes. Das APOLLO-Verfahren erkennt in diesem Gebiet sehr viel mehr wolkenfreie Gebiete als das Modell vorhersagt. Dies führt dann zu einer Überschätzung durch das Modell.

### 8.3.2 VERGLEICH VON MONATSMITTELN UND GEBIETSMITTELWERTEN

Wie schon für die langwellige Ausstrahlung in Abschnitt 8.2.2 untersucht, sollen auch hier Monats- und Gebietsmittelwerte mit den Messungen von AVHRR verglichen werden.

Dazu werden für den kompletten Monat die zur Verfügung stehenden Überflüge von NOAA-11 benutzt. Durch die Einschränkung auf NOAA-11 und auf Überflüge, bei denen mindestens 15 % der Fläche des Modellgebietes beobachtet werden, kann das "Pseudo"-Monatsmittel aus insgesamt 33 einzelnen Überflügen erstellt werden. Im folgenden wird dafür wieder der Begriff Monatsmittel verwendet.

Es werden dabei nur die Mittagsüberflüge benutzt, um zu vermeiden, Gebiete mit großen Sonnenzenitwinkeln einbeziehen zu müssen, da dort die Fehler in den Anisotropiemodellen und der Szenenerkennung mit APOLLO sehr groß werden.

Die so berechneten Monatsmittel der reflektierten Strahlungsflußdichte sind in Abbildung 42 darge-

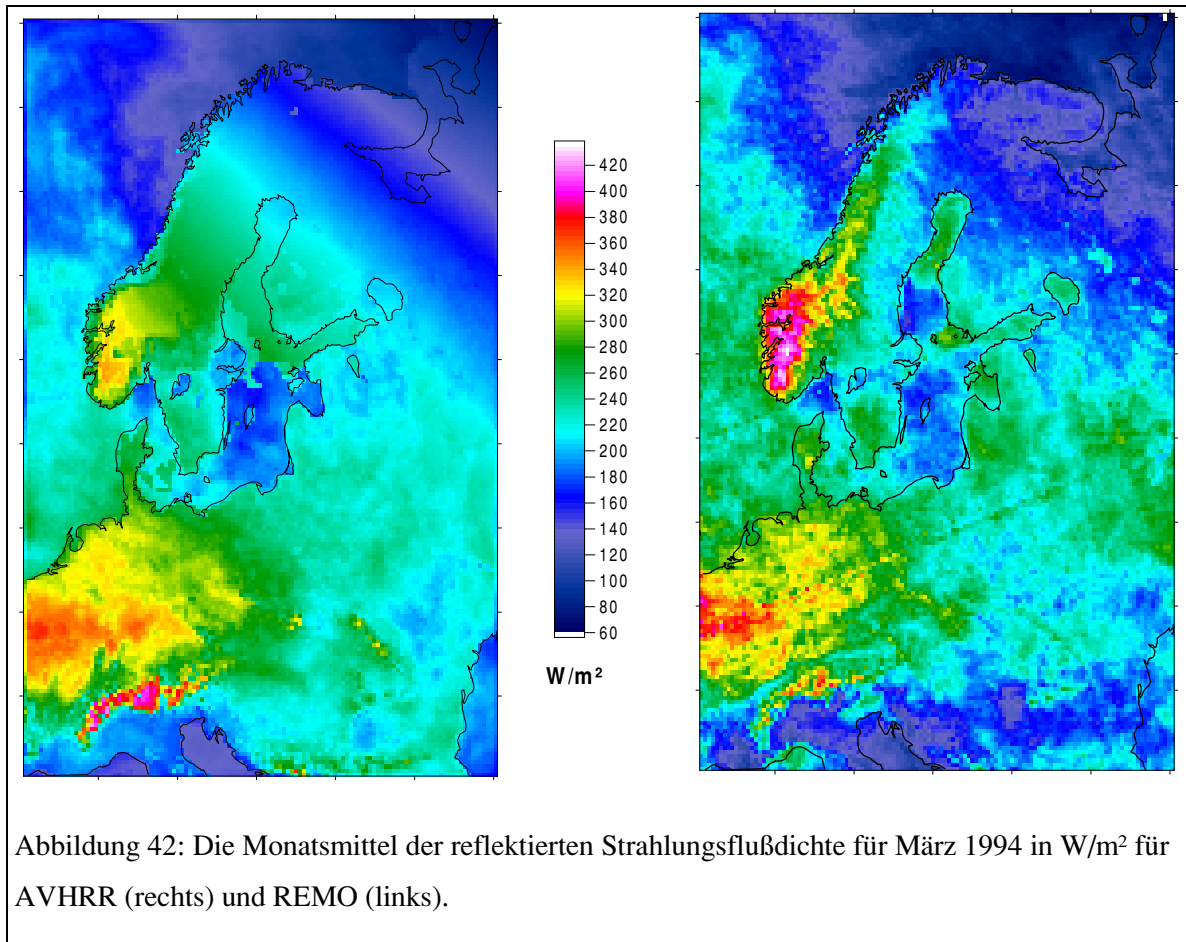


Abbildung 42: Die Monatsmittel der reflektierten Strahlungsflußdichte für März 1994 in  $W/m^2$  für AVHRR (rechts) und REMO (links).

stellt. Auf der linken Seite ist das Ergebnis des Modells zu sehen, während die rechte Seite die Messungen des Satelliten wiedergibt.

Sehr gut ist bei beiden Seiten zu erkennen, daß die Strahlungsflußdichte, wie im Fall des Vergleichs von einzelnen Überflügen und der zugehörigen Modellzeit (vgl. Kapitel 8.3.1), mit höheren Breiten abnimmt. Das Maximum des Monatsmittels ist im Westen des Modellgebietes und beträgt  $400 \text{ W/m}^2$ . Im Monatsmittelwert der AVHRR-Messungen lassen sich zwei diagonale Linien erkennen, die durch eine verminderte Anzahl von Beobachtungen mit dem Satelliten zu erklären sind. Auffällig sind die lokalen Maxima in den Randgebieten der Ostsee, bei denen die Strahlungsflußdichte um  $50 \text{ W/m}^2$  größer als in den benachbarten Landgebieten ist. Beide Monatsmittel zeigen eine Übereinstimmung in der Lage der Maxima über den schneebedeckten Bergen Südnorwegens und den Alpen. Die größten Teile der Ostsee sind im Monatsmittel ein lokales Minimum.

Die Differenz der Monatsmittelwerte (AVHRR – Modell) ist in Abbildung 43 zu sehen. Von Differenzen von bis zu  $\pm 200 \text{ W/m}^2$  bei Einzelszenen fällt die maximale Abweichung nun auf einen Wert von höchstens  $100 \text{ W/m}^2$ . Insgesamt sind für weite Flächen des Modellgebietes die Abweichungen

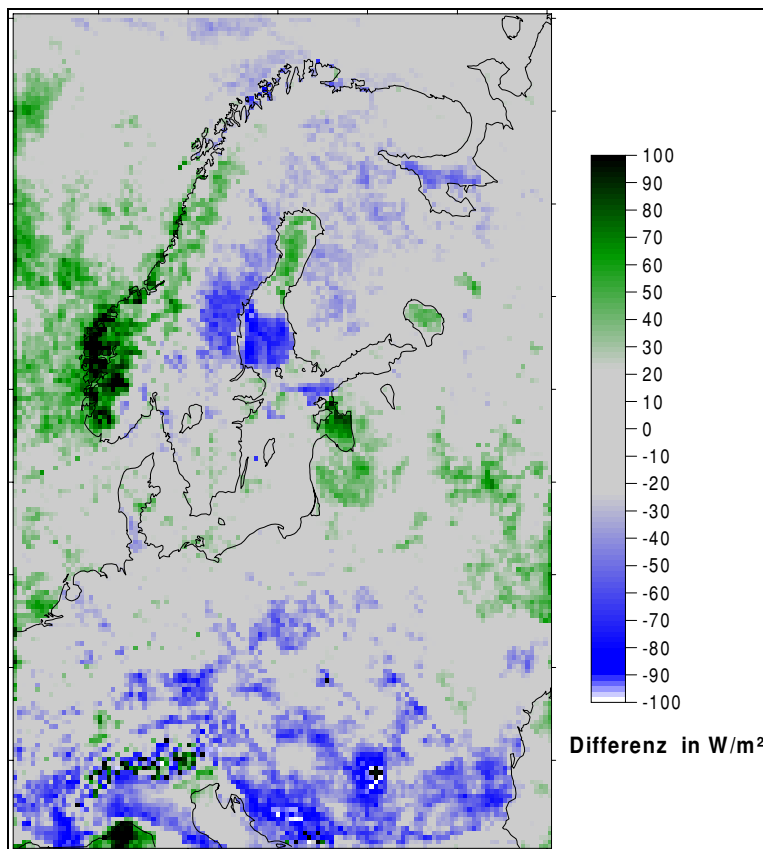


Abbildung 43: Differenz der Monatsmittel der reflektierten Strahlungsflußdichte für März 1994 in  $\text{W/m}^2$ .

höchstens  $30 \text{ W/m}^2$  und damit innerhalb der durch das Verfahren gegebenen Genauigkeit. Eine negative Differenz ist im Süden und in einem kleinen Bereich über der mittleren Ostsee zu erkennen. Eine positive Differenz findet man über den Alpen, in den südnorwegischen Bergen, im nördlichen Teil des bottnischen Meerbusen, dem rigaischen Meerbusen und über dem Golf von Genua. Auffällig sind auch die meist positiven Differenzen über der Nordsee.

Im wesentlichen gibt es drei verschiedene Ursachen für die Unterschiede:

- Eis/Schnee-Erkennung des APOLLO-Verfahrens. Das schon oben dargestellte Problem der Szenenerkennung bei Schnee oder Eis führt zu einer Überschätzung der Bewölkung und der falschen Wahl der Klasse für die Schmal-zu-Breitband-Umrechnung. Daraus folgt dann eine Überschätzung der Strahlungsflußdichten. Dieser Typ der Überschätzung ist in Abbildung 43 im Bereich des Bottnischen Meerbusen, des Ladoga-See in Rußland und dem Rigaer Meerbusen zu erkennen. Diese Gebiete sind im März 1994 überwiegend eisbedeckt. Über den Alpen und den süd-norwegischen Bergen tritt dieses Problem auch verstärkt auf.
- Sonnenspiegelung. Durch Sonnenspiegelung werden die gemessenen Strahldichten überschätzt. Dies führt oft zu einer Fehlinterpretation durch die Szenenerkennung, da die höheren Werte als bedeckt klassifiziert werden. Eine Korrektur der Sonnenspiegelung durch die benutzten Anisotropiemodelle findet nur unzureichend statt. Dieser Fehler der Sonnenspiegelung tritt nur über dem wolkenfreien Wasser auf. Zwei Beispiele dafür sind der Golf von Genua und die Bereiche der Nordsee im westlichen Teil des Modellgebietes.
- Unterschiedliche Wolkenbedeckungsgrade. Diese Fehlerquelle überschneidet sich auch mit dem ersten Punkt und tritt sowohl über Land als auch über Wassergebieten auf. Betrachtet man das Monatsmittel der Bewölkung berechnet im Modell und für AVHRR, so sind besonders im Süden Abweichungen von bis zu 50 % zu erkennen. Diese könnten dadurch entstehen, daß die zeitliche Zuordnung von Modellwerten und NOAA-11-Überflug nicht paßt. Bei einer maximalen Zeitdifferenz von 30 Minuten und mittlerer Windgeschwindigkeit eines Wolkenfeldes von  $10 \text{ m/s}$  ergibt sich eine Drift von 18 km, die der Breite einer Gitterzelle entspricht. Solche Differenzen müßten sich dann aber in Abbildung 43 in einer Überschätzung, gefolgt von einer Unterschätzung, innerhalb von wenigen Gitterboxen bemerkbar machen, was nicht auftritt. Die Überschätzung des Bedeckungsgrades im Süden ist eher systematisch und führt dann zu einer Überschätzung (positive Differenzen in Abbildung 43) der reflektierten Strahlungsflußdichte durch das Modell. Es scheinen dort noch nicht alle mikrophysikalischen Prozesse im Modell richtig berücksichtigt worden zu sein.

Abbildung 44 zeigt den zeitlichen Verlauf des Gebietsmittelwertes der reflektierten Strahlungsflußdichte in  $\text{W}/\text{m}^2$  für den untersuchten Monat März 1994. Die schwarzen Kurven geben die Messungen von AVHRR, die roten Kurven die Modellergebnisse wieder. Für die Tage vom Monatsanfang bis zum 5. März liegen keine Daten von NOAA-Überflügen vor.

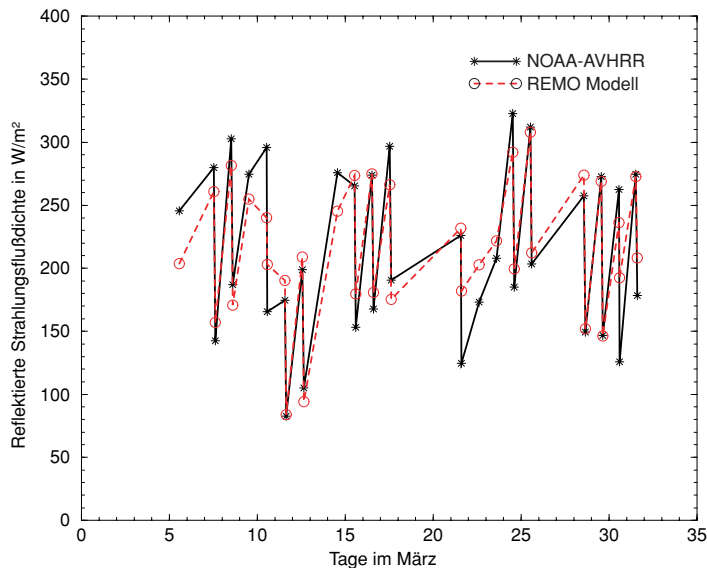
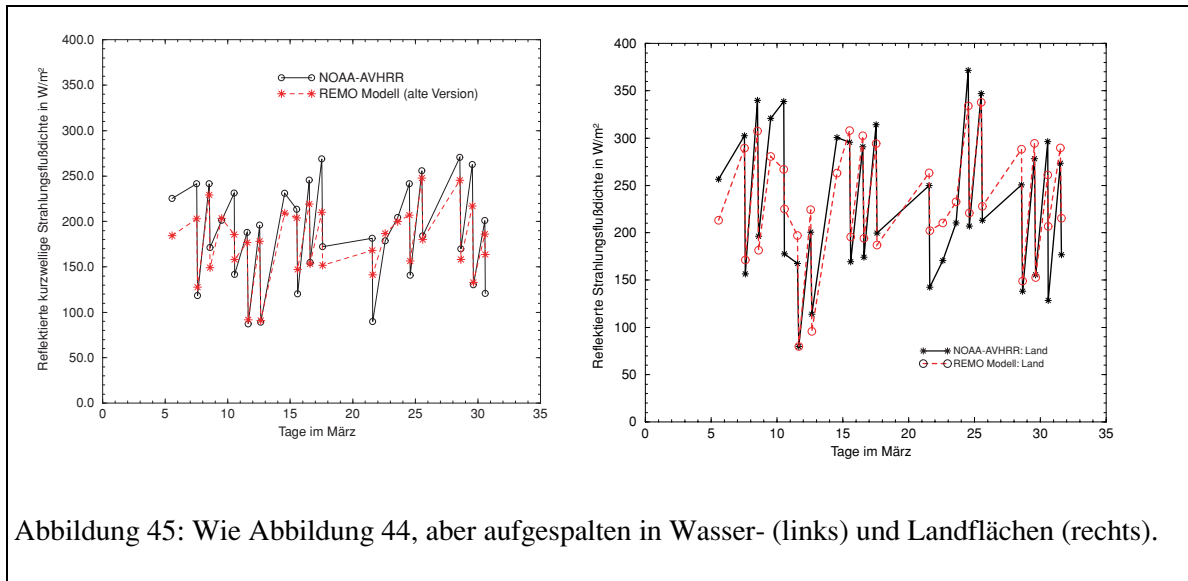


Abbildung 44: Zeitlicher Verlauf des Gebietsmittelwertes der reflektierten Strahlungsflußdichte in  $\text{W}/\text{m}^2$  für das Modell und AVHRR.

Im Gebietsmittel liegen die Werte von AVHRR und den Modellergebnissen nahe beieinander. Bis auf wenige Termine sind die Abweichungen kleiner als  $30 \text{ W}/\text{m}^2$ . Für den 5., 10., 21. und 30. März liegt die Abweichung bei über  $50 \text{ W}/\text{m}^2$ . Beide Kurven verlaufen gleichphasig, was ein Indiz dafür ist, daß das Modell die synoptischen Systeme, die vom AVHRR beobachtet werden, im wesentlichen korrekt wiedergibt. Die Monatsmittel des Gebietsmittelwertes der reflektierten Strahlungsflußdichte ergeben für AVHRR  $213,6 \text{ W}/\text{m}^2$  und für das Modell  $209,7 \text{ W}/\text{m}^2$  (vgl. Tabelle 25).

Spaltet man die Gebiete in Land- und Wasserflächen auf und berechnet man separat für beide Klassen die Gebietsmittel, so ist für den zeitlichen Verlauf des Gebietsmittelwertes der Landklassen das gleiche festzustellen, wie für das gesamte Gebiet. Der Verlauf ist in Abbildung 45 für die Landflächen (rechte Seite) und für die Wassergebiete (linke Seite) dargestellt.





Im Gegensatz zu den vorherigen Abbildungen findet man hier beim zeitlichen Verlauf des Gebietsmittels für die Wasserflächen eine Unterschätzung von  $16,4 \text{ W/m}^2$  durch das Modell (vgl. Tabelle 25). Die Differenz läßt sich dadurch erklären, daß wenig Cirren vorhergesagt werden, also die Anzahl der Boxen zunimmt, bei denen der dunkle Untergrund des Wassers wirksamer wird und dazu führt, daß der Mittelwert über den Wasserflächen abnimmt.

Die Differenz über Wasser ist jedoch im Gegensatz zu der Differenz über Land systematischer Natur. Es ist in diesem Fall jedoch davon auszugehen, daß dieses nicht am Modell liegt, sondern an Problemen mit der Sonnenspiegelung für Messungen des AVHRR. Im zeitlichen Verlauf ist bei der Betrachtung einzelner Überflüge die Sonnenspiegelung auffälliger als im Monatsmittel, bei dem sich das Gebiet der Sonnenspiegelung im Monat durch Änderung des Sonnenstandes verschiebt und somit verwischt.

In Tabelle 25 sind die Monatsmittelwerte der Gebietsmittel der reflektierten Strahlungsflußdichte noch einmal zur Übersicht zusammengefaßt. Zusätzlich zu den Modellergebnissen mit der neuen Version sind hier auch die Ergebnisse mit der alten Version des Modells eingetragen, die vorher noch nicht diskutiert worden sind. Es ist zu erkennen, daß durch die Modelländerung durch Zhang et al. (2000) die Unterschiede der Landgebiete, der wolkenlosen und der bedeckten Gebiete verkleinert worden sind. Durch die größere Anzahl der Landflächen im Modellgebiet, heben sich die gegenläufigen Differenzen von Land und Wasser nahezu auf, so daß die Gesamtabweichung gering ist.

Tabelle 25: Gebietsmonatsmittel der reflektierten Strahlungsflußdichte und Vergleich zwischen AVHRR und REMO.

Auswahl-Kriterium	Reflektierte Strahlungsflußdichte in W/m <sup>2</sup> , Vergleich mit der alten Modellversion			Reflektierte Strahlungsflußdichte in W/m <sup>2</sup> , Vergleich mit der neuen Modellversion		
	AVHRR	REMO	NOAA-REMO	AVHRR	REMO	NOAA-REMO
<b>Alle</b>	<b>213,6 ± 65,7</b>	<b>214,1 ± 53,7</b>	<b>-0,5 ± 26,5</b>	<b>213,6 ± 65,7</b>	<b>209,7 ± 53,0</b>	<b>+3,9 ± 26,4</b>
Nur Land	228,9 ± 76,6	232,1 ± 62,3	-3,2 ± 32,7	228,9 ± 76,6	229,0 ± 62,4	-0,1 ± 32,6
Nur Wasser	187,0 ± 53,7	177,7 ± 37,4	+9,3 ± 24,4	187,0 ± 53,7	170,6 ± 37,3	16,4 ± 24,0
Nur wolkenlos	163,0 ± 64,0	156,4 ± 40,8	+6,6 ± 40,7	160,0 ± 59,1	160,2 ± 40,2	-0,2 ± 36,3
Nur bedeckt	215,6 ± 66,2	216,5 ± 54,3	-0,9 ± 26,4	218,32 ± 67,0	214,5 ± 55,2	3,7 ± 25,9

Durchweg sind für alle Fälle große Schwankungen zu erkennen, die zum einen mit der geringen Anzahl der verfügbaren Messungen und zum anderen mit der sehr variablen Abdeckung des Gebietes durch den Satelliten zusammenhängen können. Auch spielt dafür der große Wertebereich der reflektierten Strahlungsflußdichte eine Rolle, in der sich die Inhomogenität des Gebietes widerspiegelt.

Die Anzahl der wolkenlosen Modellboxen ist zwischen den beiden Modellversionen teilweise um den Faktor 3 angestiegen und paßt damit besser zu den Beobachtungen des Satelliten. Trotz des Anwachsens des Anteils an wolkenlosen Gebieten auf durchschnittlich 10 % des Gebietes in der veränderten Version des Modells, sind diese Werte weniger sicher.

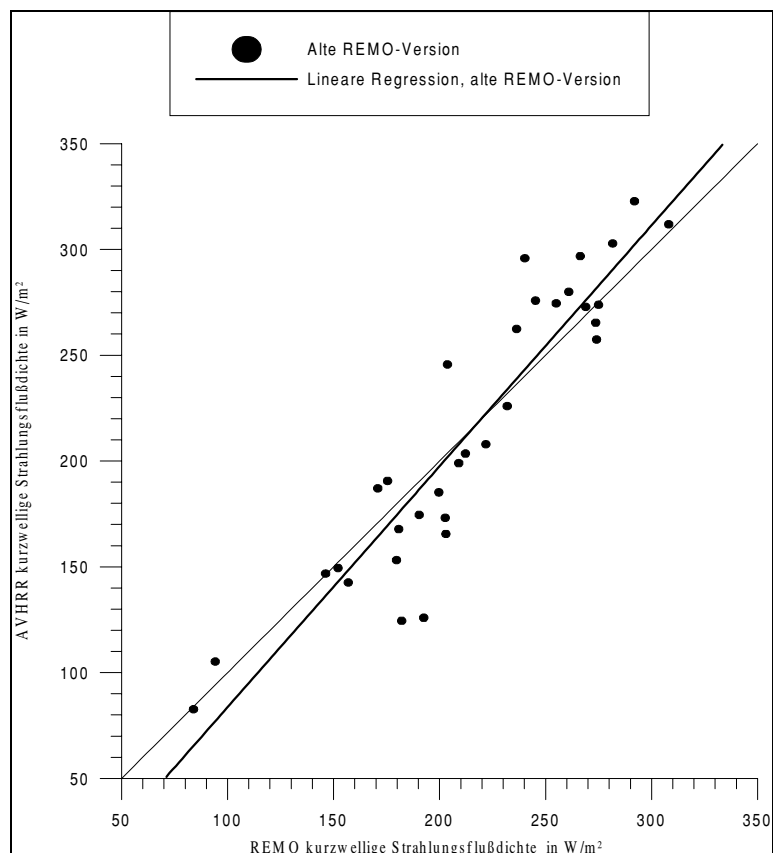
Als Streudiagramm sind in Abbildung 46 alle Gebietsmittelwerte der reflektierten Strahlungsflußdichte in W/m<sup>2</sup> von AVHRR und den beiden Versionen der Modellrechnungen dargestellt. Im Prinzip ist ein ähnliches Verhalten wie im langwelligen Spektralbereich zu erkennen. Die hellen Gebiete mit hohen Werten werden durch das Modell unterschätzt, während die dunklen Gebiete mit den niedrigeren Werten überschätzt werden. Die Unsicherheit besonders der Messungen von AVHRR bei den hellen Gebieten ist allerdings größer als die im Falle der warmen Gebiete im langwelligen Spektralbereich von ScaRaB. Die absoluten Abweichungen von der 1:1-Geraden erscheinen hier nicht so groß, wie bei der langwelligen Ausstrahlung in Abbildung 39. Das Ensemble mit 33 Paaren ist hier jedoch sehr klein.

Im langwelligen Spektralbereich werden die kalten Gebiete durch das Modell überschätzt, während die warmen Gebiete unterschätzt werden. Im kurzwelligen Spektralbereich findet eine Überschätzung der dunklen Gebiete und eine Unterschätzung der hellen Gebiete durch das Modell statt.

Der Vergleich von Modellrechnungen mit Satellitendaten, zum einen mit Daten von ScaRaB im langwelligen Spektralbereich, zum anderen mit Messungen des AVHRR im kurzwelligen Spektralbereich, zeigt, daß das Modell in der Lage ist, die Energieflüsse am Oberrand der Atmosphäre richtig wiederzugeben. Im Einzelfall treten jedoch Differenzen auf, die genauer untersucht werden müssen. Im Falle eines Vergleiches mit den Messungen vom AVHRR sind immer die Gebiete der Sonnenspiegelung mit Vorsicht zu interpretieren.

Im Vergleich für einzelne Überflüge entstehen im kurzwelligen sehr große Abweichungen, die aber z.T. auch auf das AVHRR zurückzuführen sind. Ein großes Problem dabei ist die Szenenerkennung. Für die Gebietsmonatsmittelwerte werden die Unterschiede durch den Mittelungsprozeß geringer.

Abbildung 46: Streudiagramm der Gebietsmittelwerte der reflektierten Strahlungsflußdichten von AVHRR und REMO (alte Version) in  $W/m^2$  für März 1994.



## 9 ZUSAMMENFASSUNG

Vom März 1994 bis zum Februar 1995 lieferte ScaRaB Messungen der kurz- und langwelligen Komponenten der Energiebilanz am Oberrand der Atmosphäre. Das französisch-russisch-deutsche Projekt reiht sich in die Nachfolge des ERB-Experimentes ein und hat gezeigt, daß es zumindest vergleichbare Werte der Strahlungsbilanz für die elf Monate in 1994 und 1995 liefern konnte.

Das Ziel der Arbeit war es, eine Methode zu entwickeln, die es erlaubt, ein regionales Strahlungsbilanzprodukt mit einer horizontalen Auflösung von  $18 \times 18 \text{ km}^2$  zu erstellen. Dieses Produkt kann dann als Validierungsdatensatz für regionale Wettervorhersagemodelle dienen.

Dazu ist zuerst die Genauigkeit der von ScaRaB gemessenen Strahlungsflußdichten untersucht worden. Der Schwerpunkt dieser Untersuchung sind die Fehler der Szenenerkennung von ScaRaB. Dafür sind Messungen von AVHRR benutzt worden, die die gleiche Beobachtungsgeometrie wie die ScaRaB-Messung haben und zeitgleich gemessen wurden. Durch die Verwendung des höher auflösenden AVHRR erhält man die Möglichkeit, die Szenen genauer zu bestimmen, bzw. zu überprüfen. Der Fehler, der durch eine falsche Szenenerkennung verursacht werden kann, ergibt sich für eine ScaRaB-Messung zu  $-6,5 \pm 24,4 \text{ W/m}^2$ . Der Gesamtfehler einer ScaRaB-Messung ist damit  $-6,5 \pm 29,9 \text{ W/m}^2$ . Hierbei wird eine Standardabweichung des Radiometerrauschen von  $9,2 \text{ W/m}^2$  (Standfuss 1997) und der Anisotropiekorrektur von  $14,6 \text{ W/m}^2$  (Standfuss et al. 1993) angenommen.

Danach wurde eine Schmal-zu-Breitband-Umrechnung aus Modellrechnungen und den Messungen von ScaRaB abgeleitet, die dann auf das AVHRR angewendet wird. Zu den oben schon dargestellten Fehlern kommt in diesem Fall noch der Fehler des Verfahrens zur Überführung der spektral schmalbandigen Strahldichten zu breitbandigen Strahlungsflußdichten. Die Vergleiche der Datensätze in der Auflösung eines ScaRaB-Bildelementes zeigen, daß der Gesamtfehler  $5,3 \pm 30,8 \text{ W/m}^2$  beträgt und somit in der gleichen Größenordnung wie der Fehler eines ScaRaB-Bildelementes selber liegt. Hierbei wird allerdings angenommen, daß der durch die gelegentlich falsche Szenenerkennung verursachte Fehler nicht auf die Zuordnung der Bildelemente von AVHRR zurückgeht. Andernfalls entsteht für die Strahlungsflußdichte des AVHRR-Bildelementes ein Gesamtfehler von  $80\text{--}130 \text{ W/m}^2$ .

Die Methode wurde in dieser Arbeit für das AVHRR angepaßt und für den Monat März 1994 angewendet. Falls allerdings auch gleichzeitige Messungen mit einem breitbandigen Radiometer, wie hier für den Monat Mai 1994 mit ScaRaB, zur Verfügung stehen, sollte ein Produkt entwickelt werden, welches die Vorteile beider Instrumente vereinigt, nämlich auf der einen Seite genaue Messungen

mit nicht so guter räumlicher und zeitlicher Auflösung und auf der anderen Seite mit nicht so guter Kalibration, aber höherer räumlicher und zeitlicher Auflösung. Das Ergebnis des synergetischen Produktes wird für ein Beispiel für den 11. Mai 1994 exemplarisch vorgeführt und führt zu einer Reduktion des mittleren Fehlers für diesen Überflug von 50 %.

Für den Monat März 1994 wird das Regionalisierungsverfahren auf NOAA-11 für 33 Überflüge angewendet und zur Validierung des REMO verwendet. Das Modell wird dabei auch im langwelligen Spektralbereich mit Messungen der langwelligen Strahlungsflußdichte von ScaRaB verglichen. Es zeigt sich, daß das Modell die dunklen und kalten Gebiete überschätzt, während die hellen und warmen Gebiete unterschätzt werden. Dennoch ist im Mittel innerhalb der durch die ScaRaB-Messung gegebenen Genauigkeit, eine gute Übereinstimmung zwischen Modellwerten und Messungen zu sehen.

Die Modelländerungen durch Zhang et al. (2000) sorgen dafür, daß die Übereinstimmung im langwelligen Spektralbereich besser wird, während sie sich im kurzwelligen nicht entscheidend bemerkbar macht.

## 10 AUSBLICK

Um die Aussagen bzgl. des Modellvergleichs besser bewerten zu können, müssen weitere Monate innerhalb der Lebenszeit von ScaRaB untersucht werden, bei denen das zeitliche Abtasten der Gebiete durch ScaRaB besser ist. Für die kommende BRIDGE-Periode von BALTEX ist geplant, das Regionalisierungsverfahren quasi-operationell auf die NOAA-Überflüge anzuwenden, so daß das Verhalten der Fehler dann besser (auch für verschiedene Jahreszeiten) abgeschätzt werden kann. Für diese Periode, die Mitte 2000 startet, ist allerdings kein ScaRaB verfügbar. Statt dessen können jedoch die Messungen der neuen breitbandigen Instrumente CERES auf der polarumlaufenden amerikanischen TERRA-Plattform oder des GERB-Instrumentes auf den geostationären MSG-Satelliten verwendet werden.

Um auch ein höher aufgelöstes Produkt der langwelligen Strahlungsflußdichte zu erstellen, soll aus den ScaRaB-Messungen auch eine Umrechnung für den spektral schmalbandigen thermischen Kanal abgeleitet werden und in ähnlicher Weise auf den entsprechenden AVHRR-Kanal angewendet werden.

Ende 2000 wird MSG zum ersten Mal überhaupt ein Strahlungsbilanzradiometer (GERB, (Geostationary Earth Radiation Budget)) in einer geostationären Erdumlaufbahn an Bord haben (z.B. Müller et al. 1999). Dadurch wird es möglich sein, alle 15 Minuten eine Messung der Strahlungsbilanz im Bereich des MSG-Sichtbereichs zu bekommen, mit der dann der Tagesgang der Strahlungsbilanz untersuchbar und dann auch mit den klimatologischen Annahmen vergleichbar ist. Auch für das GERB-Instrument, welches eine räumliche Auflösung von ca.  $100 \times 100 \text{ km}^2$  haben wird, ist die hier in dieser Arbeit vorgestellte Synergie mit einem räumlich und spektral höher auflösendem System erforderlich, um eine räumlich höher aufgelöste Strahlungsbilanz zu erhalten.

Im Rahmen der Verarbeitung und Entwicklung von meteorologischen Produkten von MSG ist das CM-SAF (Climate Monitoring Satellite Application Facility), das vom Deutschen Wetterdienst koordiniert wird, gegründet worden. Das Ziel des CM-SAF ist es, den Anwendern regional hochauflösende Klimadatensätze zur Verfügung zu stellen. Dazu gehört die regionale Strahlungsbilanz am Oberand der Atmosphäre und am Erdboden, sowie diverse Wolkenparameter. Das Gebiet, welches abgedeckt werden wird, reicht im Norden bis zur Arktis. Dieser Bereich kann nur über die polarumlaufenden NOAA-Satelliten abgedeckt werden, so daß überlegt wird, das hier vorgestellte Verfahren dort zur Anwendung kommen zu lassen.

## 11 DANKSAGUNG

Ich danke Prof. Dr. Raschke für die Betreuung während meiner Zeit als Doktorand am GKSS-Forschungszentrum. Er ließ mir immer großen Freiraum bei der Arbeit.

Prof. Dr. Grassl danke ich dafür, daß er sich trotz seiner umfangreichen Verpflichtungen während einer gemeinsamen Sommerschule in Alpbach 1998 spontan bereit erklärte, die Arbeit als Zweitgutachter zu lesen.

Dr. Rolf Stuhlmann danke ich für sein Interesse und seinen Einsatz in unzähligen Diskussionen über die Arbeit und deren Ergebnisse. Er unterstützte und erleichterte meine ersten Schritte auf dem internationalen Parkett. Er schaffte es damals, als ich noch an der Universität Hannover war, meine Begeisterung für die Satellitenmeteorologie und das ScaRaB-Experiment zu wecken.

Dr. Johannes Müller, meinem ehemaligen Zimmerkollegen, möchte ich für die vielen ausgiebigen und unterstützenden Diskussionen und Hinweise danken. Er wußte immer Rat bei Fragen zu ScaRaB und anderen Satelliteninstrumenten.

Dr. Burkhard Rockel und Dr. Ute Karstens danke ich für die Unterstützung und die Bereitschaft mir die Einblicke in die Modellierung zu geben.

Allen aktuellen und ehemaligen Mitgliedern unserer Arbeitsgruppe Wolken und Strahlung haben mir immer zur Seite gestanden, so daß ein fruchtbares Arbeitsklima entstand, in dem ich mich sehr wohl gefühlt habe.

## 12 ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1: Inhalt und prinzipieller Aufbau der Arbeit.....	9
Abbildung 2: Das Strahlungsbilanzradiometer ScaRaB.....	16
Abbildung 3: Spektrale Empfindlichkeitsfunktionen von ScaRaB.....	17
Abbildung 4: Die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen aller fünf Kanäle von AVHRR (NOAA-11). .....	23
Abbildung 5: Zeitliche Verteilung der in Geesthacht empfangenen NOAA-Überflüge während des März 1994. Aufteilung in Stundenboxen (oben) und Tages-Histogramm (unten).....	28
Abbildung 6: Zeitliche Verteilung der in Geesthacht empfangenen NOAA-Überflüge im März 1999 (Aufteilung in Stundenboxen (oben) und Tages-Histogramm (unten)). .....	29
Abbildung 7: Modellgebiet des REMO: Gitter und Orographie in m.....	33
Abbildung 8: Schematische Darstellung der Invertierung gemessener Radiometersignale zu Strahlungsflußdichten.....	35
Abbildung 9: Modellergebnis für die spektrale Strahldichte in $W/(m^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ bzw. $(W \text{ cm})/(m^2 \text{ sr})$ mit Wasser als Untergrund für $\vartheta_0=40^\circ$ , $\varphi=0^\circ$ und $\vartheta=0^\circ$ . Übergelegt sind die spektralen Empfindlichkeitsfunktionen von ScaRaB (blau) und AVHRR (rot).....	47
Abbildung 10: Vergleich der normierten Strahldichten von AVHRR Kanal 1 und ScaRaB sichtbarer Kanal. ....	48
Abbildung 11: Vergleich der normierten Strahldichten für gleiche Beobachtungsgeometrien von AVHRR und ScaRaB.....	51
Abbildung 12: Vergleich der abgeleiteten Schmalband-Normierung mit der theoretischen Funktion.....	52
Abbildung 13: Anwendung der ermittelten Schmalband-Normierung für Juli 1994.....	53
Abbildung 14: Mittelwerte der Verhältnisse $r_{\text{ntb}}$ für die wolkenfreien und die total bedeckten Szenen. Dargestellt sind auch die abgeleiteten quadratischen Funktionen für die Szenen, sowie $r_{\text{sol}}$ . .....	57
Abbildung 15: Regionale Mittelwerte des Fehlers der abgeleiteten Funktionen für ein $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter (Oben für den wolkenfreien Fall, unten für den bedeckten Fall). .....	59
Abbildung 16: Schema des Vergleichs der breitbandigen Strahldichten von ScaRaB mit AVHRR. ...	62
Abbildung 17: Vergleich der breitbandigen Strahldichten ScaRaB und AVHRR für alle Monate. ....	63
Abbildung 18: Überdeckung von Europa durch die ausgewählten Bildelemente. Die unterschiedlichen Bodentypen sind entsprechend eingefärbt (Wasser: blau, Land: grün, Wüste: gelb und Küste: lila). .....	66
Abbildung 19: Relative Häufigkeiten der Abweichung von der Hauptdiagonalen für die Wasser-, Land-, Küsten- und alle Bodentypen zusammen.....	68



Abbildung 20: Relative Häufigkeiten der Abweichung von der Hauptdiagonalen für die Wüsten- und Schnee-Bodentypen.....	69
Abbildung 21: Änderung des Klassenfehlers mit Einschränkung der Mindestanzahl der AVHRR-Bildelemente pro ScaRaB-Bildelement.....	74
Abbildung 22: Schematische Darstellung von zwei unterschiedlichen Methoden zur verbesserten Szenenerkennung und Anisotropiekorrektur für ScaRaB Strahlungsflußdichten. ....	77
Abbildung 23: Streudiagramm der Strahlungsflußdichten von ScaRaB und der mit AVHRR korrigierten Strahlungsflußdichten in $W/m^2$ .....	79
Abbildung 24: Streudiagramm der Strahlungsflußdichten von ScaRaB und der nach Methode 2 aus AVHRR berechneten in $W/m^2$ . ....	82
Abbildung 25: Schematische Darstellung der Berechnung der Strahlungsflußdichte aus den individuellen AVHRR-Bildelementen. ....	83
Abbildung 26: Vergleich der Strahlungsflußdichten in $W/m^2$ für simultane und beobachtungsgleiche AVHRR- und ScaRaB-Bildelemente. ....	85
Abbildung 27: Überflug von NOAA-11 am 11.05.1994 um 12:58 UTC (rechts) und ScaRaB um 13:04 (links). ....	88
Abbildung 28: Streudiagramm der reflektierten Strahlungsflußdichte von AVHRR und ScaRaB für den 11. Mai 1994, 12:58 UT. ....	89
Abbildung 29: Regionale Verteilung der ermittelten Korrekturfaktoren. ....	90
Abbildung 30: Kleinräumige Variation der reflektierten Strahlungsflußdichte am 11.05.1994 12:58 UTC, berechnet aus AVHRR und korrigiert mit ScaRaB.....	91
Abbildung 31: Langwellige Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre in $W/m^2$ für den 1. März 1994 (Modellergebnis von 08:30 UT (links), ScaRaB-Überflug von 8:38 UT (rechts)). ....	94
Abbildung 32: Langwellige Ausstrahlung des neuen Modells nach Zhang et al. (2000) in $W/m^2$ . ....	95
Abbildung 33: Zeitliche Verteilung der Beobachtungen der langwelligen Ausstrahlung von ScaRaB im Monat März 1994.....	96
Abbildung 34: ScaRaB Monatsmittel der thermischen Ausstrahlung in $W/m^2$ für März 1994. ....	97
Abbildung 35: Differenz der Monatsmittelwerte der langwelligen Ausstrahlung zwischen ScaRaB und REMO (Alt: rechts; Neu: links) für März 1994 in $W/m^2$ . ....	98
Abbildung 36: Zeitlicher Verlauf des Gebietsmittelwertes der langwelligen Ausstrahlung in $W/m^2$ von Modell (alte und neue Version) und ScaRaB für März 1994.....	99
Abbildung 37: Zeitlicher Verlauf des Gebietsmittelwertes der thermischen Ausstrahlung für ScaRaB und REMO (alte und neue Version), aufgespalten nach Meeres- (links) und Landgebieten (rechts).....	100

Abbildung 38: Zeitlicher Verlauf des Gebietsmittelwertes für wolkenlose und bedeckte Gebiete: Thermische Ausstrahlung in $W/m^2$ . .....	101
Abbildung 39: Streudiagramm der Gebietsmittelwerte der langwelligen Ausstrahlung in $W/m^2$ für den Monat März 1994 (Alte Modellversion: Kreise, neue Version: Dreiecke). .....	102
Abbildung 40: Überflug von NOAA-11 am 12.03.94 um 13:28 UT (rechts) und Modellergebnis von 13:30 UTC (links): Reflektierte Strahlungsflußdichte in $W/m^2$ . .....	106
Abbildung 41: Differenz der reflektierten Strahlungsflußdichten in $W/m^2$ (AVHRR – REMO alt) für den 12. März 1994, 13:30 UTC. ....	107
Abbildung 42: Die Monatsmittel der reflektierten Strahlungsflußdichte für März 1994 in $W/m^2$ für AVHRR (rechts) und REMO (links). ....	109
Abbildung 43: Differenz der Monatsmittel der reflektierten Strahlungsflußdichte für März 1994 in $W/m^2$ . ....	110
Abbildung 44: Zeitlicher Verlauf des Gebietsmittelwertes der reflektierten Strahlungsflußdichte in $W/m^2$ für das Modell und AVHRR. ....	112
Abbildung 45: Wie Abbildung 44, aber aufgespalten in Wasser- (links) und Landflächen (rechts). ..	113
Abbildung 46: Streudiagramm der Gebietsmittelwerte der reflektierten Strahlungsflußdichten von AVHRR und REMO (alte Version) in $W/m^2$ für März 1994. ....	115

## 13 VERZEICHNIS DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN

Die in der Arbeit benutzten Abkürzungen werden beim ersten Auftreten erklärt und dann anschließend nur mit der Abkürzung verwendet.

ADM	Angular Directional Model
APOLLO	AVHRR Processing Scheme over Land, Cloud and Ocean
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	Baltic Sea Experiment
BDRF	Bi-directional Reflectance Function
CERES	Cloud and the Earth's Radiant Energy System
CLAVR	Clouds from AVHRR
CM-SAF	Climate Monitoring SAF
CNES	Centre National des Etudes Spatiales
DOT	Discrete Order Transformation
DWD	Deutscher Wetterdienst
ENSO	El Nino Southern Oscillation
ERB	Earth Radiation Budget
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ERBS	Earth Radiation Budget Satellite
ERM	Earth Radiation Mission
ESA	European Space Agency
GCU	Bodenkalibrierungseinheit für ScaRaB
GERB	Geostationary Earth Radiation Budget Instrument
GESIMA	Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
ICE	International Cirrus Experiment
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
Landsat-TM	Landsat Thematic Mapper
LMD	Laboratoire de la Meteorologie Dynamique
$LW_{net}$	Langwellige Strahlungsbilanz
MAGS	Mackenzie River GEWEX Study
METEOR	Meteorological Satellite of Russia
METEOSAT	Meteorological Satellite

MLE	Maximum Likelihood Estimator
MM	Matrix-Moment
MOHAIR	Model System for Hydrological and Atmospheric Investigations on the Regional Scale
MRIR	Moderate Resolution Infrared Radiometer
MSG	METEOSAT Second Generation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Centre for Atmospheric Research
NCEP	National Centre for Environmental Prediction
NDVI	Normalised Difference Vegetation index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OLR	Thermische Ausstrahlung (Outgoing Longwave Radiation)
PM	Preisendörfer-Moment
REMO	Regional Modell
RSF	Reflektierte kurzwellige Strahlungsflußdichte (Reflected Short-wave Flux)
SAF	Satellite Application Facility
SCANDIA	SMHI Cloud Analysis model using Digital AVHRR data
ScaRaB	Scanner for Radiation Budget
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SEWAB	Surface Energy and Water Balance Scheme
SI	Szenenerkennung
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SPOT-HRV	SPOT High Resolution Visible
SRB	Surface Radiation Budget
$SW_{net}$	Kurzwellige Strahlungsbilanz
TIROS	Television Infrared Observation Satellite
TOA	Top of Atmosphere
TRMM	Tropical Rainfall Monitoring Mission
VAS	VISSR Atmospheric Sounder
VISSR	Visible and Infrared Spin Scan Radiometer
WFOV	Wide Field of View

## 14 SYMBOLVERZEICHNIS

Alle verwendeten Symbole werden bei der ersten Verwendung einmal erklärt und dann weiter verwendet. Alle physikalischen Größen haben SI-Einheiten, soweit nicht anders definiert.

### Griechische Symbole

$\alpha$	Albedo
$\lambda$	Wellenlänge
$\varphi$	Relativer Azimutwinkel
$\vartheta$	Satellitenzenitwinkel
$\vartheta_0$	Sonnenzenitwinkel
$\mu_0$	Kosinus des Sonnenzenitwinkels
$\rho$	Dichte
$\omega$	Vertikalgeschwindigkeit in Pa/s
$\omega_{\text{noaa}}$	Gewichtungskoeffizient für die AVHRR-Messung
$\omega_{\text{sca}}$	Gewichtungskoeffizient für die ScaRaB-Messung
$\Omega$	Raumwinkel

### Lateinische Symbole

adm	Anisotropiemodell
$B(\lambda, T)$	Schwarzkörperstrahlung
$c_v$	Spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen
$c_p$	Spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
cc	Mittlerer Bedeckungsgrad über ein Gebiet dA
cnt <sub>i</sub>	Digitaler Meßwert
dA	Flächenelements
g	Gravitationsbeschleunigung
H	Enthalpie
I	Innere Energie
L	Strahldichte
$L_B$	Spektral breitbandige Strahldichte
$L_{NB}$	Spektral schmalbandige Strahldichte
$L_{\text{ref}}$	Referenz-Strahldichte
M	Strahlungsflußdichte

$n$	Bedeckungsgrad
NTB	Schmal-zu-Breitband-Umrechnung
NTN	Schmalband-Normierung
$\text{off}_i$	Verschiebung des Ursprungs
$p$	Druck
$P$	Potentielle Energie
$\text{PSF}(x,y)$	Instrumentenwichtungsfunktion
$q$	Diabatische Erwärmung
$q_{\text{fric}}$	Erwärmung durch Reibung
$q_{\text{lat}}$	Latente Wärme
$q_{\text{rad}}$	Erwärmung durch Strahlung
$q_{\text{sen}}$	Fühlbare Wärme
$R$	Allgemeine Gaskonstante für trockene Luft
$r(\lambda)$	Spektral Empfindlichkeitsfunktion
$r_{\text{ntb}}$	Schmal-zu-Breitband-Verhältnis
Szene	ERBE-Szene (vgl. Tabelle 6)
$T$	Temperatur
$t$	Zeit
$z$	Höhe

## 15 LITERATUR

Abel, P., 1990: Pre-Launch Calibration of the NOAA-11 AVHRR Visible and Near-Infrared Channels, *Remote Sens. Environm.*, 31, 227–229.

Ahrens, B., U. Karstens, B. Rockel und R. Stuhlmann, 1998: On the Validation of the Atmospheric Model REMO with ISCCP Data and Precipitation Measurements using simple Statistics, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 68, 127–142.

Anderson, G. P. und L.W. Abreu, 1996: The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 Models

Barkstrom, B. R. und G. L. Smith, 1986: The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE): Science and Implementation, *Rev. of Geophys.*, 24, 379–390.

Berliner Wetterkarte, März 1994, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, Offenbach.

Berliner Wetterkarte, April 1994, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag Offenbach.

Bess, T. D., G. L. Smith, R. N. Green, D. A. Rutan, R. S. Kandel, P. Raberanto und M. Viollier, 1997: Intercomparison of Scanning Radiometer for Radiation Budget (ScaRaB) and Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) Results, Pre-prints of 9<sup>th</sup> Conference on Atmospheric Radiation, Long Beach (CAL), Amer. Meteorol. Soc., Boston, 203–207.

Bess, T.D., G.L. Smith, K.A. Bush und D.A. Rutan, 1999: Intercomparison of ScaRaB and ERBS Monthly Mean Radiation Fluxes, Proceedings of the 10<sup>th</sup> Conference on Atmospheric Radiation of the American Meteorological Society, Madison, Wisconsin, 25–30. June.

Brandt, R., U. Karstens, E. Raschke und B. Rockel, 1998: Validation of REMO using synoptical Observations, Proceedings of the 2<sup>nd</sup> BALTEX Conference, Juliusruh, 24.–27. Mai 1998, Internationales BALTEX Sekretariat, 11, 25–26, 1998.

Brest, C. L. und W. B. Rossow, 1992: Radiometric calibration and monitoring of NOAA AVHRR Data for ISCCP, *Int. Rem. Sens.*, 13, 235–273.

Brest, C. L. und W. B. Rossow und M. D. Roiter, 1997: Update of Radiance Calibrations for ISCCP, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 14, 1091–1109.

Che, N. und J. C. Price, 1992: Survey of Radiometric Calibration results and methods for visible and Near-Infrared channels of NOAA-7, -9, -11 AVHRR's, *Remote Sens. Environm.*, 41, 19–27.

Cosnefroy, H., M. Leroy und X. Briottet, 1996: Selection and Characterization of Saharan and Arabian Desert Sites for the Calibration of Optical Satellite Sensors, *Remote Sens. Environm.*, 58, 101–114.

Derrien, M., B. Farki, H. Legleau und A. Sairouni, 1992: Vegetation Cover Mapping over France using NOAA-11/AVHRR, *Int. Rem. Sens.*, 13, 1787–1795.

DeWitte, S., 1998: Local Instantaneous Radiation Budget, measured from Geostationary and Polar Satellites, Dissertation, Freie Universität Brüssel, 203 S.

Diekmann, F. J. und G. L. Smith, 1989: Investigation of Scene Identification Algorithms for Radiation Budget Measurements, *J. Geophys. Res.*, 94, 3395–3412.

Dlhopolsky, R., A. Macke, und R. Stuhlmann, 1994: A Study of Improved Angular Dependence Models for Radiance Field Measurements aboard Future Satellites, *ESA-Studie AO/1-2562/92/NL/SF*, 159 S.

Evans-Jones, K, und M. Barnsley, 1998: Retrieving surface Albedo and BRDF from time-series NOAA/AVHRR images: Comparison of various cloud masking algorithms, *pers. Mitteilungen*, 6 S.

Feng, J., R. Hollmann, J. Müller, R. Stuhlmann und H. G. Leighton, 1998: Solar Radiation Budget for MAGS and BALTEX, Preprints of 9<sup>th</sup> Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Paris, *Amer. Meteorol. Soc.*, Boston, 283–286.

Gates W. L., J. S. Boyle, C. Covey, C. G. Dease, C. M. Doutriaux, R. S. Drach, M. Fiorino, P. J. Gleckler, J. J. Hnilo, S. M. Marlais, T. J. Phillips, G. L. Potter, B. D. Santer, K. R. Sperber, K. E. Taylor und D. N. Williams, 1999: An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 29–55.



Gesell, G., 1989: An Algorithm for Snow and Ice Detection using AVHRR Data: an Extension to the APOLLO Software Package, *Int. J. Rem. Sens.*, 10, 897–905.

Green, R. N., F. B. House, P. W. Stackhouse, X. Wu, s. A. Ackermann, W. L. Smith und M. J. Johnson, 1990: Intercomparison of Scanner and Nonscanner Measurements for the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE), *J. Geophys. Res.*, 95, 11785–11798.

Harrison E. F., P. Minnis und G. G. Gibson, 1983: Orbital and Cloud Cover sampling analyses for multisatellite Earth Radiation Budget Experiments, *J. Spacecraft and Rockets*, 20, 491–495.

Hartmann, D. L., V. Ramanathan, A. Berroir und G. E. Hunt, 1986: Earth Radiation Budget Data and Climate Research, *Rev. Geophys.*, 24, 439–468.

Hollmann, R., J. Feng, J. Mueller, H. G. Leighton und R. Stuhlmann, 1998: Application of Broadband Fluxes from ScaRaB and AVHRR Narrowband Radiances for BALTEX and MAGS, Preprints of 9<sup>th</sup> Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Paris, Amer. Meteorol. Soc., Boston, 114–117.

Hollmann, R., B. Rockel, J. Mueller und R. Stuhlmann, 1999: Satellite Retrieved Clouds and the Radiation Budget in Support of BALTEX regional Studies, *Phys. Chem. Earth*, 24, 111–115.

House F. B., A. Gruber, G. E. Hunt und A. T. Mecherikunnel, 1986: History of Satellite Missions and Measurements of the Earth Radiation Budget (1957-1984), *Rev. Geophys.*, 24, 357–377.

Hunt G., R. Kandel und A. T. Mecherikunnel, 1986: A History of presatellite Investigations of the Earth Radiation Budget, *Rev. Geophys.*, 24, 351–356.

IBS, 1995: Baltic Sea Experiment: Implementation Plan. International BALTEX Secretariat Publication, Internationales BALTEX Sekretariat, GKSS-Forschungszentrum, 21502 Geesthacht, 2, 84 S.

IBS, 1997: The main BALTEX Experiment BRIDGE: A strategic Plan. International BALTEX Secretariat Publication, Internationales BALTEX Sekretariat, GKSS-Forschungszentrum, 21502 Geesthacht, 9, 75 S.

Jacob, D., M. Claussen, D. Majewski, R. Podzun und B. Rockel, 1995: REMO – a Model for Climate Research and Weather Forecast, Seiten 7.31–7.32, veröffentlicht in: Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, A. Staniforth, WCRP, WMO/TD, Genf, 665.

Kästner, M., K. T. Kriebel, R. Meerkötter, W. Renger, G. H. Ruppertsberger und P. Wendling, 1993: Comparison of Cirrus Height and Optical Depth derived from Satellite and Aircraft Measurements, Mon. Wea. Rev. , 121, 2708–2717.

Kandel, R. S., 1990: Satellite Observations of the Earth Radiation Budget and Clouds, Space Sci. Res., 52, 1–32.

Kandel, R. B., J.-L. Monge, M. Viollier, L. A. Pakhomov, V. I. Adasko, R. G. Reitenbach, E. Raschke und R. Stuhlmann, 1994: The ScaRaB Project: Earth Radiation Budget Observations from the METEOR Satellites, Adv. Space Res., 14, 147–154.

Kandel, R. B., M. Viollier, P. Raberanto, J. Ph. Duvel, L. A. Pakhomov, V. A. Golovko, A. P. Trishchenko, J. Mueller, E. Raschke, R. Stuhlmann und die International ScaRaB Scientific Working Group (ISSWG), 1998: The ScaRaB Earth Radiation Budget Dataset, Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 765–783.

Karlsson, K.-G., 1989: Development of an operational Cloud Classification Model, Int. J. Rem. Sens., 10, 687–693.

Karlsson, K.-G., 1996: Cloud Classification with the SCANDIA Model, Reports Meteorology and Climatology, SMHI, 36 S.

Karlsson, K.-G., 1997: Cloud Climate Investigations in the Nordic Region Using NOAA AHVRR Data, Theor. Appl. Climatol., 57, 181–195.

Karstens, U., R. Nolte-Holube und B. Rockel, 1996: Calculation of the Water Budget over the Baltic Sea Catchment Area using Regional Forecast Model REMO for June 1993, Tellus, 48A, 684–692.

Kidwell, K. B., 1995: NOAA Polar Orbiter User's Guide, NOAA-NESDIS, TD-106, 412 S.

Kriebel, K. T., R. W. Saunders und G. Gesell, 1989: Optical Properties of Clouds derived from fully cloudy pixels, *Beitr. Phys. Atmos.*, 62, 165–171.

Li, Z. und A. P. Trishchenko, 1999: A study toward an improved Understanding of the Relationship between Visible and Shortwave Measurements, *J. Atmos. Oceanic. Tech.*, 16, 347–360.

Lorenz, E. N., 1955: Available Potential Energy and the Maintenance of the General Circulation, *Tellus*, 7, 157–167.

Majewski, 1991: The Europamodell of the Deutscher Wetterdienst. In: ECMWF course „Numerical methods in atmospheric models“, 2, 147–191.

Malessa-Röber, A., K. T. Kriebel und G. Gesell, 1997: Cloud Detection from AVHRR GAC Data with APOLLO over Africa and adjacent Oceans, In: EUMETSAT Meteorological Satellite Data User's Conference 29.9.–3.10.1997, EUM P 21, 147–154.

Mannstein, H., R. Meyer und P. Wendling, 1997: Operational Detection of Contrails from NOAA-AVHRR Data, DLR-Report, Oberpfaffenhofen, 92, 22 S.

Margules, M., 1903: Über die Energie der Stürme, *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Zentralanstalt für Meteorologie*, Wien, 1–26.

Minnis P. und E. F. Harrison, 1984: Diurnal Variability of regional Cloud Clear-Sky Radiative Parameters derived from GOES data: Part I: Analysis Method, *J. Climate Appl. Met.*, 23, 993–1011.

Minnis, P., W. L. Smith, D. P. Garber, J. K. Ayers und D. R. Doelling, 1995: Cloud Properties derived from GOES-7 for Spring 1994 ARM Intensive Observing Period using Version 1.0.0 of ARM Satellite Data Analysis Program, NASA Reference Publication, 1366, 59 S.

Mitchell, R. M., D. M. O'Brien und B. W. Forgan, 1996: Calibration of the AVHRR Shortwave Channels: II. Application to NOAA 11 during Early 1991, *Rem. Sens. Environm.*, 55, 139–152.

Monge, J. L., R. S. Kandel, L. A. Pakhomov und V. I. Adasko, 1991: ScaRaB Earth Radiation Budget scanning Radiometer, *Metrologia*, 28, 261–284.

Müller, J., B. Bauche und E. Raschke, 1994: A Study for an Earth Radiation Budget Radiometer for a Geostationary Platform, *Meteorol. Z.*, N.F. 3, 11–21.

Müller, J., R. Stuhlmann, R. Becker, E. Raschke, J.-L. Monge und P. Burkert, 1995: Ground-based Calibration Facility for the Scanner for Radiation Budget Instrument in the Solar Spectral Domain, *Metrologia*, 32, 657–660.

Müller, J., R. Becker, R. Stuhlmann, E. Raschke, J.-L. Monge, R. Kandel, P. Burkert und L. A. Pakhomov, 1996: Characterization of Flight Model 1 of the Scanner for Radiation Budget (ScaRaB) Instrument in the Solar Spectral Domain, *Adv. Space Res.*, 17, 59–62.

Müller, J., R. Stuhlmann und R. Hollmann, 1999: Comparison of ScaRaB Narrowband visible Channel with other Satellite Instruments, *Adv. Space Phys.*, 23, 1425–1434.

Müller, J., R. Stuhlmann, R. Hollmann, K. Dammann, J. E. Harries, S. Kellock, R. Mossavati, R. Wrigley, D. Crommelynck, S. DeWitte P. Allan, M. Caldwell und E. Sawyer, 1999: GERB: An Earth Radiation Budget Instrument on second Generation METEOSAT, *Adv. Space Res.*, 24, 921–924.

Olesen, F. S. und H. Grassl, 1985: Cloud Detection and Classification over Oceans at night with NOAA-7, *Int. Rem. Sens.*, 6, 1435–1452.

Price, J.C., 1987: Radiometric Calibration of Satellite Sensors in the Visible and Near-Infrared: History and Outlook, *Remote Sens. Environm.*, 22, 3–9.

Price, J.C., 1988: An Update on Visible and Near-Infrared Calibration of Satellite Instruments, *Remote Sens. Environm.*, 24, 419–422.

Ramanathan, V., 1987: The Role of Earth Radiation Budget Studies in Climate and General Circulation Research, *J. Geophys. Res.*, 92, 4075–4095.

Rao C. R. und J. Chen, 1995: Inter-Satellite Calibration Linkages for the Visible and Near-Infrared Channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-7, -9, and -11 Spacecraft, *Int. Rem. Sens.*, 16, 1931–1942.

Rao C. R. und J. Chen, 1996: Post-Launch Calibration of the Visible and Near-Infrared Channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 Spacecraft, *Int. J. Rem. Sens.*, 17, 2743–2747.

Raschke E., T. H. Vonder Haar, W. B. Bandeen und M. Pasternak, 1973: The Annual Radiation Balance of the Earth-Atmosphere System during 1969-1970 from Nimbus-3 Measurements, *J. Atmos. Sci.*, 30, 341–364.

Raschke, E., U. Karstens, R. Nolte-Holube, R. Brandt, H.-J. Isemer, D. Lohmann, M. Lobmeyr, B. Rockel und R. Stuhlmann, 1998: The Baltic Sea Experiment BALTEX: A brief Overview and some selected Results of the Authors, *Surveys in Geophysics*, 19, 1–22.

Reynolds, D. W. und T. H. VonderHaar, 1977: A Bispectral Method for Cloud Parameter Determination, *Mon. Weath. Rev.*, 105, 446–457.

Ritter, B. und J. F. Geleyn, 1992: A comprehensive Radiation Scheme for numerical Weather Prediction with Potential Applications in Climate Simulations, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 758–766.

Rossow, W. B., E. Kinsella, A. Wolf und L. C. Garder, 1987: International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): Documentation of Cloud Data, WCRP, WMO, Technical Document, TD 266.

Rossow, W. B. und R. B. Schiffer, 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261–2287.

Salomonson, V.V., 1968: Anisotropy in Reflected Solar Radiation, Atmospheric Science Paper, 128, Colorado State University, Colorado.

Saunders, R. W., 1986: An automated Scheme for the Removal of Cloud Contamination from AVHRR Radiances over Western Europe, *Int. Rem. Sens.*, 7, 867–886.

Saunders, R. W. und K. T. Kriebel, 1988: An improved Method for detecting Clear Sky and Cloudy Radiances from AVHRR Data, *Int. Rem. Sens.*, 9, 123–150.

Schickel, K. P., H. E. Hoffmann und K. T. Kriebel, 1994: Identification of icing Water Clouds by NOAA AVHRR Satellite Data, *Atmospheric Res.*, 34, 177–183.

Schiffer, R. A. und W. B. Rossow, 1983: The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). The first Project of the World Climate Research Programme, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 64, 779–784.

Smith W. L., J. Hickey, H. B. Howell, H. Jacobowitz, D. T. Hilleary und A. J. Drummond, 1977: Nimbus-6 Earth Radiation Budget Experiment, *Appl. Opt.*, 16, 306–318.

Standfuss, C., H. D. Hollweg und H. Grassl, 1993: The Impact of a Radiation Budget Scanner aboard METEOSAT second Generation on the Accuracy of Regional Radiation Budget Parameters, *Bericht aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A: Meteorologie, Hamburg*, 10, 78 S.

Standfuss, C., 1997: Synergie von Satellitendaten am Beispiel der Modellierung des Tagesganges der planetaren Strahlungsbilanz, *Dissertation, GKSS 97/E/24*, 104 S.

Stowe, L., E. McClain, R. Carey, P. Pellegrino, G. Gutman, P. Davis, C. Long und S. Hart, 1991: Global Distribution of Cloud derived from NOAA/AVHRR operational Satellite Data, *Adv. Space Res.*, 11, 51–54.

Stuhlmann, R. und G. L. Smith, 1988a: A Study of Cloud-Generated Radiative Heating and its Generation of available Potential Energy: Part I: Theoretical Background, *J. Atmos. Sci.*, 45, 3911–3927.

Stuhlmann, R. und G. L. Smith, 1988b: A Study of Cloud-Generated Radiative Heating and its Generation of available Potential Energy: Part II: Results for a climatological zonal mean January, *J. Atmos. Sci.*, 45, 3928–3943.

Suttles, J.T., R.N. Green, P. Minnis, G.L. Smith, W.F. Staylor, B.A. Wielicki, I.J. Walker D.F. Young, V.R. Taylor und L.L. Stowe, 1988: *Angular Radiation Models for Earth-Atmosphere System, Vol. 1, NASA Reference Publication 1184.*

Teilleit, P. M., P. N. Slater, Y. Ding, R. P. Santer und R. D. Jackson, 1990: Three Methods for the absolute Calibration of the NOAA AVHRR Sensors in Flight, *Remote Sens. Environm.*, 31, 105–120.

Trishchenko, A. und Z. Li, 1998: Use of ScaRaB Measurements for Validating a GOES-Based TOA Radiation Product, *J. Appl. Meteor.*, 37, 591–605.

Viollier, M., R. Kandel, und P. Raberanto, 1995: Inversion and Space-time averaging Algorithms for ScaRaB (Scanner for the Earth Radiation Budget). Comparison with ERBE, *Ann. Geophysicae*, 13, 959–968.

Wielicki, B. A. und R. N. Green, 1989: Cloud Identification for ERBE Radiative Flux Retrieval, *J. Appl. Meteor.*, 28, 1133–1146.

Wielicki, B. A., R. B. Cess, M. D. King, D. A. Randall und E. F. Harrison, 1995: Mission to Planet Earth: Role of Cloud and Radiation in Climate, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 2125–2153.

Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen und E. Roeckner, 1995: Regional Climate Simulation with a high resolution GCM: Surface Radiative Fluxes, *Climate Dynamics*, 11, 469–486.

Wilson R. S., R. B. Lee III, B. R. Barkstrom, H. Bitting, J. Paden, D. K. Pandey, K. J. Priestley, G. L. Smith, S. Thomas und K. L. Thornhill, 1998: On Orbit Solar Calibration Using the TRMM Cloud's and Earth's Radiant Energy System (CERES) In-Flight Calibration System, *Optical Sci., Eng. & Instrum.*, Proc. SPIE, 3439, San Diego, Cal., 19. – 24. July 1998.

Zhang, Y., B. Rockel, R. Stuhlmann, R. Hollmann und U. Karstens, 2000: REMO Cloud Modelling: Improvements and Validation with ISCCP-Data, eingereicht und akzeptiert bei *J. Appl. Meteor.*