

**Wolkenoberseitenvariabilität aus Radardaten –  
statistische Analyse und Einfluss auf die Strahlung am  
Oberrand der Atmosphäre**

**Diplomarbeit**  
im Fach Hydrologie  
der  
Technischen Universität Dresden –  
Fakultät Forst-, Geo-, Hydrowissenschaften  
**Lehrstuhl für Meteorologie**  
Prof. Dr. Ch. Bernhofer

Eingereicht von:

Falk Richter

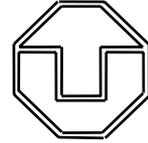
(geb.: 29.11.1980)

Betreuer: Dipl. Geogr. Klemens Barfus, PD Dr. Franz H. Berger

Verantwortlicher Hochschullehrer:

Prof. Dr. Ch. Bernhofer

Dresden, 3. September 2005



---

## Aufgabenstellung für die Diplomarbeit

in der Fachrichtung: Meteorologie

---

Name des Diplomanden: Falk Richter

---

### **Thema:**

Wolkenoberseitenvariabilität aus Radardaten – statistische Analyse und Einfluss auf die Strahlung am Oberrand der Atmosphäre

### **Zielsetzung:**

In heutigen Algorithmen zur Bestimmung von Wolkeneigenschaften vom Satelliten werden Wolken stark vereinfacht behandelt. Dabei werden neben einer horizontalen Homogenität des Flüssigwassergehaltes auch einheitliche Wolkenoberseitenhöhen angenommen. Da Wolken jedoch starke Variabilität hinsichtlich der Wolkenoberseitenhöhe aufweisen, gilt es deren Statistik und ihren Einfluss auf das Strahlungsfeld zu untersuchen. Dafür werden Daten des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg des Deutschen Wetterdienstes genutzt, da hier die Kombination verschiedenster Messgeräte eine umfassende Beobachtung des Zustandes der Atmosphäre zum Zeitpunkt der Wolkenbeobachtung bieten. Ziel der Arbeit ist es, den Fehler bei der Bestimmung von Wolkenparametern, wie sie in hydrologisch-meteorologischen Modellen Anwendung finden, der durch die Vernachlässigung der Wolkenoberseitenvariabilität in den Fernerkundungsverfahren entsteht, abzuschätzen.

### Arbeitsschritte

- 1.) Aufarbeitung und Zusammenführung der Messdaten des MOL
- 2.) Extraktion statistischer Parameter, die die Wolkenoberseitenvariabilität beschreiben
- 3.) Beschreibung der Korrelation zwischen Wolkenoberseitenvariabilität und gemessenen atmosphärischen Eigenschaften (z.B. Temperaturprofil)
- 4.) Generierung von Wolkenfeldern mit beobachteter Wolkenoberseitenvariabilität und entsprechenden Vergleichsfeldern ohne Variabilität (mittlere Wolkenobergrenze)
- 5.) Strahlungstransfersimulationen mit Monte Carlo Modell MC Unik
- 6.) Vergleich der Ergebnisse für Wolkenfelder mit Variabilität und ohne Variabilität
- 7.) Diskussion und Interpretation der Ergebnisse

**Ausgehändigt am:** 4.3.2005

**Einzureichen am:** 3.8.2005

**Betreuer:** Klemens Barfus, PD Dr. Franz H. Berger

Verantwortlicher Hochschullehrer  
Prof. Dr. Christian Bernhofer

## Danksagung

Meinem wissenschaftlichen Betreuer Herrn Dipl. Geogr. Klemens Barfus möchte ich für die freundliche Unterstützung bei der Bearbeitung des Themas und für den vielseitigen fachlichen Rat danken. Ich verdanke Ihm jede erdenkliche und hilfreiche Unterstützung und viele anregende Gespräche.

Ich möchte Ihm weiterhin danken, weil er mich in jeder Phase der Arbeit sehr sachkundig und richtungweisend begleitete, mich stets ermunterte und viel Geduld zeigte und besonders in der finalen Phase viel Zeit investierte und auch vor so mancher langen Nacht nicht zurück schreckte.

Weiterhin bedanke ich mich bei Dr. Ulrich Görzdorf vom Deutschen Wetterdienst (DWD), der nicht nur als Kontaktperson bei der Datenbereitstellung immer ein offenes Ohr hatte, sondern mir auch die ein oder andere mühselige Vorarbeit ersparte.

Ferner bedanke ich mich bei Sebastian Winkler, der mich weit über seine Aufgaben als studentische Hilfskraft hinaus bei der rechen-technische Umsetzung der Strahlungstransfersimulation unterstützte.

Auch Prof. Michael Schulz vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen gilt mein Dank. Die schnelle und kompetente Beantwortung meiner Fragen und Probleme im Bereich der Spektralanalyse waren sehr hilfreich.

Nicht unerwähnt möchte ich Prof. Dr. Ch. Bernhofer lassen, der Leiter der Professur Meteorologie stand mir, ebenso wie die Mitarbeiter Dr. Valeri Goldberg, Michael Sommer, Nadja Gundelwein, Angela Schwiebus, Johannes Franke und Michaela Surke, um nur einige zu nennen, unermüdlich und immer freundlich bei der praktischen Umsetzung und Fertigstellung der Arbeit zu Seite.

Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank.

## Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbständig angefertigt habe. Es wurden nur die in der Arbeit ausdrücklich benannten Quellen und Hilfsmittel benutzt. Wörtlich oder sinngemäß übernommenes Gedankengut habe ich als solches kenntlich gemacht.

---

Ort, Datum

---

Unterschrift

## Zusammenfassung

Eine Vereinfachung geometrischer Wolkenoberseitenstrukturen durch die Annahme homogener Oberseiten zieht bei der Betrachtung von Strahlungsprozessen, im Vergleich zu realistischen inhomogenen Wolkenoberseiten Fehler nach sich. In der vorliegenden Arbeit wird der Einfluss der Wolkenoberseitenvariabilität auf die Strahlung am Oberrand der Atmosphäre untersucht. Weiterhin wird versucht durch statistische Analysen, die Wolkenoberseitenvariabilität aus Atmosphärenparametern abzuleiten.

Durch die Verwendung zeitlich hoch aufgelöster Messungen von Wolkenoberseitenhöhen kann auch der Einfluss kleinskaliger Wolkenoberseitenvariabilitäten auf den Strahlungstransfer in die Betrachtungen einbezogen werden. Diese kleinräumigen Wolkenstrukturen werden in Strahlungsbetrachtungen, die auf Satellitenmessungen basieren, oft vernachlässigt.

Die Untersuchung der Messreihen mittels der Spektralanalyse ergab Spektren der Wolkenoberseitenhöhen, die mit Werten von  $-1,7$  bis  $-2,0$  über dem oft verwendeten Spektrum von  $-5/3$  liegen.

Eindeutige Zusammenhänge zwischen der Wolkenoberseitenvariabilität und den, die Atmosphäre beschreibenden Parametern, wie z.B. Stabilitätskennzahlen oder Windverhältnisse konnten nicht festgestellt werden. Die statistische Analyse zeigte, dass multivariate Untersuchungen notwendig sind um eventuelle Abhängigkeiten zu zeigen, die es erlauben die Wolkenoberseitenvariabilität aus Atmosphärenparametern herzuleiten.

Der Vergleich von 3D-Strahlungstransfersimulationen von Wolkenfeldern mit homogener und heterogener Oberseitenrealisierung ergaben eine Abhängigkeit der simulierten Reflektivitäten (Strahldichten) vom Betrachtungswinkel für eine zugrunde liegende Wellenlänge von  $0,6 \mu\text{m}$ . Die Reflektivitäten von Wolken mit heterogener Oberseite sind für eine Betrachtungsrichtung senkrecht nach oben größer als die von Wolken mit homogener Oberseite. Mit zunehmendem Betrachtungswinkel kehren sich die Verhältnisse um. Weiterhin konnte eine Abnahme der Differenz zwischen den Reflektivitäten homogener und heterogener Oberseite mit flacher werdendem Sonnenstand nachgewiesen werden. Die Differenzen sinken von bis zu  $1,5 \%$  bei einem Einstrahlwinkel von  $0^\circ$  bis auf  $0 \%$  für einen Einstrahlwinkel von  $60^\circ$ . Diese Entwicklung wurde auch schon in früheren Arbeiten, z.B. Várnai und Davies (1999) beschrieben.

Auch die, in der Literatur beschriebene, geringere Albedo von bis zu  $15 \%$  bei heterogenen Oberseiten im Vergleich zu homogenen Oberseiten, konnte bestätigt werden.

**Schlagwörter:** Wolkenoberseite, Wolkenoberseitenvariabilität, 3D Strahlungstransfer

## Abstract

In radiative transfer simulations the simplification of cloud top structure by homogenous assumptions can breed to mistakes in comparison to realistic heterogeneous cloud top structures. This paper examines the influence of cloud top heterogeneity on the radiation at the top of the atmosphere. Furthermore it will give a statistical analysis of cloud top heterogeneities and tries to relate them to atmospheric parameters.

The use of cloud top measurements with a high temporal resolution allows to analyse small spatial cloud top heterogeneities by using the frozen turbulence assumption for the time-space conversion. Radiative observations are often based on satellite measurements, whereas small spatial structures are not considered in such treatments.

A spectral analysis of the cloud top measurements showed spectra between  $-1.7$  and  $-2.0$ , this values are larger then the spectra of  $-5/3$  which is often used to generate cloud field variability.

Correlations between cloud top variability and parameter that describe the current state of the atmosphere, like stability indices or parameters derived from the vertical wind profile could not be found. The statistical analysis showed, that univariate techniques are unsuitable to derive possible dependences between cloud top variability and atmospheric magnitudes, multivariate techniques could be a solution.

The comparison of 3D radiative transfer results from cloud fields with homogenous and heterogeneous tops have been done for a wavelength of  $0.6 \mu\text{m}$ . The radiative transfer calculations gave higher radiances for heterogeneous cloud tops in zenithal direction. With increasing angles the proportions invert. A decrease in differences of heterogeneous cloud tops and homogeneous ones could also be demonstrated. The differences reduces from  $1.5 \%$  at a solar zenith angle of  $0^\circ$ s to  $0 \%$  at  $60^\circ$ . This effect was also described in earlier studies, for e.g. Várnai and Davies (1999).

Furthermore the lower Albedo for clouds with heterogeneous tops up to  $15 \%$  in comparison to homogenous cloud tops could be demonstrated.

**Keywords:** cloud top, cloud top variability, 3D radiative transfer

## Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis.....	9
Tabellenverzeichnis.....	11
Abkürzungsverzeichnis.....	12
1 Einleitung.....	13
2 Theorie.....	15
2.1 Wolkenmikrophysik.....	15
2.1.1 Flüssigwassergehalt.....	15
2.1.2 Tröpfchengrößenverteilung.....	16
2.1.3 Effektiver Radius.....	17
2.2 Wolkenentstehung und -klassifikation.....	17
2.3 Einflussfaktoren auf die Variabilität der Wolkenoberseite.....	19
2.4 Untersuchung von Zeitreihen.....	22
2.5 Relevante Strahlungsprozesse der Atmosphäre.....	24
2.5.1 Rayleigh-Streuung.....	24
2.5.2 Mie-Streuung.....	25
2.5.3 Absorption.....	26
2.6 Strahlungstransfersimulation – Die Monte-Carlo Methode.....	27
3 Daten.....	29
3.1 Verwendete Messgeräte.....	29
3.2 Datenaufbereitung.....	33

---

4	Methodik.....	36
4.1	Generierung 3-dimensionaler Wolkenfelder.....	36
4.1.1	Spektralanalyse.....	36
4.1.2	Simulation 2-dimensionaler Wolkenoberseitenfelder.....	43
4.1.3	Übergang zu 3-dimensionalen Wolkenfeldern.....	46
4.2	Statistik.....	50
4.2.1	Datengrundlage.....	50
4.2.2	Ergebnisse der statistischen Analyse.....	53
4.3	Strahlungstransfersimulation.....	59
5	Strahlungstransfersimulationsergebnisse und Auswertung.....	63
6	Ausblicke.....	72
	Anhang.....	73
	Anhang A: Beschreibung der Wolkenfelder.....	73
	Anhang B: Übersicht aller Strahlungstransfersimulationen.....	76
	Literaturverzeichnis.....	82
	Stichwortverzeichnis.....	86

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Wechselwirkungen verschiedener Prozesse im Klimasystem (Quelle: Arakawa, 2004, geändert).....	21
Abbildung 2: Gegenüberstellung zweier Zeitreihen mit gleichen statistischen Kenngrößen (a) sowie deren Wahrscheinlichkeitsdichtfunktion (b).....	22
Abbildung 3: Powerspektrum einer Zeitreihe von Wolkenoberseitenmessungen mit potentieller Regression .....	23
Abbildung 4: Polardarstellung der Rayleigh Phasenfunktion, relative Anteile der Streuung in jede Richtung.....	25
Abbildung 5: Polardarstellung der Mie Phasenfunktion, relative Anteile der Streuung in jede Richtung; (b) eine Vergrößerung .....	26
Abbildung 6: Darstellung der gemessenen Reflektivitäten des Wolkenradars .....	30
Abbildung 7: Visualisierung eines Datensatzes aus Radar- und Ceilometermessungen mit verschiedenen Problemfällen.....	33
Abbildung 8: Visualisierung einer aufbereiteten Wolke (grau) mit Vertikalprofilen (hier Messungen des horizontalen Windes).....	35
Abbildung 9: Vergleich Fourieranalyse – Lomb-Scargle; a) untersuchte Zeitreihe, b) Fourierspektrum äquidistante Zeitreihe, c) Lomb-Spektrum nicht äquidistante Zeitreihe, d) Fourierspektrum nicht äquidistante Zeitreihe.....	38
Abbildung 10: Vergleich Fourierspektren; a) nicht äquidistanter Zeitreihe, b) äquidistante Zeitreihe durch Interpolation.....	39
Abbildung 11: Kumuliertes Periodogramm einer Zeitreihe von Wolkenoberseitenmessungen.....	41
Abbildung 12: Powerspektrum einer Zeitreihe von Wolkenoberseitenmessungen (log-log Plot) mit potentieller Regression .....	42
Abbildung 13: exemplarische Darstellung eines generierten Wolkenoberseitenfeldes.....	45
Abbildung 14: Vergrößerung des generierten Wolkenoberseitenfeldes .....	45
Abbildung 15: 3D Wolkenfeld mit homogener Oberseitenrealisierung.....	49
Abbildung 16: 3D Wolkenfeld mit heterogener Oberseitenrealisierung .....	49
Abbildung 17: Absolute Histogramme; a) mittlere Höhe Wolkenoberseite, b) Geltungsdauer der Profilmessungen, c) Standardabweichung Wolkenoberseitenhöhe, d) berechnete Spektren in Geltungsbereichen.....	51
Abbildung 18: absolute Histogramme; a) horizontale Windgeschwindigkeit, b) horizontale Windrichtung, c) vertikale Windgeschwindigkeit, d) Stabilitätsverhältnisse (alle Histogramme beziehen sich auf die Schicht unterhalb der Wolkenoberseite).....	52
Abbildung 19: Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen in Abhängigkeit zum Spektrum, beide Größen beziehen sich auf die jeweiligen Geltungsdauern der Profilmessungen .....	54
Abbildung 20: Geltungsdauer der Profilmessungen in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) und zum Spektrum (b).....	54

Abbildung 21: Temperaturgradient in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) sowie zum Spektrum (b) und Stabilitätsverhältnisse in Abhängigkeit zur Standardabweichung (c) und zum Spektrum (d) (alle Diagramme beziehen sich auf die Schicht unterhalb der Wolkenoberseite).....	55
Abbildung 22: Temperaturgradient der Schicht oberhalb der Wolkenoberseite in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) und zum Spektrum (b).....	56
Abbildung 23: Vertikale Windgeschwindigkeit in der Schicht unterhalb der Wolkenoberseite in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) und zum Spektrum (b).....	57
Abbildung 24: Geschwindigkeitsänderung des Horizontalwindes in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) sowie zum Spektrum (b) und Richtungsänderung des Horizontalwindes in Abhängigkeit zur Standardabweichung (c) und zum Spektrum (d) (alle Diagramme stellen die Differenz zwischen der Schicht oberhalb und unterhalb der Wolkenoberseite dar).....	58
Abbildung 25: modellierte Reflektivitäten homogener und heterogener Wolkenoberseiten verschiedener Sonnenzenitwinkel (a) für c01, c) für c02) sowie die Differenzen dieser Reflektivitäten zwischen heterogener und homogener Wolkenoberseiten in Abhängigkeit vom Beobachtungswinkel (b) für c01, d) für c02).....	70

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Simulierte Reflektivitäten relativ zur Einstrahlung 1 und Albedo für verschiedene vertikale Auflösungen des Wolkenfeldes.....	64
Tabelle 2:	Simulierte Reflektivitäten relativ zur Einstrahlung 1 für verschiedene Sonnenzenitwinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten .....	65
Tabelle 3:	Simulierte totale Transmissionen relativ zur Einstrahlung 1 für verschiedene Sonnenzenitwinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten.....	66
Tabelle 4:	Simulierte Absorptionen relativ zur Einstrahlung 1 für verschiedene Sonnenzenitwinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten .....	67
Tabelle 5:	Simulierte Albeden gemittelt über das Wolkenfeld für verschiedene Sonnenzenitwinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten .....	68
Tabelle 6:	Simulierte Reflektivitäten relativ zur Einstrahlung 1 für verschiedene Sonnenzenitwinkel und Betrachtungswinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten.....	69
Tabelle 7:	geometrische Eigenschaften der betrachteten Wolkenfelder .....	73
Tabelle 8:	Anzahl der Höhenschichten der betrachteten Wolkenfelder bei verschiedenen vertikalen Auflösungen .....	73
Tabelle 9:	mikrophysikalische Eigenschaften der betrachteten Wolkenfelder .....	74
Tabelle 10:	Ergebniszusammenstellung aller Strahlungstransfersimulationen für einen Beobachtungswinkel von 0° .....	77

## Abkürzungsverzeichnis

<b>CB</b>	<b>C</b> loud <b>B</b> ase (Wolkenunterseite)
<b>CCN</b>	<b>C</b> loud <b>C</b> ondensation <b>N</b> uclei (Kondensationskerne)
<b>CT</b>	<b>C</b> loud <b>T</b> op (Wolkenoberseite)
<b>DFT</b>	<b>D</b> iskrete <b>F</b> ourier <b>T</b> ransformation
<b>DWD</b>	<b>D</b> eutscher <b>W</b> etter <b>D</b> ienst
<b>GCM</b>	<b>G</b> eneral <b>C</b> irculation <b>M</b> odel
<b>GPS</b>	<b>G</b> lobal <b>P</b> ositioning <b>S</b> ystem
<b>IR</b>	<b>I</b> nfra <b>R</b> ot
<b>LOMB</b>	<b>L</b> OMB Scargle Algorithmus
<b>LWC</b>	<b>L</b> iquid <b>W</b> ater <b>C</b> ontent (Flüssigwassergehalt)
<b>MCM</b>	<b>M</b> onte <b>C</b> arlo <b>M</b> odell
<b>ofac</b>	<b>o</b> ver sampling <b>f</b> actor
<b>PBL</b>	<b>P</b> lanetary <b>B</b> oundary <b>L</b> ayer (planetare Grenzschicht)
<b>PDF</b>	<b>P</b> robability <b>D</b> ensity <b>F</b> unction (Wahrscheinlichkeits-Dichte-Funktion)
<b>PF</b>	<b>P</b> hase <b>F</b> unction (Phasenfunktion)
<b>PSD</b>	<b>P</b> article <b>S</b> ize <b>D</b> istribution (Tröpfchengrößenverteilung)
<b>R<sub>eff</sub></b>	<b>e</b> ffektiver <b>R</b> adius
<b>SSA</b>	<b>S</b> ingle <b>S</b> cattering <b>A</b> lbedo (Einfach Streualbedo)
<b>STS</b>	<b>S</b> trahlungs <b>T</b> ransfer <b>S</b> imulation
<b>SZW</b>	<b>S</b> onnen <b>Z</b> enit <b>W</b> inkel
<b>TOA</b>	<b>T</b> op <b>O</b> f <b>A</b> tmosphere (Atmosphärenobergrenze)
<b>T/R</b>	<b>T</b> rend <b>R</b> ausch <b>V</b> erhältnis
<b>UV</b>	<b>U</b> ltra <b>V</b> iolett
<b>VEC</b>	<b>V</b> olume <b>E</b> xinction <b>C</b> oefficient (Volumen Extinktionskoeffizient)
<b>2D</b>	<b>Z</b> WEI <b>D</b> imensional
<b>3D</b>	<b>D</b> REI <b>D</b> imensional

# 1 Einleitung

In der Atmosphäre der Erde kann Wasser in allen drei Aggregatzuständen vorkommen. Durch diese Ausnahmestellung nimmt Wasserdampf, Flüssigwasser und Eis in besonderem Maße Einfluss auf das Klima.

Das Wasser der Atmosphäre wirkt sich direkt auf die Wasserbilanz der Erde aus und spielt auch in der Energiebilanz unseres Planeten, durch die bei der Verdunstung aufzubringende und bei der Kondensation freiwerdende latente Wärme, eine entscheidende Rolle.

Wolken, als Erscheinungsform des Wasserdampfes in der Atmosphäre, sind daher sehr klimarelevant. Strahlungsenergien, die antreibenden Kräfte des Klimasystems, und deren Austausch zwischen Atmosphäre und Erdboden werden besonders stark durch Wolken beeinflusst (Arking, 1991).

Wolken und deren begleitende, physikalische Prozesse haben auf folgende Art und Weise Einfluss auf das Klimasystem (Arakawa, 1975):

- durch die Kopplung dynamischer und hydrologischer Prozesse in der Atmosphäre über die Umverteilung von sensibler und latenter Wärme durch Kondensationswärme und Verdunstung,
- durch die Kopplung von Strahlungsprozessen und dynamisch-hydrologischen Prozessen in der Atmosphäre durch Reflexion, Absorption und Emission,
- durch die Beeinflussung hydrologischer Prozesse durch Niederschlag und
- durch die Beeinflussung des Systems Boden-Atmosphäre durch Änderung von Strahlungsprozessen und Prozessen in der Planetaren Grenzschicht (PBL).

Für viele meteorologische und hydrologische Modelle, in denen der Strahlungs- und Energiehaushalt berücksichtigt werden soll, sind daher auch Parameter zur Beschreibung von Wolkeneigenschaften von Interesse.

In den heutigen hydrologisch-meteorologischen Modellen kommen meist Wolkenparameter aus Fernerkundungsverfahren zur Anwendung, mit zumeist geringen räumlichen Auflösungen im Bereich von Kilometern.

Wolken sind aber hinsichtlich ihrer mikrophysikalischen und geometrischen Eigenschaften über viele Skalenbereiche hinweg sehr variabel. Diese Variabilitäten spielen besonders bei Strahlungsbetrachtungen eine mitunter entscheidende Rolle (Loeb et al. 1998).

Somit wird bei der Betrachtung von Strahlungsprozessen ohne ausreichende Berücksichtigung der Variabilitäten der Wolkenparameter ein Verlust an Information im Kauf genommen (Baker und Davies, 1991).

Viele Untersuchungen betrachten die Effekte horizontal variabler optischer Dicken auf den Strahlungstransfer (Evans, 1993; Marshak et al., 1995 a, b; Davis et al., 1997).

Lidarmessungen (Boers et al., 1988) haben jedoch gezeigt, dass die Verteilung der optischen Dicke auch stark von der Variabilität der Wolkenoberseitenhöhen beeinflusst wird.

Bei den oben bereits angeführten Betrachtungen sind die Wolkenoberseiten allein hinsichtlich ihrer mikrophysikalischen Eigenschaften horizontal variabel, geometrisch sind die Wolkenoberseiten horizontal homogen.

Deshalb und auf Grund der häufig getroffenen Annahme einer glatten Wolkenoberseite, soll der Einfluss der Variabilität der Wolkenoberseite auf den Strahlungstransfer im Mittelpunkt dieser Arbeit stehen.

Wie viele Studien zuvor (Baker und Davies, 1992 b; Marshak et al., 1995 a, b; Davis et al., 1997; Zuidema und Evans, 1998), nutzt auch diese Untersuchung die Spektralanalyse um die räumliche Variabilität der Wolken zu untersuchen. Es kommen demnach Spektren gemessener Zeitreihen von Wolkenoberseiten zur Anwendung. Auf die statistische Analysetechnik sowie auf alle anderen relevanten theoretischen Hintergründe dieser Arbeit wird in Abschnitt 2 näher eingegangen.

Im Gegensatz zu vielen früheren Untersuchungen mit geringen Auflösungen, kommen hier zeitlich hoch aufgelöste Wolkenoberseitenmessungen des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg zum Einsatz. Auf die Problematik der oft zu geringen Auflösung von Wolkeneigenschaften bei Strahlungsbetrachtungen wird auch schon in Evans et al. (2004) verwiesen.

In Abschnitt 3 soll der messtechnische Aspekt der Datengewinnung und die Eigenschaften der gewonnenen Daten, besonders in Hinblick auf die Datenaufbereitung, beleuchtet werden.

Eine in Abschnitt 4 erläuterte statistische Untersuchung der gemessenen Parameter soll versuchen, die Wolkenoberseitenvariabilität mit anderen Atmosphärenparametern in Verbindung zu bringen. Des Weiteren bietet dieser Gliederungspunkt einen detaillierteren Überblick über die Vorgehensweise von den gemessenen Zeitreihen der Wolkenoberseitenhöhen bis hin zu den simulierten Wolkenfeldern, mit denen dann Strahlungstransfersimulationen durchgeführt werden. Diese werden abschließend in Abschnitt 4 beschrieben. Die Ergebnisse der Strahlungstransfersimulation werden in Abschnitt 5 dargestellt und diskutiert. Der 6. Gliederungspunkt bietet abschließend Ausblicke und Anregungen.

## 2 Theorie

Dieses Kapitel soll theoretische Grundlagen erläutern, die für das spätere Verständnis der einzelnen Arbeitsschritte notwendig sind, bzw. dies erleichtern.

Zu Beginn wird auf die Wolken, die im Focus der Betrachtung stehen eingegangen. In Punkt 2.1 werden mikrophysikalische Eigenschaften von Wolken besprochen. Punkt 2.2 gibt eine Übersicht über Entstehungsprozesse von Wolken, sowie über verschiedene Möglichkeiten der Klassifikation. Wodurch die Oberseite der so entstandenen Wolken beeinflusst werden kann, wird in Punkt 2.3 beschrieben

Die in Punkt 2.3 angesprochenen Prozesse erzeugen eine Variabilität der Wolkenoberseite. Abschnitt 2.4 geht auf Analysemethoden von Zeitreihen ein, die zur Untersuchung der gemessenen Wolkenoberseitenvariabilität herangezogen werden können.

Unterpunkt 2.5 stellt relevante Strahlungsprozesse in der Atmosphäre dar. Sie bilden die Grundlage für die Strahlungstransfersimulation mittels Monte-Carlo Modellen, auf die in Punkt 2.6 eingegangen wird.

### 2.1 Wolkenmikrophysik

Wolken sind eine Ansammlung von Wassertröpfchen und Eiskristallen verschiedener Form und Größe und stellen somit neben Dunst, Nebel und Niederschlägen, in flüssiger oder fester Form, eine Erscheinungsform des atmosphärischen Wassers dar.

Die Eigenschaften und Verteilung des Flüssigwassers in der Atmosphäre werden durch folgende Parameter beschrieben:

- Flüssigwassergehalt (LWC – liquid water content),
- Tröpfchengrößenverteilung (PSD – particle size distribution),
- effektiver Radius ( $R_{\text{eff}}$ ).

Im Folgenden sollen alle diese Parameter näher beleuchtet werden.

#### 2.1.1 Flüssigwassergehalt (LWC)

Der LWC ist die Masse Wasser pro Kubikmeter Gemisch (trockene Luft und Wasserdampf) und wird in  $\text{g/m}^3$  angegeben. Die Größenordnungen reichen von ca.  $0,01 \text{ g/m}^3$  in Cirren bis zu mehreren  $\text{g/m}^3$  in Cumulonimben (Simmer, 1994).

Es gibt verschiedene Möglichkeiten wie flüssiges Wasser in der Atmosphäre entstehen kann.

Eine Möglichkeit ist die adiabatische Abkühlung durch Konvektion warmer Luftmassen vom Erdboden. Dabei dehnt sich ein am Boden erwärmtes Luftpaket beim Aufsteigen aus, ohne mit seiner Umgebung Wärme auszutauschen. Die für die Ausdehnungsarbeit benötigte Energie wird dem inneren Vorrat entnommen, wodurch sich das Luftpaket abkühlt.

Die Abkühlung hat ein Absinken des Sättigungsdampfdruckes zur Folge, erreicht dieser den Wert des Dampfdruckes, setzt Kondensation ein, wodurch Flüssigwasser entsteht. Die Höhe in der Kondensation einsetzt wird Kondensationsniveau genannt.

Neben dem oben genannten freien Aufstieg gibt es noch die Möglichkeit der Abkühlung eines Luftpaketes durch erzwungenen Aufstieg, z.B. an Gebirgen, Tiefdruckkernen und Frontensystemen.

Bedingt durch die verschiedenen Entstehungsprozesse von Flüssigwasser weist der LWC eine hohe horizontale und vertikale Variabilität auf.

Ein vereinfachtes Vertikalprofil des LWC ist das adiabatische Profil. Dabei bewegt sich eine Luftmasse in der Wolke entlang der Feuchtadiabaten aufwärts. Kondensiertes Flüssigwasser fällt nicht aus, sondern wird mit nach oben transportiert, wodurch der LWC steigt kontinuierlich mit der Höhe an.

Das adiabatische LWC-Profil stellt allerdings eine Obergrenze dar, in der Natur liegt der tatsächliche Wert in einer Höhe stets unter dem des adiabatischen Profils.

### **2.1.2 Tröpfchengrößenverteilung (PSD)**

Die PSD gibt die Anzahl der Tröpfchen in einem Radiusintervall  $[r, r + dr]$  pro Volumenelement an.

Die Tröpfchengrößenverteilung ist neben dem zur Verfügung stehenden Flüssigwasser besonders von der Anzahl vorhandener Kondensationskerne (CCN - cloud condensation nuclei) abhängig. Sind wenige CCN in der Luft vorhanden, wie es meist über dem Meer der Fall ist, so bilden sich nur wenige, dafür aber große Tropfen aus. Über den Kontinenten und bei verschmutzter Luft sind viele CCN verfügbar, und es kommt zur Ausbildung vieler kleinerer Tropfen. Die Verteilung der Tröpfchengröße ist somit vom Ort der Wolkenentstehung, aber auch von der Art und Weise der Entstehung und damit von der Wolkenart abhängig.

Viele Untersuchungen der PSD in Wolken haben gezeigt, dass diese gut durch die Gamma Verteilungsfunktion beschrieben werden kann. Diese Verteilungsfunktion findet häufig Anwendung als Ausgleichsfunktion von Messreihen oder als Grundlage bei fehlenden Messungen. Bei Verwendung der Gamma-Verteilung ist eine Anpassung der Funktion durch Bestimmung oder Annahme der Verteilungsparameter vorzunehmen.

$$N(r) = C \cdot r^\alpha \cdot \exp(-\beta \cdot r^\gamma) \quad [1]$$

Gleichung [1] stellt die modifizierte Gamma-Verteilung dar, mit  $\gamma = 1$  ergibt sich die Standard-Gammaverteilung. Der Parameter  $C$  ist abhängig von der Tröpfchenanzahl  $N$ ,  $r$  ist der Tröpfchenradius im jeweiligen Intervall und  $\alpha$ ,  $\beta$  sowie  $\gamma$  sind entsprechend anzupassende Verteilungsparameter. Nähere Erläuterungen dazu finden sich z.B. in Lenoble (1993).

Einem LWC können viele verschiedene PSD zugrunde liegen, wobei die Verteilung der Tröpfchengröße die Strahlung in hohem Maße beeinflusst. So ist z.B. die Extinktion, bei gleichem LWC, in einem Volumenelement mit vielen kleinen Tropfen höher als in einem Volumen mit weniger, aber größeren Tropfen (Petty, 2004).

### 2.1.3 Effektiver Radius ( $R_{\text{eff}}$ )

$R_{\text{eff}}$  ist proportional zum Verhältnis der Mittelwerte von Volumen und Oberfläche der Tropfen (Hansen und Travis, 1974).

$$R_{\text{eff}} = \frac{\int_0^{\infty} N(r) \cdot r^3 dr}{\int_0^{\infty} N(r) \cdot r^2 dr} \quad [2]$$

In [2] ist  $N(r) dr$  [ $\text{m}^{-3}$ ] die Anzahl der Wolkentröpfchen mit Radien im Intervall  $(r, r + dr)$ .

$R_{\text{eff}}$  gilt als einer der wichtigsten Parameter jeder PSD (Kokhanovsky, 2004). Zur Bestimmung des  $R_{\text{eff}}$  ohne Parametrisierungen, ist die PSD für den jeweiligen LWC notwendig.

Eine solche Parametrisierung findet z.B. Anwendung, wenn keine entsprechenden Messergebnisse für die PSD zur Verfügung stehen. Eine Parametrisierung ist die in Bower et al. (1994) beschriebene, sie basiert auf einer Reihe von Messungen und fand auch in dieser Arbeit Anwendung. Einzelheiten zu dieser Parametrisierung, sind in Abschnitt 4.2.3 zu finden.

## 2.2 Wolkenentstehung und -klassifikation

Zur Ausbildung von Wolken kommt es durch Kondensation und Sublimation von Wasserdampf in der Atmosphäre. Die Voraussetzungen dafür sind:

- das Erreichen des Sättigungsdampfdruckes und
- das Vorhandensein von Kondensationskernen (CCN).

Die Entstehung einer Wolke ist gleichbedeutend mit der Ausbildung von Flüssigwasser (LWC) in der Atmosphäre. Wie es dazu kommen kann wurde im vorherigen Abschnitt beschrieben.

Dabei begünstigen die CNN die Ausbildung einer Wolke, da sie die benötigte Übersättigung herabsetzen. In reiner Luft ist eine Übersättigung von mehreren hundert Prozent notwendig um Flüssigwasser entstehen zu lassen, durch die Anwesenheit von CNN verringert sich diese Übersättigung auf knapp über 100%. Dieser Effekt lässt sich mit dem geringeren Sättigungsdampfdruck über größeren Partikeln, und Lösungen erklären.

Neben dem Einfluss der Kondensationskerne, die durch ihr Auftreten die Wolkenbildung beschleunigen und über ihre Anzahl auch Einfluss auf die Tröpfchengrößenverteilung nehmen, sind noch zwei weitere Prozesse für die Ausbildung und das Wachstum von Wolkentröpfchen entscheidend:

- Kollision und Koaleszenz (Zusammenstoßen und Zusammenwachsen)

Durch Auf- und Abbewegungen in der Wolke kommt es zum Zusammenprall und Verschmelzen zwischen Wolkentröpfchen (Koagulation zwischen Tropfen und Kristallen), so wachsen große auf Kosten kleinerer Tropfen.

- Bergeron-Findeisen-Prozess

Da der Sättigungsdampfdruck über Wasser größer ist als über Eis, kann es dazu kommen, dass Tröpfchen verdunsten während über Kristallen weiterhin Sublimation stattfindet. Damit wachsen Eiskristalle auf Kosten von Tröpfchen.

Durch diese Vielzahl an Prozessen kommt es zu einer hohen Variabilität in der Verteilung und in der Form des Auftretens (z.B. PSD) von Flüssigwassers in der Atmosphäre. Diese Variabilität spiegelt sich in den verschiedenen Wolkenarten wieder.

Eine Einteilung der Wolkenarten ist durch die Höhe ihres Auftretens möglich. Sie können in tiefe, mittel-hohe und hohe Wolken, sowie Wolken mit großer vertikaler Ausdehnung unterteilt werden, oder auf Grund des Aggregatzustandes des enthaltenden Wassers, in Wasser-, Misch- und Eiswolken.

Im unteren Stockwerk (0-2,5 km Höhe) bestehen die Wolken aus flüssigem Wasser, typisch für diese Region sind Cumulus-, Stratus- und Stratocumuluswolken.

Im mittleren Stockwerk (2,5-6 km Höhe) sind hauptsächlich Mischwolken anzutreffen, das sind Wolken, die sowohl aus unterkühltem Wasser als auch aus Eis bestehen. Hier sind Altocumulus und Altostratus zu nennen.

Das obere Stockwerk (oberhalb 6 km) besteht ausschließlich aus reinen Eiswolken, dies sind Cirrus, Cirrocumulus und Cirrostratus.

Konvektive Wolken mit großer vertikaler Mächtigkeit, die sich über mehrere Stockwerke erstrecken können, sind Nimbostratus und Cumulonimbus, wobei dies meist Mischwolken sind.

Wolken lassen sich auch nach der Art ihrer Entstehung unterscheiden, in stratiforme und konvektive Bewölkung.

Stratuswolken entstehen durch großräumige Hebungsprozesse bei stabiler Schichtung, z.B. beim Aufgleiten an Frontensystemen.

Konvektive Bewölkung entsteht dagegen durch das rasche Aufsteigen warmer Luft vom Erdboden.

### **2.3 Einflussfaktoren auf die Variabilität der Wolkenoberseite**

In den letzten beiden Abschnitten wurden schon einige Faktoren, die die Variabilität der Wolke allgemein, aber auch der Wolkenoberseite speziell, beeinflussen können, dargestellt. Die Entstehung von Variabilitäten, besonders in Hinblick auf die Wolkenoberseite soll hier vertieft und komplettiert werden.

Die verschiedenen Entstehungsmechanismen, als großskalige Prozesse gesehen, erzeugen selbst schon eine Variabilität in der Erscheinungsform von Wolken. Stratuswolken, die durch Hebungsprozesse mit großräumig ähnlichen Bedingungen entstehen, weisen eine geringere Variabilität auf. Stratusbewölkung ist durch eine weitgehend glatte Ober- und Unterseite gekennzeichnet.

Konvektive Bewölkung weist eine höhere Variabilität der Oberseite auf. Diese Inhomogenität entsteht durch einen raschen Aufstieg der am Boden erwärmten Luftmassen. Durch diesen raschen Aufstieg und das, durch den Massenerhalt bedingte, zwar langsamere Absinken der Luftmassen, entstehen Verwirbelungseffekte in den Randbereichen der Wolke. Diese können z.B. Einmischungen trockener Luft in die Wolke, und damit partielle Auflösungen zur Folge haben. Diese Einmischung von trockeneren Luftmassen von außen in die Wolke wird als Entrainment bezeichnet. Es kann, wie hier beschrieben, an den Seiten der Wolke, aber auch oben und unten auftreten. Dieser Effekt beeinflusst nicht nur die Wolkengeometrie, sondern auch die mikrophysikalischen Eigenschaften wie Tröpfchengrößenverteilung oder LWC (Blyth, 1992).

Eine weitere Ursache für räumliche Heterogenität, besonders an der Wolkenoberseite ist das so genannte Overshooting. Damit ist ein, durch Trägheit und hohe Aufwindgeschwindigkeiten der aufsteigenden Luftmassen bedingter, fortschreitender Aufstieg über die Höhe gleicher Dichten von aufsteigender Luft und Umgebungsluft gemeint. Der Begriff des Overshooting steht oft im Zusammenhang mit Wolken, die bis zur Tropopause reichen, und diese aufgrund des Overshootings durchbrechen (Sherwood und Dressler, 2003). Dieser Effekt kann natürlich auch in tieferen Bereichen der Troposphäre auftreten, z.B. wenn Invasionen eine Wolke nach oben hin abgrenzen. Durch die in einer Wolke vorherrschenden verschiedenen Aufstiegsgeschwindigkeiten kommt es zu einer Variabilität der Wolkenoberseitenhöhen. Weiterführend kann hierbei auch die horizontale und vertikale Ausdehnung einer Wolke, in Bezug auf die Wahrscheinlichkeit des Auftretens und die Größe solcher Aufwindssysteme, entscheidend sein.

Die bis hier angesprochenen Einflussfaktoren auf die Ausprägung der Wolkenoberseite sind direkt oder indirekt mit Turbulenzeffekten verbunden. Turbulenz kann natürlich auch außerhalb der Wolke eine eigenständige Ursache für räumliche Heterogenitäten sein. Dies kann aktiv durch Windscherungseffekte an der Wolkenoberseite erfolgen, aber auch passiv, wenn durch Invasionen oder Grenzschichten eine solche Turbulenz verhindert wird.

Weiterhin können so genannte Downdrafts die Gestalt der Wolkenoberseite beeinflussen. Damit ist ein durch evaporativ Cooling bedingtes Einsinken von Luftmassen in die Wolke gemeint, wobei sich an der Wolkenoberseite eine Luftmasse durch einsetzende Verdunstung abkühlt und soweit in die Wolke einsinkt, bis sie mit ihrer Umgebungsluft wieder im Gleichgewicht steht (Blyth, 1992). Dieses Einsinken verursacht Turbulenz und Durchmischung und wirkt sich so auf die Variabilität der Wolkenoberseite aus. Ähnliche Auswirkungen hat der Prozess des radiative Cooling/ Heating. Antrieb ist die Undurchlässigkeit der Wolken gegenüber der infraroten Strahlung (IR), bei gleichzeitiger Durchlässigkeit von Strahlung im sichtbaren Wellenlängenbereich (VIS). Nachts dominiert der Verlust durch Abstrahlung von IR, so dass sich die Wolkenoberseite abkühlt. Diese kalten Wolkenpakete sinken in die Wolke ein. Dadurch kühlt sich die gesamte Wolke ab und wird durch die entstehende Turbulenz durchmischt. Tagsüber, wenn die Oberseite durch den Verlust an IR noch kalt ist, dringt die Sonnenstrahlung schon tiefer in die Wolke ein und erwärmt tieferliegende Schichten. Durch die aus der Wolke aufsteigenden, erwärmten Wolkenpakete und die von oben absinkenden kalten, entsteht wiederum Turbulenz und Durchmischung.

All die angesprochenen Effekte haben Einfluss auf die Variabilität der Wolkenoberseite und viele dieser Vorgänge in der Wolke beeinflussen sich gegenseitig (Arakawa, 2004). Es sei hier noch einmal darauf hingewiesen, dass die Variabilität der Wolkenoberseite oder auch anderer Wolkengeometrieparameter immer auch das Resultat oder der Grund für Variabilität in der Wolkenmikrophysik ist (Abbildung 1). Die Beeinflussung der Strahlung durch die Wolken ist stets ein Zusammenspiel von Wolkengeometrie und Wolkenmikrophysik.

Der Einfluss der Wolken auf das Klima der Erde ist unumstritten, so wirken hohe, dünne Cirruswolken erwärmend. Sie sind durchlässig für die solare Strahlung, reflektieren aber einen Großteil der langwelligen terrestrischen Strahlung. Tiefe und dicke Wolken hingegen haben einen abkühlenden Effekt auf das Klima, da sie die kurzwelligen Sonnenstrahlen reflektieren bevor diese zu einer Erwärmung der Erde führen können. Weltweit betrachtet senken Wolken die Temperatur der Erde.

In Macke et al. (1999) oder auch Brenguier et al. (2000) wird von einer um 10% bis 15% geringeren Albedo von heterogenen Wolken im Gegensatz zu homogenen planparallelen Wolken gesprochen. Dies würde einer Verringerung des abkühlenden Effektes der Wolken entsprechen.

Das Beispiel der Albedo zeigt, dass die Effekte, die eine Variabilität in der Wolke, wie z.B. der Wolkenoberseite erzeugen, somit auch Einfluss auf den Strahlungshaushalt und letztendlich auf das Klima unseres Planeten haben.

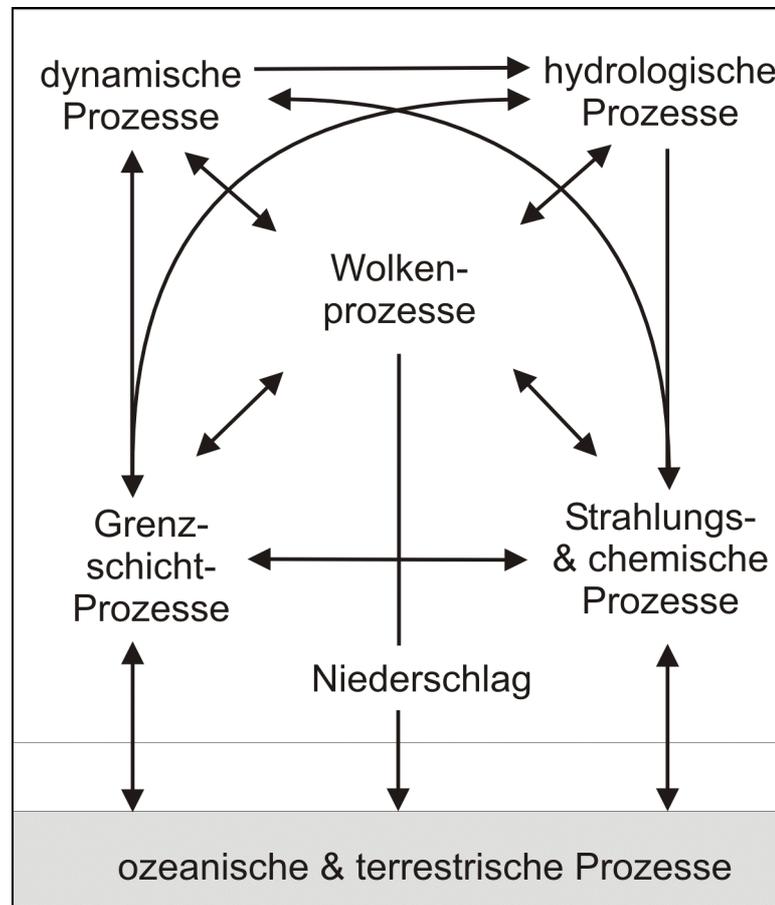


Abbildung 1: Wechselwirkungen verschiedener Prozesse im Klimasystem (Quelle: Arakawa, 2004, geändert)

## 2.4 Untersuchung von Zeitreihen

Eine Untersuchung von Zeitreihen, wie hier der Messungen der Wolkenoberseitenhöhen, ist auf verschiedene Arten möglich. Am Ende der Zeitreihenanalyse soll ein Kennwert stehen, der die Oberseitenvariabilität einer Wolke hinreichend genau beschreibt.

Eine naheliegende Größe ist die Varianz der Zeitreihe, die wie folgt bestimmt werden kann:

$$\sigma = s^2 = \frac{1}{N} \cdot \sum_{t=1}^N (x_t - \bar{x})^2 \quad [3]$$

Dabei ist  $\sigma$  die Varianz,  $s$  die Standardabweichung und  $N$  die Anzahl der Werte einer Zeitreihe.  $x_t$  ist der jeweilige Wert der Zeitreihe zum Zeitpunkt  $t$ , von dem der Mittelwert der Zeitreihe abgezogen wird.

Problem bei dieser statistischen Größe ist, dass diese keinen Zeit- und somit auch Raumbezug hat. Der Raumbezug kann über die Geschwindigkeit mit der die Wolke transportiert wird hergestellt werden, unter der Annahme der so genannten frozen Turbulence. Mit dieser Annahme wird vorausgesetzt, dass sich die Prozesse, die die betrachteten Größen beeinflussen, während des Transportes nicht ändern.

Betrachtet man z.B. zwei Zeitreihen (Abbildung 2 (a)), so sind diese sichtlich verschieden, wobei die Wahrscheinlichkeitsdichtfunktion (Abbildung 2 (b)) (PDF = probability density function) gleich ist.

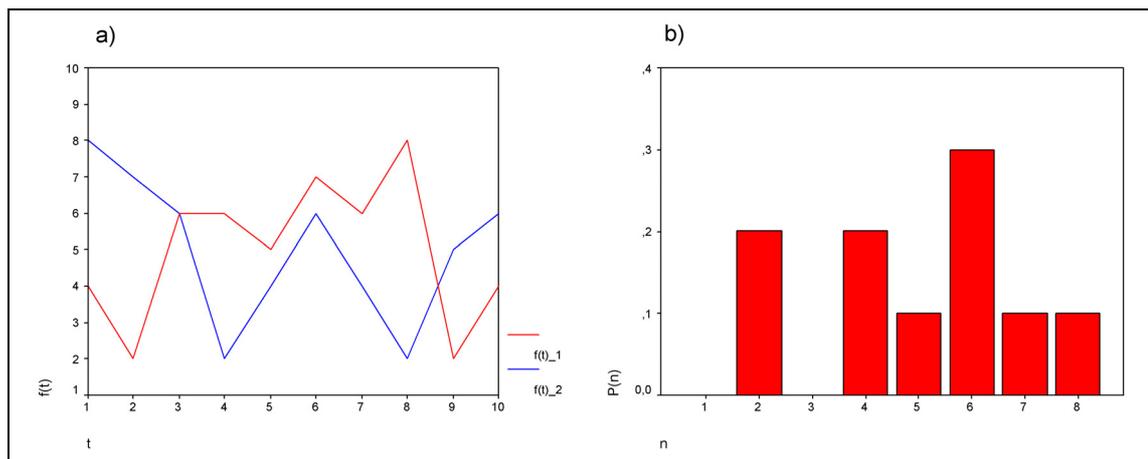


Abbildung 2: Gegenüberstellung zweier Zeitreihen mit gleichen statistischen Kenngrößen (a) sowie deren Wahrscheinlichkeitsdichtfunktion (b)

Beide Zeitreihen besitzen die gleichen statistischen Größen:

- Mittelwert = 5,
- Standardabweichung = 2 und
- Varianz = 4.

Die Anordnung der einzelnen Werte ist jedoch grund verschieden, aber gerade die räumliche Variabilität (zeitliche Abfolge) spielt besonders bei der Betrachtung von Strahlungsprozessen eine wichtige Rolle.

Ein Verfahren, welches die Anordnung der Einzelwerte in Zeit und Raum berücksichtigt, ist die Spektralanalyse.

Jean Baptiste Joseph Fourier (1768-1830), der Begründer und Namensgeber der Fourieranalyse, postulierte, dass sich von der Zeit  $t$  abhängige Funktionen bzw. Vorgänge  $f(t)$  aus periodischen, harmonischen Schwingungen, also Sinus- und Kosinusfunktionen, verschiedener Phasen und Amplituden und genau definierter Frequenzen zusammensetzen lassen.

Die Spektralanalyse versucht, vereinfacht gesagt, die Zeitreihe durch Sinus- und Kosinusschwingungen zu beschreiben und bestimmt für jede Schwingung, welchen Anteil diese an der Beschreibung der Gesamtvarianz hat. Die Größe, die den Varianzanteil jeder Schwingung beschreibt, ist die spektrale Dichte (oder Power). Die doppelt-logarithmische Darstellung, in der für alle Frequenzen die spektrale Dichte gegen die zugehörige Frequenz aufgetragen ist, nennt man Varianzspektrum oder Powerspektrum. Abbildung 3 zeigt das Powerspektrum einer Zeitreihe gemessener Wolkenoberseitenhöhen.

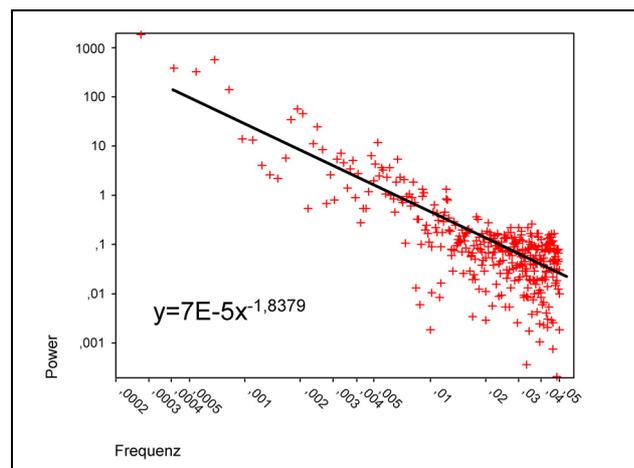


Abbildung 3: Powerspektrum einer Zeitreihe von Wolkenoberseitenmessungen mit potentieller Regression

Diese Darstellungsform macht deutlich wie groß der Anteil der einzelnen Frequenzen an der Beschreibung der Gesamtvarianz der Zeitreihe ist.

Daraus ergibt sich, dass die gesamte Fläche unter dem Spektrum der Gesamtvarianz entspricht (Schlittgen und Streitberg, 1989, S.117 Satz 3.1.3). Dieser Zusammenhang wird als Parceval-Rayleigh Theorem bezeichnet.

Für Zeitreihen mit äquidistanten Zeitabständen können die spektralen Dichten mittels der diskreten Fouriertransformation (DFT) der Zeitreihe bestimmt werden. Ein Verfahren welches nichtäquidistante Zeitschritte erlaubt, ist der Lomb-Scargle Algorithmus (LOMB).

Ein Vergleich beider Verfahren ist in Abschnitt 4.2.1 zu finden. Aufgrund des besseren Verständnisses der Gegenüberstellung und einer Vermeidung von Wiederholungen, erfolgt die nähere Erläuterung beider Verfahren, gemeinsam mit deren Parametrisierung, in Abschnitt 4.2.1.

## 2.5 Relevante Strahlungsprozesse der Atmosphäre

Das Sonnenlicht wird beim Durchgang durch die Atmosphäre durch verschiedene Prozesse beeinflusst. Zwei Beeinflussungen sind Absorption und Streuung, dabei spielen in der Atmosphäre, im solaren Spektralbereich, die Streuprozesse eine bedeutende Rolle. Die Streuung wird durch Art, Form, Konzentration, Aggregatzustand und viele andere Merkmale der auftretenden Partikel beeinflusst, was ihre Beschreibung schwierig gestaltet. Im folgenden werden zwei Theorien zur Beschreibung der Streuung erläutert und auch der Prozess der Absorption näher beleuchtet.

### 2.5.1 Rayleigh-Streuung

Licht wird beim Zusammentreffen mit Teilchen von seiner geradlinigen Ausbreitung abgelenkt und bewegt sich nach dem Zusammentreffen in einer anderen Richtung weiter. Diesen Vorgang nennt man Rayleigh-Streuung, wenn der Durchmesser der streuenden Partikel ein Zehntel der Wellenlänge nicht übersteigt. Dabei werden die Teilchen als kugelförmig und voneinander unbeeinflusst angenommen.

Eine Streuung an Partikeln, die deutlich kleiner sind als die Wellenlänge des einfallenden Lichtes ist bei völlig klarem Himmel gegeben, wenn das Licht an den Molekülen der Atmosphäre gestreut wird. Die Streuung ist dann proportional zur negativen vierten Potenz der Wellenlänge.

$$\sigma_R(\lambda) = \text{const} \cdot \lambda^{-4} \quad [4]$$

$\sigma_R$  ist hier der Rayleigh Streukoeffizient und  $\lambda$  die Wellenlänge.

Dieser Zusammenhang wird am Besten durch die blaue Erscheinung des Himmels deutlich. Im sichtbaren Spektralbereich von ca. 0,4  $\mu\text{m}$  (violett) bis ca. 0,7  $\mu\text{m}$  (rot) wird kurzwelliges (violett-bläuliches) Licht bis zu 9 mal stärker gestreut als langwelliges (rotes) Licht.

Wesentliche Eigenschaften der Rayleigh-Streuung sind:

- Die Intensität des gestreuten Lichtes ist umgekehrt proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge,
- Licht wird in alle Richtungen gestreut, sogar in die Richtung aus der es kam, und
- die Phasenfunktion (PF) nimmt eine Hantelform an (Abbildung 4), d.h. Vorwärtsstreuung ( $0^\circ$ ) und Rückwärtsstreuung ( $180^\circ$ ) werden gleichermaßen begünstigt. Abbildung 4 gilt für Normaldruck und eine Wellenlänge von  $0,6 \mu\text{m}$ .

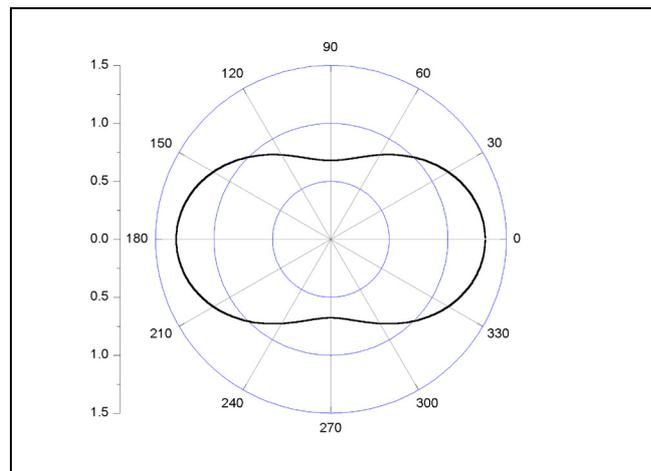


Abbildung 4: Polardarstellung der Rayleigh Phasenfunktion, relative Anteile der Streuung in jede Richtung

### 2.5.2 Mie-Streuung

Eine weitere Möglichkeit der Ablenkung des Lichtes von einer gradlinigen Bewegung nennt man Mie-Streuung. Diese liegt dann vor, wenn die Wellenlänge des Lichtes klein ist gegenüber der Größe der streuenden Teilchen. Bei Wassertropfchen, mit einem Radius von  $1 \mu\text{m}$  bis  $250 \mu\text{m}$ , ist dies für sichtbares Licht gegeben. Dabei müssen aber die Annahmen getroffen werden, dass die Wassertropfen sphärische Partikel sind und aus reinem Wasser bestehen.

Der Refraktionsindex ist eine komplexe Zahl und ist abhängig von der Wellenlänge des Lichtes. Er ist so etwas wie eine Materialkonstanten des Mediums. Dabei stellt der Realteil ein Maß für die Brechungs- und Reflexionseigenschaften des Mediums dar. Dieser Wert ist im sichtbaren Wellenlängenbereich relativ konstant bei ca. 1,33. Der Imaginärteil repräsentiert die Absorptionseigenschaften des Mediums und schwankt im sichtbaren Bereich zwischen  $10^{-9}$  und  $10^{-7}$ .

Die Phasenfunktion der Mie-Streuung weist einen ausgeprägten Vorwärtspeak auf, woraus folgt, dass die bevorzugte Streurichtung vorwärts, also in Bewegungsrichtung des Lichtes ist (Abbildung 5 (b)).

Wesentliche Eigenschaften der Mie-Streuung sind demnach:

- Die Streuungsintensität der Mie-Streuung ist weniger von der Wellenlänge des einfallenden Lichtes abhängig, sondern mehr von der Größe des Streuzentrums und
- die Richtungsverteilung der gestreuten Strahlung ist bei der Mie-Streuung asymmetrisch, mit einer Favorisierung der Vorwärtsrichtung.

Abbildung 5 gilt für eine Wellenlänge von  $0,6 \mu\text{m}$ , sowie für einen LWC von  $8 \text{ g/cm}^3$  und einen  $R_{\text{eff}}$  von  $5 \mu\text{m}$ .

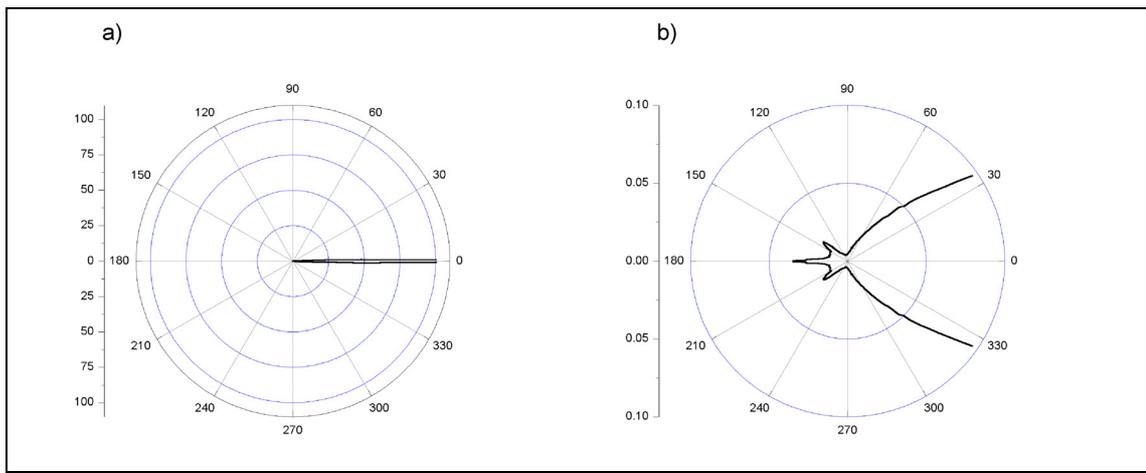


Abbildung 5: Polardarstellung der Mie-Phasenfunktion, relative Anteile der Streuung in jede Richtung; (b) eine Vergrößerung

### 2.5.3 Absorption

Die Absorption ist neben der Streuung der zweite Prozess der Extinktion (Schwächung der Strahlung beim Durchgang durch ein Medium). Bei der Absorption wird der Strahlung Energie entzogen, diese Energie wird auf verschiedene Freiheitsgrade des Mediums übertragen. Dies sind z.B. Rotation und Vibration, was letztendlich zu einer Erwärmung des Mediums führt. Die Stärke der Absorption wird durch den Absorptionskoeffizienten beschrieben und ist abhängig vom Medium und der Wellenlänge der einfallenden Strahlung. Für die Bestimmung des Absorptionskoeffizienten der Atmosphäre gibt es verschiedene Ansätze, z.B. nach Brunt, Bruntsaert oder Swinbank. Diese Ansätze berücksichtigen auf verschiedene Weise die Lufttemperatur und den Dampfdruck.

## 2.6 Strahlungstransfersimulation - Die Monte-Carlo Methode

Eine Strahlungstransfersimulation (STS) bildet die Grundlage, um den Einfluss der Wolkenoberseitenvariabilität auf die Strahlung am Oberrand der Atmosphäre abzuschätzen. Die Strahlungstransfergleichung beschreibt die Beeinflussung des Lichtes durch Absorption und Streuung bei seinem Weg durch die Atmosphäre. Es gibt viele Methoden, die Strahlungstransfergleichung zu lösen. Dies sind z.B. die Matrix Operator Methode, die Methode der diskreten Ordinaten oder auch die Monte-Carlo Modelle (MCM). Letztere haben den Vorteil, dass sie auch eine Lösung der 3D STS für horizontale Inhomogenitäten erlauben. Sie sind somit besonders für die Berechnungen bei nicht plan-parallelen Wolken geeignet (Petty, 2004). Plan-parallel bedeutet, dass die atmosphärischen Eigenschaften in horizontaler Richtung keinen Änderungen unterliegen, also horizontal homogen sind.

MCM verwenden Prinzipien der Wahrscheinlichkeitsrechnung und Statistik, um komplexe Probleme zumindest näherungsweise zu lösen.

Bei MCM wird der Prozess der Ausbreitung solarer Strahlung durch die Atmosphäre direkt simuliert. Die Strahlung wird dabei durch eine Vielzahl von Photonen repräsentiert, und die Atmosphäre wird in einzelne Volumenelemente unterteilt. Unter Berücksichtigung des Einflusses der Atmosphäre auf die Photonen durch Absorption und Streuung wird der individuelle Weg der einzelnen Photonen auf dem Weg durch die Atmosphäre verfolgt. Als Randbedingungen gehen die Oberflächenalbedo und die Wellenlänge der Photonen ein. Weiterhin werden als Eingangsparameter für alle dreidimensionalen Gitterpunkte der Volumenextinktionskoeffizient (VEC), die Single-Scattering Albedo (SSA) und die Phasenfunktion (PF) benötigt.

In der Modellvorstellung wird ein Photon am Oberrand der Atmosphäre ausgesendet und bewegt sich gradlinig durch das betrachtete Volumen bis es entweder absorbiert wird oder das Volumen verlässt, dabei können im betrachteten Volumen, je nach dessen Eigenschaften, mehr oder weniger Streuprozesse auftreten.

Die freie Weglänge, die Strecke zwischen zwei Ereignissen (Streuung oder Absorption), wird bestimmt durch den VEC des betrachteten Volumens, der mit einem Zufallsanteil gewichtet wird. Dieser Zufallsanteil variiert die freie Weglänge bei gleichen VEC. Die Wahrscheinlichkeit, mit der es nach der freien Weglänge zur Absorption kommt, ist durch die SSA gegeben. Die Richtung, in der sich das Photon nach einer Streuung weiterbewegt, ist durch die PF gekennzeichnet. Die verschiedenen PF der Rayleigh und Mie-Streuung wurden in Abschnitt 2.5 erläutert. Allgemein wird die Richtung durch die jeweilige PF bestimmt, wobei durch die Anwendung eines Zufallsanteils auch dem zufälligen Charakter des Streuprozesses Rechnung getragen wird. Nach jedem Streuprozess wird eine neue freie Weglänge bestimmt, usw.

Periodische Randbedingungen an den Seiten lassen keine Verluste an den Rändern zu, da die Verluste der einen Seite an der anderen wieder eingestrahlt werden.

Durch die Anwendung von Wahrscheinlichkeitsanteilen in den Betrachtungen wird zwar die Zufälligkeit der Prozesse berücksichtigt, es bedarf aber auch einer hohen Anzahl an Betrachtungen (Photonen) um möglichst viele Realisierungen der Prozesse abzudecken.

Um eine statistisch sichere Aussage treffen zu können, muss die Photonenzahl in der Größenordnung von mehreren Hunderttausend liegen, wobei die Anzahl mit größer werdender horizontaler Betrachtungsfläche steigt. Der Ort des Auftreffens der Photonen auf die Fläche ist zufällig.

In dieser Arbeit beträgt die Photonenzahl 500.000, wobei die Oberseite der betrachteten Wolkenfelder 1 km<sup>2</sup> groß, und in 10 x 10 m große Gitterzellen unterteilt ist. Das entspricht ca. 500 Photonen je Gitterzelle.

MCM können verschiedene Größen als Ausgabeparameter liefern. Dies sind Reflektivitäten, Transmissionen, Absorptionen oder auch die Albedo.

Bei STS ist nicht nur der Einfallswinkel der Strahlung von entscheidender Bedeutung, sondern auch der Betrachtungswinkel. Die Reflektivitäten sind Strahldichten, d.h. bezogen auf einen Raumwinkel. Betrachtet man Strahldichten, so wirkt sich der Zufallsanteil in den Berechnungen eher kontraproduktiv aus. Die Zahl der Photonen müsste stark erhöht werden, um die gewünschte statistische Sicherheit für einzelne Betrachtungswinkel zu erreichen. Man bräuchte nun nicht 500.000 Photonen pro Wolkenfeld, sondern 500.000 Photonen, die das Medium im Betrachtungswinkel verlassen. Die Richtung, in der die Photonen das Medium verlassen, ist aber geprägt durch die zufälligen Anteile in den Betrachtungen. Durch das Verfahren der sogenannten local Estimates ist die Bestimmung der Strahldichten in einem Betrachtungswinkel sehr viel effizienter möglich.

Die Umsetzung dieser allgemeinen Vorgehensweise und die Parametrisierung, des in dieser Arbeit angewendeten Algorithmus' wird im Kapitel 4.3 beschrieben.

## 3 Daten

Die Grundlage der Untersuchungen bilden Messungen verschiedener Parameter, die versuchen den Zustand der Atmosphäre möglichst genau zu beschreiben.

Die Daten für diese Arbeit stellte das Meteorologische Observatorium Lindenberg des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zur Verfügung. Hier wird versucht durch kontinuierliche Messungen von Atmosphärenparametern, mittels verschiedenster Instrumente an einem Ort, ein möglichst genaues Bild vom Zustand der Atmosphäre zu erhalten.

Die entscheidenden Messdaten für diese Arbeit sind die Höhe der Wolkenunterseite und der Wolkenoberseite. Begleitenden Messungen von Temperatur, Feuchte, Druck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung zur Zeit und am Ort der Wolkenbeobachtungen komplettieren die Daten.

Der betrachtete Zeitraum erstreckt sich vom 08.03.2004 bis zum 31.10.2004.

Die Messprinzipien der einzelnen Instrumente, sowie die räumliche und zeitliche Auflösung der Messungen sollen im folgenden Abschnitt erläutert werden.

In Abschnitt 3.2 wird dann auf einige Besonderheiten bei der Aufbereitung dieser Rohdaten eingegangen.

### 3.1 Verwendete Messgeräte

- 35.5 GHz Wolkenradar
- Ceilometer
- 482 MHz Windprofiler
- Mikrowellenradiometer
- Radiosonde

#### Wolkenradar/Ceilometer

Für die kontinuierliche und zeitlich hoch aufgelöste Messung der Wolkenhöhen (Unter- und Oberseiten) kam ein Ka-Band Wolkenradar MIRA36 der Firma Metek zum Einsatz. Dieses Gerät arbeitet bei einer Frequenz von 35,5 GHz.

Das Radar sendet elektromagnetische Wellen senkrecht in die Atmosphäre, in der Atmosphäre enthaltene Hydrometeore streuen diese Wellen, die zurückgestreute Strahlung wird wiederum vom Radargerät gemessen und ausgewertet.

Da gemäß dem Rayleigh-Theorem die rückgestreute Strahlung umgekehrt proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge ist, ermöglicht die Verwendung kurzer Wellenlängen das Detektieren kleinerer Partikel (Quante et al., 1997).

Radargeräte, die mit so genannten Millimeterwellen arbeiten, werden durch die Absorption von Wasserstoff und Sauerstoff behindert. Daher werden die zwei Fenster bei 8,6 mm (35 GHz) und 3,2 mm (94 GHz) genutzt.

Durch die höhere Sensibilität ist es möglich, auch sehr dünne Wolken zu detektieren und mehrschichtige Wolken zu durchdringen.

Die vertikale Auflösung der verwendeten Daten beträgt rund 30 Meter zwischen 240 und 12.750 Metern Höhe. Die zugrunde liegende zeitliche Auflösung beträgt circa 10 Sekunden.

Mittels des Wolkenradars können z.B. folgende Größen gemessen bzw. abgeleitet werden: Wolkenhöhe der Unter- und Oberseite, Reflektivitäten, spektrale Breite und die Dopplergeschwindigkeit, jeweils nach Höhe und Zeit.

Abbildung 6 zeigt die gemessenen Reflektivitäten vom 09.06.2004.

Auf die in Abbildung 6 gekennzeichnete Wolke beziehen sich die Darstellungen der simulierten 2D Oberseitenfelder, sowie die 3D LWC Darstellungen (siehe Kapitel 4).

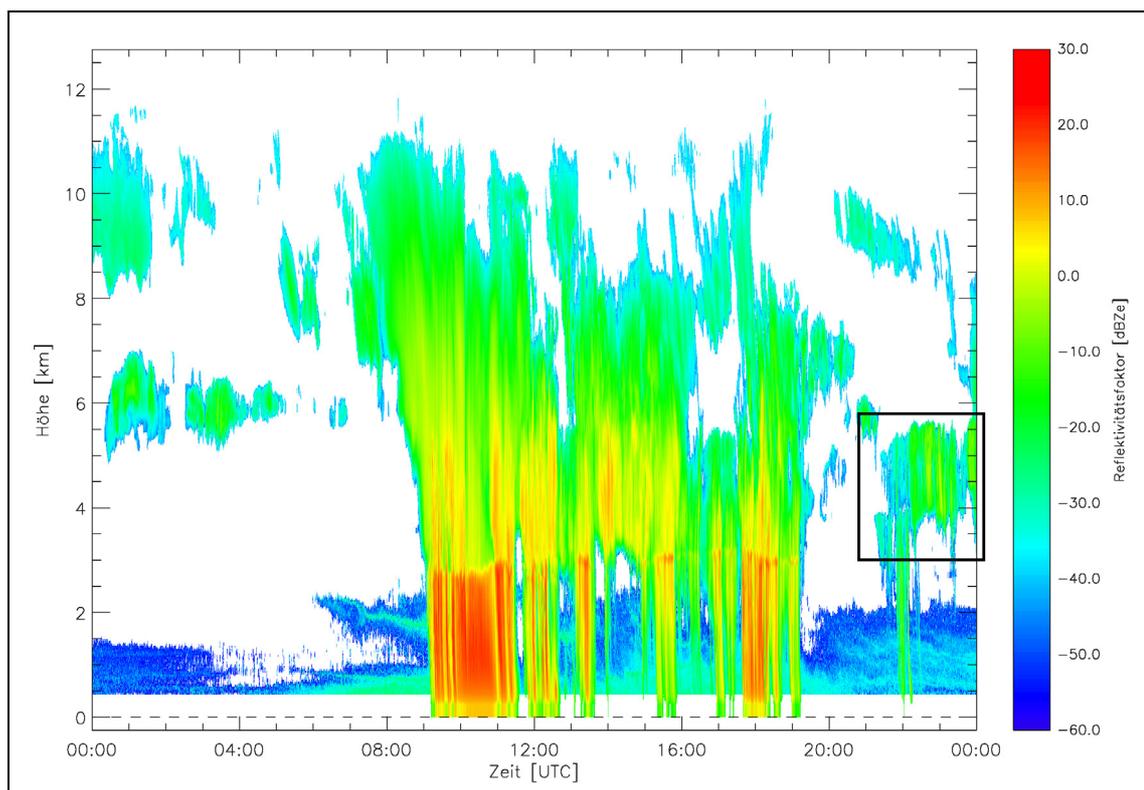


Abbildung 6: Darstellung der gemessenen Reflektivitäten des Wolkenradars

Der Tröpfchendurchmesser der Hydrometeore geht mit der sechsten Potenz in die Messungen ein. Das bedeutet, dass das Radar von Partikeln mit großen Durchmessern stärker beeinflusst wird als von kleineren.

Aus diesem Zusammenhang resultiert die Problematik der korrekten Messung der Wolkenunterseitenhöhe, da an dieser verstärkt Wolkenteilchen (Drizzle) oder auch Niederschlagströpfchen ausfallen und die Messungen verfälschen.

Vor diesem Hintergrund bot es sich an, die simultan aufgenommenen Ceilometerdaten hinzuzuziehen. Bei diesem Messverfahren wird ein Lichtimpuls ausgesendet und der zurückgestreute Widerschein mittels einer Photozelle gemessen. Über die Laufzeit des Lichtimpulses zwischen Sender und Empfänger kann man auf die Höhe der Wolkenunterseite schließen.

Der Tröpfchendurchmesser geht bei diesem Verfahren nur mit der zweiten Potenz ein. Größere Partikel stören die Messungen daher nicht so stark, und die so gemessenen Wolkenunterseitenhöhen dürften eher der Realität entsprechen.

Der Standort des Ceilometers LD40 „Tropopauser“ der Firma Vaisala befindet sich in unmittelbarer Nähe des Radars.

Auch diese Messungen sind kontinuierlich und mit einer zeitlichen Auslösung von rund 14 Sekunden hoch aufgelöst.

### **Windprofiler**

Durch dieses spezielle Radargerät wurden die Profile des dreidimensionalen Windvektors und der Temperatur bestimmt. Es handelt sich dabei um das Gerät LAP-1600 (Low Atmosphere Profiler) der Firma Vaisala.

Auch bei diesem Verfahren werden elektromagnetische Impulse ausgesendet, die an turbulenten Inhomogenitäten gestreut werden. Durch den Wind kommt es zu einer Frequenzverschiebung (Dopplereffekt), so dass aus dem rückgestreuten Signal die Windgeschwindigkeitskomponenten abgeleitet werden können. Die Höhenzuordnung erfolgt auch hier über die Laufzeit des Signals.

Mittels Radio-Akustischer Systeme ist es auch möglich, Temperaturprofile mit diesem Gerät aufzunehmen. Dazu werden akustische Signale ausgesendet und die Schallgeschwindigkeiten in allen Höhen gemessen. Über die Abhängigkeit der Schallgeschwindigkeit von der Temperatur lässt sich ein Temperaturprofil ableiten.

Diese Messungen reichen in Höhen von bis zu 7500 Metern bei den Windgeschwindigkeiten und durch die schwächere Ausbreitung von akustischen Signalen in der Atmosphäre bis zu rund 4500 Metern Höhe bei den Temperaturprofilen.

### **Mikrowellenradiometer**

Passive Mikrowelleninstrumente messen die thermische Emission der Atmosphäre in ausgewählten Spektralintervallen, dabei tritt die Mikrowellenstrahlung mit Bestandteilen der Atmosphäre in Wechselwirkung. Die Art und Weise dieser Wechselwirkung ist vom Absorber sowie von der Wellenlänge (bzw. Frequenz) abhängig und wird beschrieben durch die Wärmestrahlungstransportgleichung.

Die Absorptionslinien des Wasserdampfes haben die Eigenschaft, dass die Abhängigkeit zum Wasserdampfgehalt im Linienzentrum anders ist als in den Randbereichen. Beim Zweikanal Radiometer ist z.B. bei 23,8 GHz die Empfindlichkeit gegenüber Wasserdampf dreimal größer als bei 60 GHz.

Bei der Bestimmung der Temperaturprofile wird ein Frequenzbereich genutzt, bei dem ein konstantes Mischungsverhältnis des Absorbers besteht. Dies sind z.B. Kohlendioxid oder Sauerstoff. Somit ist die gemessene Mikrowellenstrahlung nicht vom Gehalt des Absorbers, sondern nur von der Temperatur abhängig. Die so genannte Transmissionsfunktion beschreibt den Zusammenhang der gemessenen Strahlung in den einzelnen Kanälen am Boden und der Höhe aus der diese Strahlung stammt. Durch diesen Zusammenhang wird die Bestimmung von Temperatur- und Feuchteprofilen, zumindest näherungsweise möglich.

Die vorliegenden Messungen reichen bis in eine Höhe von 10 km, wobei die Schrittweite im ersten Kilometer 100 m und darüber 250 m beträgt. Die Profile für Temperatur und Feuchte, sind mit Ausnahme von Messlücken alle 10 Minuten vorhanden.

### **Radiosonde**

Radiosonden, besser bekannt als Wetterballons, dienen der Messung atmosphärischer Parameter bis in große Höhen von bis zu 35 Kilometer.

Messfühler an der Radiosonde messen Temperatur, Luftdruck und Luftfeuchtigkeit während der Ballon in die Höhe steigt. Periodisch werden die gesammelten Daten per Funk an die Bodenstation gesendet.

Über die Position der Radiosonde kann die Windrichtung und Windgeschwindigkeit bestimmt werden. Dazu wird die Position mittels eines Radars oder GPS-Empfängers überwacht. Die Radiosondenaufstiege erfolgen einheitlich, jeweils um 0, 6, 12 und 18 Uhr. Die vorliegenden Radiosondenmessungen wurden mit Geräten der Firma Vaisala durchgeführt (RS80 bzw. RS90). Die Radiosondenprofile liefern für diese Arbeit nur das Druckprofil, da sie eine zu geringe zeitliche Auflösung besitzen und dienen ansonsten nur im Fall größerer Datenlücken als Quelle für andere Parameter.

## 3.2 Datenaufbereitung

Die Datenaufbereitung ist ein sehr wichtiger und auch sehr zeitaufwendiger Arbeitsschritt. Schon bei der Aufbereitung müssen Annahmen und Vereinfachungen getroffen werden, wobei das Ziel der Untersuchungen nicht aus den Augen verloren werden sollte.

Die Radardaten und Ceilometerdaten, die kontinuierlich aufgenommen werden, also auch wenn keine Wolken vorhanden sind, erweisen sich in der Aufbereitung als besonders problematisch. Im ersten Schritt wurden diese Daten visualisiert.

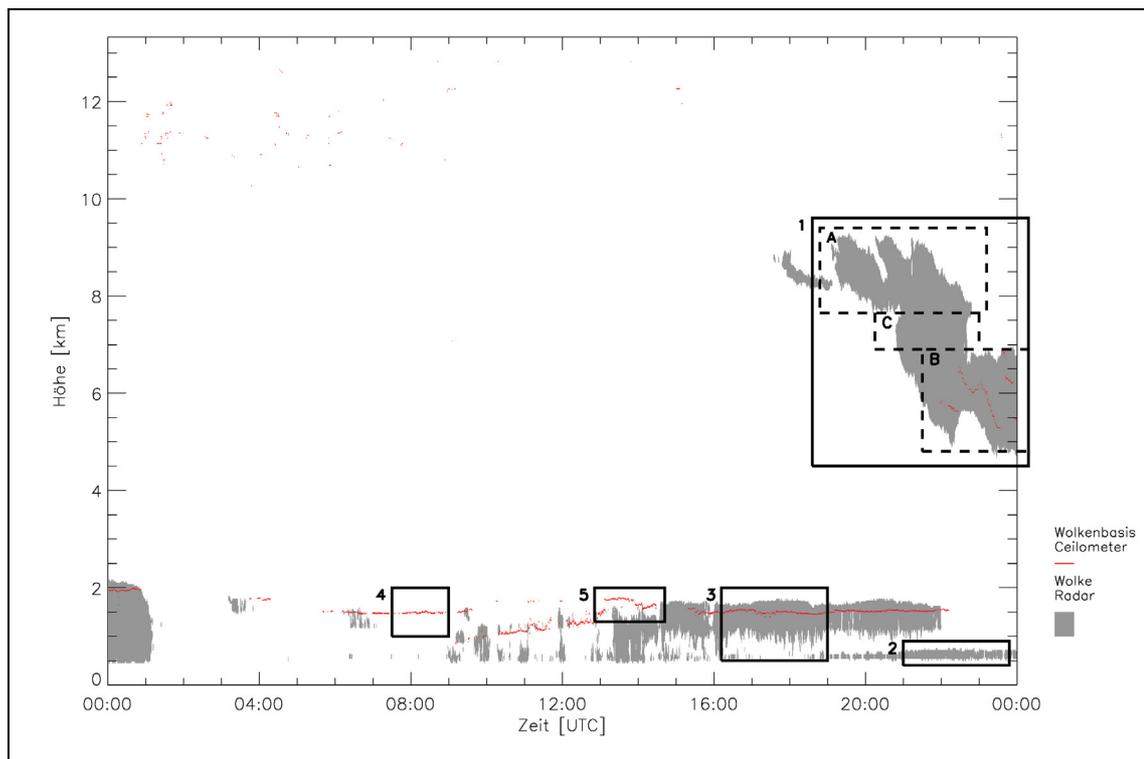


Abbildung 7: Visualisierung eines Datensatzes aus Radar- und Ceilometermessungen mit verschiedenen Problemfällen

Abbildung 7 zeigt die Visualisierung der Radarmessungen (grau unterlegt) und der Ceilometermessungen (rot) eines Tages.

Anhand dieses Beispiels sollen 5 Probleme der Rohdaten erläutert werden. Feld 1 in Abbildung 7 zeigt einen häufig auftretenden Fall. Er zeigt eindrucksvoll die Notwendigkeit der subjektiven Beurteilung der Rohdaten. Würde man die in Feld 1 dargestellten Zeitschritte als eine Wolke annehmen, so wie es dargestellt ist, dann erstreckte sich die Wolke über alle 3 dargestellten Fenster (von A, über C nach B). Diese Wolke hätte dann bei ca. 23 Uhr einen Abfall der Wolkenoberseite von 1000 m. Dies erscheint sehr unrealistisch.

Vielmehr sieht es so aus, als stellt Fenster A eine eigenständige Wolke dar, ebenso wie Fenster B. Die in Fenster C dargestellte „Bewölkung“ könnte auch ausfallender Niederschlag oder Drizzle sein. Eine Ceilometermessung der Wolkenunterseite, die das bestätigen könnte, wird durch darunter liegende Wolkenschichten jedoch behindert.

Ein weiteres Problem stellt Feld 2 dar. Diese nur knapp über der Detektorgrenze liegende „Wolkenschicht“ könnte auch Hochnebel oder andere tieferliegende reflektierende Partikel (Staub, Insekten) sein. Fälle wie in Feld 1 und 2 dargestellt, werden bei der subjektiven Datenaufbereitung gleich vernachlässigt und nicht mit in spätere Untersuchungen einbezogen.

Feld 3 zeigt sehr deutlich die Unterschiede bei der Bestimmung der Wolkenunterseithöhe durch Radar und Ceilometer. Die Gründe für die unterschiedliche Empfindlichkeit der Messgeräte und somit für die verschiedenen Höhen wurden im letzten Abschnitt erläutert.

Feld 4 und 5 stellen noch zwei mögliche Fälle dar. Feld 4 zeigt die Messung einer Wolkenunterseite durch das Ceilometer bei fehlender Radarmessung. Feld 5 zeigt den seltenen Fall der Detektion einer Wolkenunterseite durch das Ceilometer oberhalb der vom Radar gemessenen Wolkenoberseite. Solche Fälle werden ebenfalls, durch die subjektive Vorgehensweise bei der Datenaufbereitung, entsprechend berücksichtigt.

Die angeführten Problemfälle zeigen, dass eine rechentechnische Aufarbeitung der Rohdaten sehr schwierig ist. Die Vorarbeit, die notwendig wäre um Kriterien für eine automatische Datenaufbereitung zuverlässig bestimmen und anwenden zu können, ist unwesentlich geringer als die Aufarbeitung der Rohdaten von Hand. Ein positiver Nebeneffekt der manuellen Datenaufbereitung ist, dass man schnell ein Gefühl für die Daten bekommt, außerdem lassen sich Arbeitsschritte wie z.B. die Auswahl bestimmter Wolkemessungen gleichzeitig mit ausführen.

Bei der Aufbereitung wird gleichzeitig darauf geachtet, dass keine Lücken innerhalb der Wolke auftreten. Des Weiteren wird, wenn vorhanden, die Wolkenunterseite durch die genaueren Ceilometermessungen ersetzt. Dabei wird die mittlere Höhe der Wolkenunterseite genutzt, um eine homogene Wolkenunterseite zu erhalten. Sind keine Ceilometermessungen verfügbar, werden die Radarmessungen genutzt. Die Wolkenunterseite wird als homogen angenommen, um eine Beeinflussung einer variablen Unterseite auf die angestrebte Strahlungstransfersimulation auszuschließen. Durch eine inhomogene Unterseite wäre die Dicke der Wolke nicht nur von der Oberseitenvariabilität abhängig, sondern auch von der Unterseitenvariabilität. Die Wolkendicke geht aber z.B. in die Parametrisierung des effektiven Radius ein und würde so die Strahlungsbetrachtungen mit beeinflussen. Abbildung 8 zeigt eine Visualisierung einer so entstandenen Wolke (grau unterlegt). Insgesamt ergaben sich auf diese Art und Weise 209 Wolken.

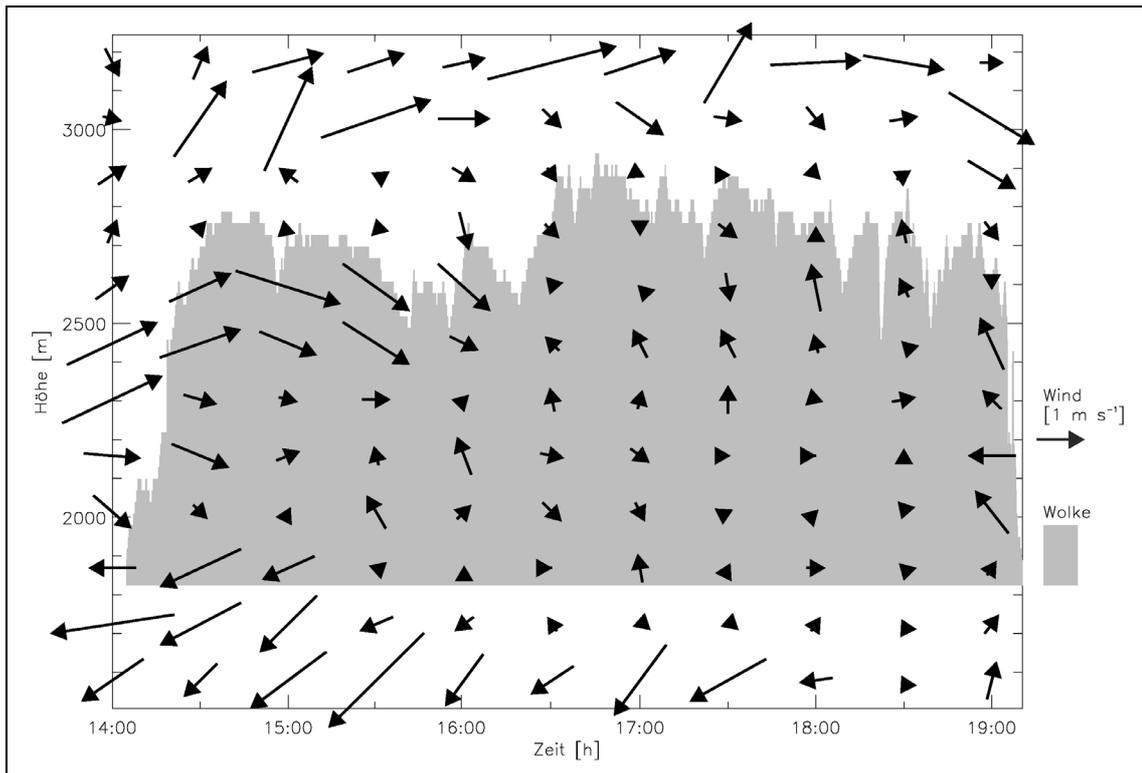


Abbildung 8: Visualisierung einer aufbereiteten Wolke (grau) mit Vertikalprofilen (hier Messungen des horizontalen Windes)

Die Aufbereitung der Messungen von Temperatur, Druck, Wind usw. gestaltete sich einfacher. Hier werden lediglich, die für jede Wolke relevanten Profile ausgewählt. Durch die bei jeder Messung enthaltene Zeitangabe können leicht die Profile ermittelt werden, die in den Zeitraum einer Wolke fallen. Abbildung 8 zeigt beispielhaft die Vertikalprofile des horizontalen Windes, die Richtung der Pfeile symbolisiert die Windrichtung ( $0^\circ$  Nord,  $90^\circ$  Ost,  $180^\circ$  Süd und  $270^\circ$  West), die Pfeillänge die Windgeschwindigkeit (gemäß Legende).

Viele Messergebnisse sind mit einem Qualitätsmerkmal behaftet, welches eine Aussage darüber trifft wie sicher der jeweilige Wert ist. Dieses Qualitätsmerkmal muss ebenso wie die gekennzeichneten Fehlwerte beachtet werden.

Mit den so aufbereiteten und überprüften Daten können nun, indirekt über die Bestimmung weiterer Parameter oder direkt, die angestrebten Untersuchung durchgeführt werden.

## 4 Methodik

Dieses Kapitel beschreibt die Entstehung der 3D Wolkenfelder, ausgehend von den Zeitreihen der Wolkenoberseitenmessungen. Des Weiteren werden hier die im Theorieteil angesprochenen Parametrisierungen beschrieben.

Dieses Kapitel erläutert ebenfalls die statistischen Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit und präsentiert deren Ergebnisse.

### 4.1 Generierung 3-dimensionaler Wolkenfelder

Die 3D Wolkenfelder entstehen in 3 Schritten.

Im ersten Arbeitsschritt werden die Zeitreihen der Wolkenoberseitenmessungen statistisch mittels der Spektralanalyse untersucht.

Im nächsten Schritt werden die statistischen Eigenschaften auf ein 2D Wolkenoberseitenfeld übertragen.

Der letzte Punkt beinhaltet die Kombination der 2D Wolkenoberseitenfelder mit einem vertikalen Flüssigwasserprofil, um ein 3D Wolkenfeld zu erhalten.

#### 4.1.1 Spektralanalyse

Um die Variabilität der untersuchten Zeitreihen der Wolkenoberseitenmessungen auf simulierte Reihen und schließlich auf 2D Felder übertragen zu können, wird die spektrale Dichte der Ausgangsdatenreihe bestimmt.

Die Größe, die die Variabilität der Ausgangsdatenreihe auf die Felder übertragen soll, ist der Anstieg einer potentiellen Regression im log-log Plot eines Periodogramms.

Vor der Berechnung des Periodogramms steht die so genannte Konditionierung. So bezeichnet man all das, was vor der Spektralanalyse mit den Daten passiert. Dazu zählt vor allem die Mittelwert- und Trendbereinigung. Besonders die Trendbereinigung erweist sich als sinnvoll, da der Trend bei der Spektralanalyse ein eigenes Spektrum darstellt. Somit stört er meist bei der Analyse des Teils des Spektrums, der nicht vom Trend herrührt (Grieser, 1997). Die untersuchten Datenreihen werden auf einen einfachen, linearen Trend hin untersucht, da in natürlichen Systemen und Prozessen komplexere Trends auch eine niederfrequente Schwingung darstellen könnten. Als Maß für die Signifikanz des Trends wird das Trend-Rausch-Verhältnis (T/R) untersucht, es setzt den Trend ( $T_r$ ) in Bezug zur Variabilität der Daten, die durch die Standardabweichung ( $s=\sqrt{\sigma}$ ) repräsentiert wird. Auch für diese Untersuchung gilt die Annahme der Normalverteilung. Als Signifikanzgrenze wird ein Trend-Rausch-Verhältnis von 2 festgelegt, das entspricht einer Vertrauensgrenze von 95,4%.

Bei einem Trend-Rausch-Verhältnis größer 2 wird eine Trendbereinigung durchgeführt (Rapp und Schönwiese, 1995).

$$T / R = \frac{Tr}{\sqrt{\sigma}} \quad , \text{ mit } \quad Tr = \hat{a}_n - \hat{a}_1 \quad [5]$$

Tr steht für den linearen Trend der Zeitreihe, der definiert ist als Differenz zwischen dem Endwert  $\hat{a}_n$  zum Zeitpunkt  $t_n$  und dem Anfangswert  $\hat{a}_1$  zum Zeitpunkt  $t_1$ .

Nun gibt es verschiedene Verfahren, das Spektrum einer Zeitreihe zu ermitteln. Das bekannteste ist sicher die Diskrete Fourier Transformation (DFT). Dieses Verfahren findet immer dann Anwendung, wenn es sich um die Analyse von äquidistanten Zeitreihen handelt. Die hier untersuchten Zeitreihen sollten äquidistant sein, doch bedingt durch das Messverfahren ergab sich eine geringe Nichtäquidistanz in den Ausgangsdaten. Ein Verfahren, welches solche nicht gleichmäßig verteilten Daten hinsichtlich ihrer spektralen Eigenschaften untersucht, ist der Lomb-Scargle Algorithmus (Press et al., 1992). Dieser Algorithmus berechnet ebenso wie die DFT die spektrale Dichte in Abhängigkeit von der Frequenz.

Nun galt es herauszufinden, ob die geringen Abweichungen von einem konstanten Zeitschritt einen nennenswerten Fehler mit sich bringen. Dies geschieht über einen Vergleich beider Verfahren.

Das Grundprinzip beider Verfahren ist, ein beliebiges Signal in Sinus- und Kosinusfunktionen zu zerlegen. Die DFT tastet nun die Zeitreihe mit dem gegebenen, konstanten Zeitintervall ab und bestimmt welchen Anteil die verschiedener Frequenzen der Schwingungen an der Gesamtvarianz der Zeitreihen haben.

Der Lomb-Scargle Algorithmus (im Folgenden kurz LOMB) geht vom Prinzip der selben Fragestellung nach. Die Zeitreihe wird nun nicht in konstanten Zeitabständen abgetastet, sondern punktweise.

Um diese beiden Methoden leichter vergleichen zu können, wird eine relativ einfache Kombination von verschiedenen Sinusschwingungen untersucht. Dabei wird eine Zeitreihe konstruiert, die die gleiche Nichtäquidistanz aufweist wie die Zeitreihe der zu untersuchenden Wolkenoberseitenhöhen. Für diese ungleichverteilte Zeitreihe wird nun mittels LOMB das Spektrum berechnet, ebenso mittels DFT. Für die Bestimmung mittels DFT wird die nicht äquidistante Zeitreihe als äquidistant angenommen. Die Differenz beider Verfahren wird anschließend untersucht.

Tastet man bei beiden Methoden die Zeitreihe mit der gleichen Anzahl an Frequenzen ab, so ergibt sich, dass LOMB die spektralen Amplituden bei hohen Frequenzen überschätzt (Schulz, 2005). Um diesen Effekt entgegenzuwirken, wurde im LOMB der Oversampling-Parameter „ofac“ eingeführt. Dieser bewirkt, dass die Zeitreihe mit einer höheren Abtastrate analysiert wird.

Typische Größen dieses Oversamplingfaktors sind 4 oder größer (Press et al., 1992). Mit  $ofac = 4$  nähern sich beide Verfahren an. Die Restdiskrepanz, ist mit der unterschiedlichen Aufteilung der spektralen Amplitude auf verschieden viele Frequenzen zu erklären. Weiterhin ist der Einfluss der potentiellen Regression zu beachten. Ein Beispiel soll dies verdeutlichen: „Hat man z.B. eine Zeitreihe von 100 Werten, so sind die Fourier-Perioden gegeben durch die Folge 100, 50, 100/3, 25, 20, ... Man sieht, dass 95% der Werte auf einem Fünftel des Spektrums zusammengeknäult sind, während die restlichen vier Fünftel nur von fünf Fourierstützstellen überdeckt werden.“ (Grieser, 1997, Abschnitt: „Verschiedene Darstellungsformen“). Dieses Beispiel kann sinngemäß auch auf LOMB übertragen werden, nur dass der Einfluss der hohen Frequenzen auf die Regression durch den Oversamplingfaktor noch verstärkt wird. Kurz: LOMB überschätzt die spektrale Amplitude bei hohen Frequenzen. Dieser Effekt wird durch den Oversamplingfaktor großteils ausgeglichen. Die Restdiskrepanz wird aber durch die verwendete Regression und deren Sensivität gegenüber der Datendichte, besonders im hochfrequenten Bereich, wieder verstärkt.

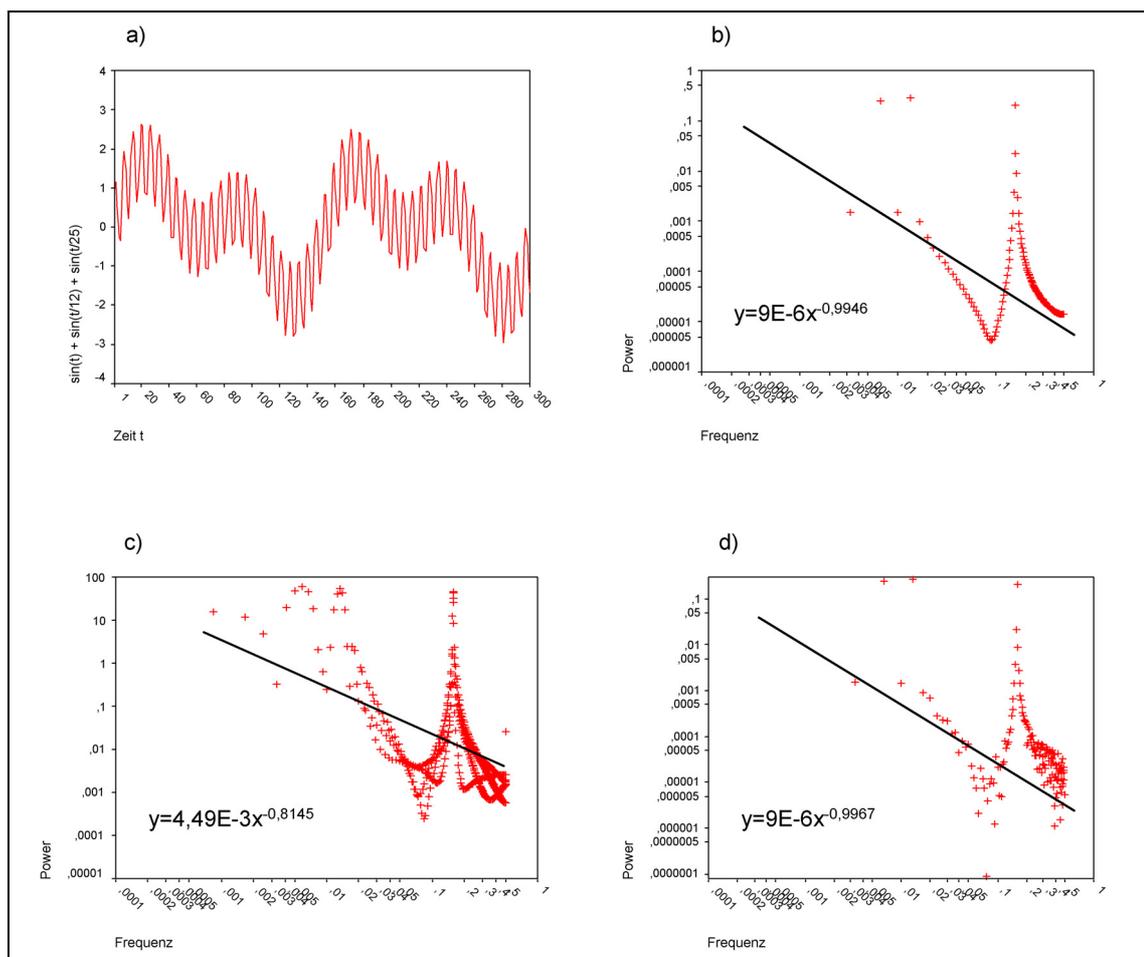


Abbildung 9: Vergleich Fourieranalyse – Lomb-Scargle; a) untersuchte Zeitreihe, b) Fourierspektrum äquidistante Zeitreihe, c) Lomb-Spektrum nicht äquidistante Zeitreihe, d) Fourierspektrum nicht äquidistante Zeitreihe

Abbildung 9 (a) zeigt die zum Vergleich untersuchte Zeitreihe (Kombination aus Sinusschwingungen). In Abbildung 9 (b) ist das Periodogramm mittels der DFT auf Grundlage der äquidistanten Zeitreihe dargestellt.

Abbildung 9 (c) und (d) stellen die Periodogramme auf Grundlage der nicht äquidistanten Zeitreihe dar, (c) berechnet mittels LOMB (ofac = 4), (d) mittels DFT. In den Exponenten der abgebildeten Regressionsgleichungen ist zu erkennen, dass die geringe Nichtäquidistanz der Datenreihe vernachlässigt werden kann, da die Differenz der DFT-Spektren zwischen einer äquidistanten und einer als äquidistant angenommenen Zeitreihe geringer ist, als die Differenz zwischen LOMB und DFT Spektrum.

Eine Interpolation einer nichtäquidistanten Zeitreihe hin zu einer äquidistanten Zeitreihe, ist eine weitere Möglichkeit Spektren nichtäquidistanter Zeitreihen mittels DFT zu berechnen. Auch diese Möglichkeit wird untersucht.

Wie auch schon in Schulz und Stattegger (1997) beschrieben, führt eine Interpolation zu einer Unterschätzung der spektralen Amplitude bei hohen Frequenzen. Abbildung 10 zeigt im Vergleich zwei Periodogramme, (a) das mittels DFT für die nicht äquidistante Zeitreihe berechnete. In Abbildung 10 (b) ist das Periodogramm der Zeitreihe abgebildet, die durch Interpolation äquidistante Zeitschritte aufweist. Der Verlust an Varianz durch Interpolation (Schulz und Stattegger, 1997) im Vergleich zur nicht äquidistanten Zeitreihe wird in Abbildung 10 durch den steileren Anstieg deutlich (Betrag des Exponent in Regressionsgleichung in (b) ist größer). Um diesen Verlust an Varianz zu vermeiden, wird von einer Interpolation der Zeitreihen abgesehen.

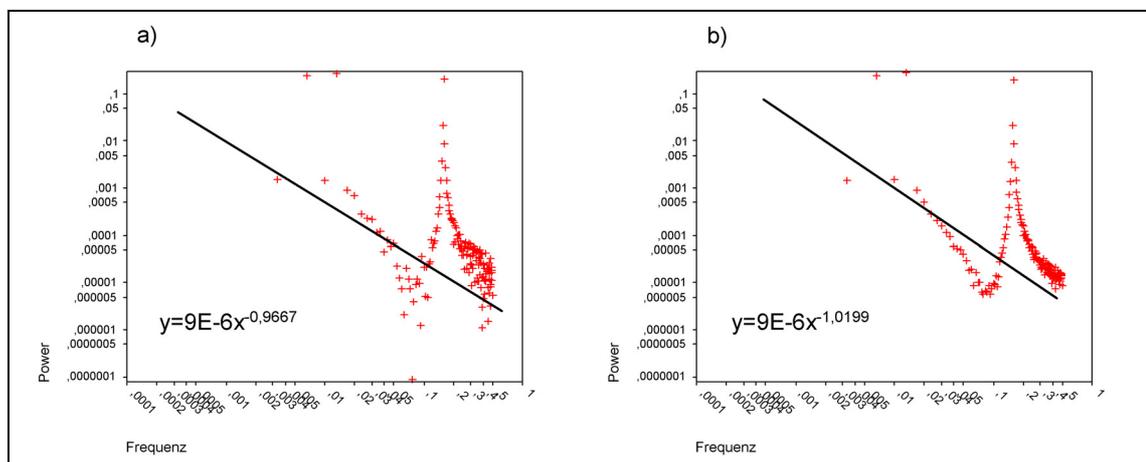


Abbildung 10: Vergleich Fourier-Spektren; a) nicht äquidistanter Zeitreihe, b) äquidistante Zeitreihe durch Interpolation

Zusammenfassend heißt das, zur Bestimmung der Spektren der Zeitreihen der Wolkenoberseitenhöhen kommt trotz der Nichtäquidistanz die DFT zur Anwendung.

Im Folgenden soll nun noch auf Phänomene bei der Analyse von Periodogrammen eingegangen werden. Dies sind der Leakage-Effekt und der Aliasing-Effekt (Grieser, 1997).

**Der Leakage-Effekt:**

Aufgrund der zeitlichen Begrenzung der Zeitreihe kann es dazu kommen, dass Schwingungen abgeschnitten werden. Eine abgeschnittene Schwingung kann nur dann korrekt mit der DFT transformiert werden, wenn sie periodisch fortsetzbar ist. Falls das Signal nicht periodisch fortsetzbar ist, enthält es Frequenzen, die nicht zu den von der DFT berechneten diskreten Frequenzen gehören. Die DFT "näht" diese Frequenzen durch die benachbarten Frequenzen an, dabei wird die Varianz auf diese Frequenzen verteilt. Dies wird als Leakage-Effekt (deutsch: Leck-Effekt) bezeichnet.

Zur Eindämmung dieses Effektes kommt das Verfahren des Data-Windowing zur Anwendung, es wird das Hanning-Fenster verwendet. Das Fenster wird auf die mittelwert- und trendbereinigte Zeitreihe angewendet, dieser Arbeitsschritt gehört also noch zur Konditionierung. Durch das Data-Windowing werden die Enden der Zeitreihe gegen Null reduziert.

Das Hanning-Fenster wird nach folgender Vorschrift auf die Zeitreihen angewendet:

$$w(n) = \frac{1}{2} \cdot \left[ 1 + \cos\left(\frac{\pi \cdot n}{N}\right) \right], \text{ mit } n = 1, 2, \dots, N \quad [6]$$

Darin ist  $w(n)$  das Ergebnis des Data-Windowing,  $n$  der jeweilige Zeitreihenwert und  $N$  die Gesamtanzahl der Zeitreihenwerte.

**Der Aliasing-Effekt:**

Das Aliasing ist eine Frequenzmissdeutung. Um eine Schwingung abzutasten, benötigt man mindestens zwei Messpunkte pro Periode. Schwingungen die hochfrequenter sind als eine Schwingung pro zwei Messpunkte werden missgedeutet. Somit erscheinen kurzwellige Schwingungen in der Zeitreihe als langwellige Schwingungen. Die größte noch korrekt aufgelöste Frequenz 0,5 wird als Nyquist-Frequenz bezeichnet (Grieser, 1997). Eine Möglichkeit diesen Effekt auszuschließen, ist zu wissen, dass höhere Frequenzen als die Nyquist-Frequenz nicht auftreten (Grieser, 1997). Eine solche Aussage, ist auf Grund der Komplexität der zugrunde liegenden Zeitreihe und der sie erzeugenden Prozesse, nicht möglich. Daher wird dieser Effekt hingenommen.

Abschließend wird noch ein Test auf weißes Rauschen durchgeführt. Dazu wird ein kumuliertes Periodogramm nach folgender Vorschrift erstellt:

$$A(r) = \frac{\sum_{k=1}^r F(k)}{\sum_{k=1}^M F(k)}, \text{ mit } r = 1, 2, \dots, M \quad [7]$$

Darin sind  $F(k)$  die bestimmten Fourierkoeffizienten.  $A(r)$  sind die Werte, die in Abbildung 11 auf der Ordinate dargestellt sind, die Abszisse bildet der Quotient  $r/M$  für alle  $r$ .

Der Abstand der zugrundeliegenden Zeitreihe zur Winkelhalbierenden gilt als Maß dafür, inwieweit die Zeitreihe eine Realisierung eines White-Noise-Prozesses ist. Dabei gilt, je weiter die Zeitreihe von der Winkelhalbierenden des kumulierten Periodogramms entfernt ist, desto geringer ist der Einfluss des White-Noise-Prozesses auf die Zeitreihe (Grieser, 1997). Ein solcher Einfluss wurde nicht festgestellt.

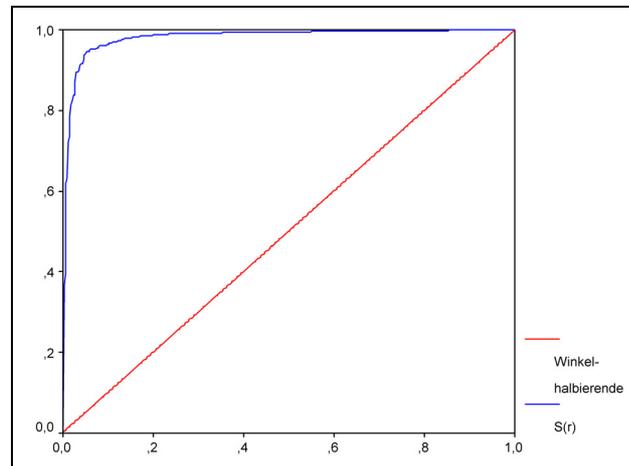


Abbildung 11: Kumuliertes Periodogramm einer Zeitreihe von Wolkenoberseitenmessungen

Die Spektren werden somit für die mittelwert- und trendbereinigten Daten, auf die das Hanning-Fenster angewendet wurde, bestimmt.

Im Folgenden sollen die einzelnen Arbeitsschritte der Diskreten Fourier Transformation und die Bestimmung der Spektren näher erläutert werden.

Zur einfacheren Handhabung bietet es sich an, Zeitreihen mit graden Stichprobenumfang zu nutzen. Auch hier gilt die Annahme der Normalverteilung für die Zeitreihen.

Die Fourierdarstellung einer Zeitreihe  $x(n)$  mit  $N$  Werten  $n=0, 1, 2, \dots, N-1$  lautet:

$$x(n) = \sum_{k=0}^{N-1} F(k) \exp\left(\frac{i \cdot 2 \cdot \pi \cdot n \cdot k}{N}\right) \quad [8]$$

Dieser Ausdruck wird als eindimensionale Inverse Transformation bezeichnet.

Dabei sind  $F(k)$  die Fourierkoeffizienten der Wellenzahl  $k$ , die sich mit der sogenannten Forward Transformation aus der Zeitreihe ermitteln lassen. Die Fourierkoeffizienten  $F(k)$  sind komplexe Zahlen, bestehen also aus Real- und Imaginärteil, wobei der Realteil von  $F(0)$  den Mittelwert der Zeitreihe repräsentiert. Zum Abtasten einer Schwingung werden mindestens zwei Messpunkte benötigt, somit ist eine Erfassung von Schwingungen die hochfrequenter sind als  $f = 0,5$  (Nyquist-Frequenz) zwar möglich, diese werden aber missgedeutet (Aliasing).

Aus diesem Grund enthalten die Fourierkoeffizienten größer  $N/2$  keine neuen Informationen, sondern sind lediglich konjugiert komplex zur ersten Hälfte.

Die spektrale Dichte  $S(k)$ , oder auch Power, berechnet sich nun für 0 bis  $N/2$  wie folgt:

$$S(k) = \text{Realteil} F(k)^2 + \text{Imaginärteil} F(k)^2. \quad [9]$$

Das gesuchte Gesamtspektrum der Zeitreihe wird durch den Anstieg einer potentiellen Regression im log-log Plot des Powerspektrums repräsentiert.

Dazu wird die spektrale Dichte gegen die Frequenzen doppeltlogarithmisch aufgetragen, wobei sich die Frequenzen von der kleinsten ( $1/(N \cdot \Delta t)$ ) zur größten ( $1/(2 \cdot \Delta t)$ ) auf der Abszisse befinden.

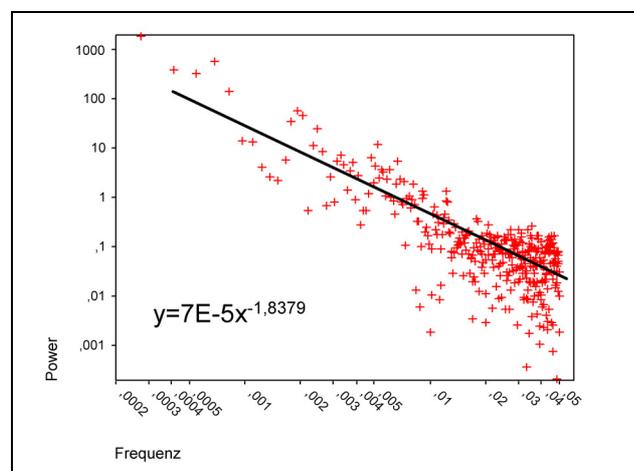


Abbildung 12: Powerspektrum einer Zeitreihe von Wolkenoberseitenmessungen mit potentieller Regression

Diese Darstellungsform (Abbildung 12) macht deutlich wie groß der Anteil der einzelnen Frequenzen an der Beschreibung der Gesamtvarianz der Zeitreihe ist. Die Fläche unter der Kurve entspricht der Gesamtvarianz (Parseval-Rayleigh Theorem). Dieser Zusammenhang bildet die Grundlage für die Übertragung der Varianz der Zeitreihe auf die zweidimensionalen Wolkenoberseitenfelder.

Für die Simulation dieser Felder ist es also nicht notwendig spezielle Frequenzen im Spektrum zu finden und zu analysieren, sondern es ist nur die grobe Form des Spektrums von Interesse. Bei solchen spektralen Untersuchungen wird daher oft auf Spektralglätter, wie z.B. den Hanning-Glätter (Gieser, 1997) zurückgegriffen. Die Anwendung des Hanning-Glätters hat eine Erhöhung des Gesamtspektrums zur Folge, d.h. die spektralen Amplituden der hohen Frequenzen im Spektrum werden stärker beeinflusst als die der niederen Frequenzen. Um einen Informationsverlust oder gar Fehler durch eine derartige Änderung des Spektrums auszuschließen, wird auf die Glättung des Spektrums verzichtet.

### 4.1.2 Simulation 2-dimensionaler Wolkenoberseitenfelder

In diesem Abschnitt soll nun beschrieben werden, wie die zweidimensionalen Wolkenoberseitenfelder mit der spektralen Information der Zeitreihen generiert werden. Die Vorgehensweise richtet sich nach Baker und Davies (1991). Der Grundgedanke, dass Wolkenfelder durch ein kontinuierliches Varianzspektrum beschrieben werden können, zeigen auch frühere Untersuchungen (Cahalan und Snider, 1989).

Die beschriebene Methode beinhaltet die Annahme der horizontalen Isotropie der Wolkenoberseitenfelder. Das Verfahren beachtet lediglich die Steigung des Spektrums, nicht aber Informationen über die spektrale Dichte bei einzelnen Frequenzen. Daraus folgt, dass die Ausgangsdaten nicht rekonstruierbar sind und im entstehenden Feld Ausgangsdatenpunkte nur durch Zufall auftreten.

In den berechneten Spektren wurde kein Scalebreak festgestellt. Ein Scalebreak ist eine Änderung des Anstieges im Varianzspektrum, wobei der Anstieg im hochfrequenten Bereich ein anderer ist als bei den niedrigen Frequenzen.

Die Übertragung der zeitlichen Information der Ausgangsdaten in den Raum der simulierten Felder erfolgt über die Annahme der horizontalen Advektion der Wolke mit dem Wind. Dabei muss die Annahme der so genannten frozen Turbulence getroffen werden. Eine weitere Annahme ist, dass die Regression im Periodogramm ohne Änderung des Anstieges in den hochfrequenten Bereich fortgeführt werden kann. Mit dieser Annahme wird es möglich, auch nicht gemessene Information in die Simulation einfließen zu lassen. Es ist also möglich, Felder jeder horizontalen Ausdehnung und Auflösung zu simulieren.

Im ersten Schritt der Simulation wird ein Feld komplexer Zufallszahlen erzeugt, diese Zufallszahlen besitzen den Mittelwert Null und die Standardabweichung Eins. Zur Generierung normalverteilter Zufallszahlen kommt die Box Muller Transformation (Box und Muller, 1958) zur Anwendung. Die Verwendung solcher Zufallszahlen kann auch dazu dienen, mehrere Realisierungen einer Wolkenoberseite mit den gleichen statistischen Eigenschaften zu erzeugen. Die Inverse Transformation dieses Zufallszahlenfeldes würde ein Feld weißen Rauschens (white noise) ergeben (Kobayashi, 1988).

Im Folgenden wird unter Verwendung des Anstieges des Varianzspektrums ein Feld aus Gewichten  $J_{kl}$  berechnet, die später das „Noisefeld“ entsprechend der spektralen Dichte in den Frequenzbereichen wichten sollen.

$$J_{kl} = \left[ (k^2 + l^2)^{1/2} \right]^{-s/2} \quad [10]$$

$k$  und  $l$  sind die senkrecht zueinander stehenden Wellenzahlen und  $s$  ist das Spektrum (Anstieg der potentiellen Regression).

Die Berechnung beider Felder, „Noisefeld“ und „Wichtungsfeld“, ist auf Grund der Symmetrie nur für die obere Hälfte der  $N \times N$  Matrix notwendig. Stellt man sich ein zweidimensionales Feld vor, so ist es also notwendig in x-Richtung alle Koeffizienten von 1 bis  $N$  zu berechnen und in y-Richtung lediglich von 1 bis  $N/2 + 1$ .

Die Symmetrieregeln (Pardo-Igúzquiza und Chica-Olmo, 1993), die ein vollständiges Feld ergeben, werden auf das Produkt aus „Noisefeld“ und „Wichtungsfeld“ angewendet.

Die Inverse Transformation dieser Fourierkoeffizientenmatrix ergibt ein vollständiges, zweidimensionales Wolkenoberseitenfeld.

Eine Untersuchung hat gezeigt, dass die Varianzen der Felder nicht den Varianzen der zugehörigen Ausgangsdatenreihen entsprechen. Dieser Effekt entsteht, da die spektralen Amplituden nicht mit in die Berechnung der Felder eingehen. Um dieses Manko zu beheben wird ein Skalierungsfaktor eingeführt, der die vorhandene Varianz auf die Varianz der Ausgangsdatenreihe korrigiert. Hierbei muss beachtet werden, dass der Skalierungsfaktor auf den Real- und Imaginärteil der Fourierkoeffizienten aufgeteilt werden muss. Dies kann erreicht werden, indem der Skalierungsfaktor als komplexe Zahl, mit dem Imaginärteil Null, mit den Koeffizienten multipliziert wird.

Auf diese Weise entstehen varianznormierte Fourierkoeffizienten  $F(u, v)$ , die bei einer Inversen Fouriertransformation ein Wolkenoberseitenfeld mit der Varianz der Ausgangsdatenreihe ergeben.

Die zweidimensionale inverse diskrete Fouriertransformation wird nach folgender Vorschrift durchgeführt:

$$f(x, y) = \sum_{u=0}^{M-1} \sum_{v=0}^{N-1} F(u, v) \cdot e^{i \cdot 2 \cdot \pi (u \cdot x / M + v \cdot y / N)}$$

$$x = 0, 1, \dots, M - 1$$

$$y = 0, 1, \dots, N - 1$$
[11]

Von den so entstehenden komplexen Koeffizienten  $f(x, y)$  ist nur der Realteil entscheidend. Abschließend muss nur noch die mittlere Höhe der jeweiligen Wolke (Mittelwert der Ausgangsdatenreihen) zu den entsprechenden simulierten Feldern addiert werden.

Eventuell eliminierte Trends der Ausgangsdatenreihe müssten ebenfalls noch auf die simulierten Felder übertragen werden.

Auf diese Art und Weise entstehen Wolkenoberseitenfelder, die die gleichen statistischen und spektralen Eigenschaften wie die Ausgangsdatenreihe besitzen. Abbildung 13 zeigt die Visualisierung eines Wolkenoberseitenfeldes, hier nur  $0,5 \times 0,5$  km. Die Felder wurden für  $1 \times 1$  km generiert, bei dieser Größe wirken die Höhen aber aufgrund der Darstellungsform stark überhöht und erscheinen sehr zackig. Daher zeigt Abbildung 14 nochmals die Vergrößerung der ersten  $100 \times 100$  m aus Abbildung 13.

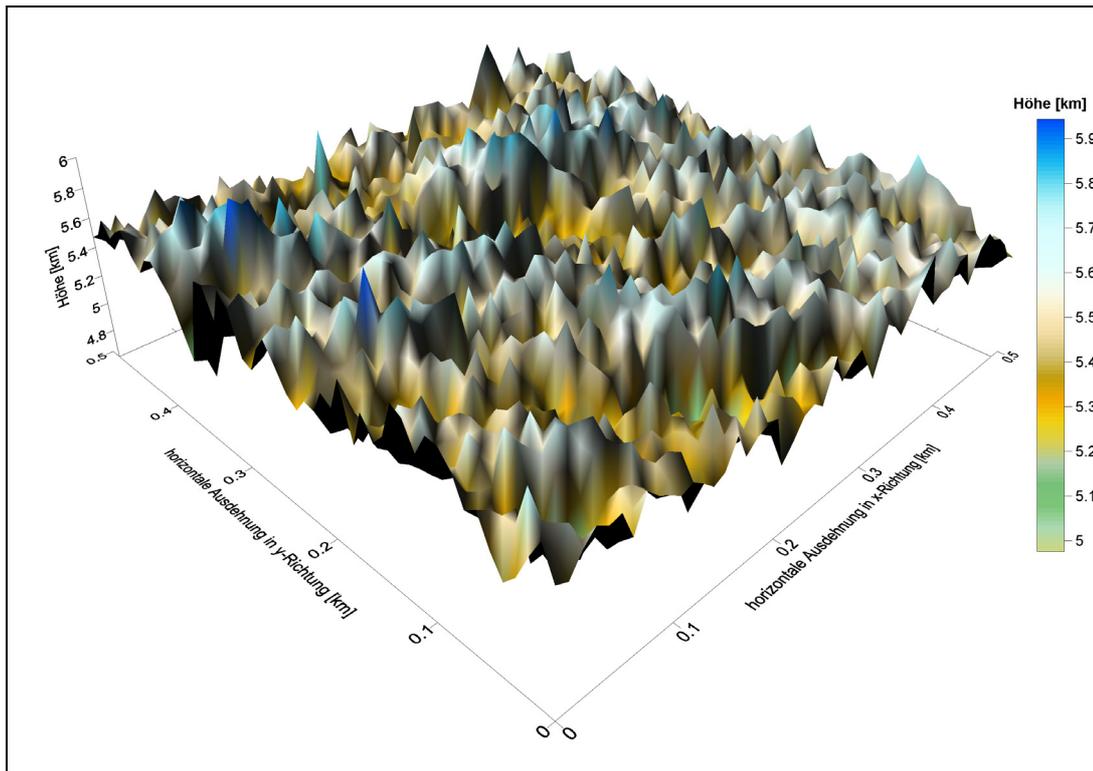


Abbildung 13: exemplarische Darstellung eines generierten Wolkenoberseitenfeldes

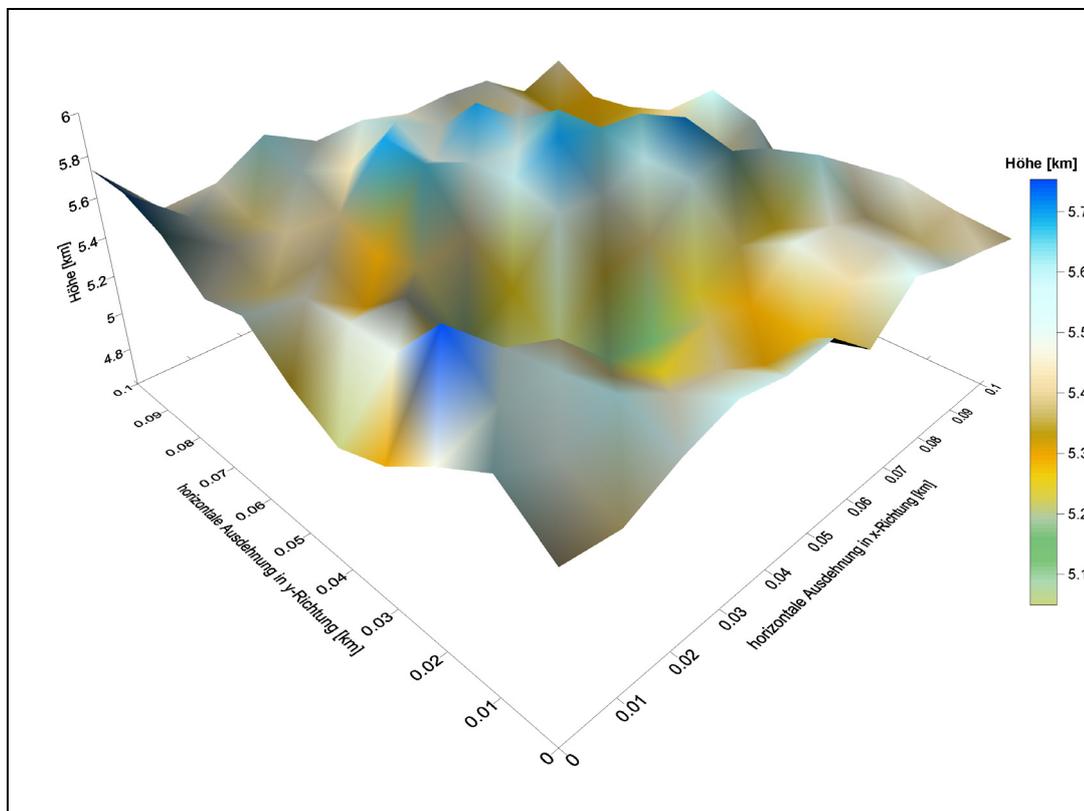


Abbildung 14: Vergrößerung des generierten Wolkenoberseitenfeldes

### 4.1.3 Übergang zu dreidimensionalen Feldern

Die vertikale Dimension der Wolkenfelder wird durch ein Flüssigwasserprofil (LWC-Profil) gebildet. Dieses Vertikalprofil erstreckt sich von der Wolkenunterseite (CB) bis zur Wolkenoberseite (CT) der jeweiligen horizontalen Gitterzelle. Das verwendete LWC-Profil soll einerseits die Realität möglichst genau widerspiegeln, andererseits muss für diese Betrachtungen ausgeschlossen werden, dass durch das LWC-Profil eine horizontale, strahlungsrelevante Variabilität auftritt. Sollte dies geschehen, können eventuelle Unterschiede der Strahlungstransfersimulationen bei verschiedenen Wolkenoberseitenvariabilitäten nicht eindeutig dieser zugeordnet werden.

Ein konstanter LWC über die Höhe ist einfach und bringt mit Sicherheit keine horizontale Variabilität, ist aber sehr unrealistisch. In natürlichen Wolken steigt der LWC beginnend von der Wolkenunterseite langsam an, bis er in der oberen Hälfte sein Maximum erreicht, um dann zur Wolkenoberseite hin abzunehmen (Pruppacher und Klett, 1997). Der langsame Anstieg ist mit Verlusten an Flüssigwasser durch Niederschlag und Drizzle zu erklären, während Entrainmenteffekte der Grund für die Abnahme an der Oberseite sind (Simmer, 1994). Das subadiabatische Profil zeigt einen solchen Verlauf des LWC mit der Höhe. Aber auch bei einem solchen LWC-Profil kann nicht ausgeschlossen werden, dass es bei verschiedenen vertikalen Mächtigkeiten zu zusätzlicher horizontaler Variabilität kommt. Aus diesem Grund kommt ein adiabatisches LWC-Profil zur Anwendung. Dabei steigt der LWC von der Wolkenunterseite stetig an. Ein solches Profil stellt das Maximum des Flüssigwassergehaltes in einer Wolke dar. Dieses Profil erfüllt die Anforderung, keine zusätzliche horizontale Variabilität zu erzeugen und ist realistischer als ein konstanter LWC mit der Höhe.

Die vertikale Ausdehnung der Wolke in jedem Gitterpunkt bildet ein adiabatisches LWC-Profil, welches sich für jede Gitterzelle von der Wolkenunterseite bis zur jeweiligen Höhe der Wolkenoberseite erstreckt. Das adiabatische LWC-Profil lässt sich nach folgender Formel berechnen (Korolev, 1993), wobei der Wert an der Wolkenunterseite gleich Null ist.

$$LWC_{ad}(z) = \int_{Z_0}^z \beta_{ad}(z) dz \quad [12]$$

Darin ist  $Z_0$  die Höhe des Kondensationsniveaus (gleich CB), und  $\beta_{ad}$  ist der vertikale adiabatische Gradient des LWC, der wie folgt bestimmt werden kann:

$$\beta_{ad} = g \cdot \left( \frac{L \cdot R_m}{c_p \cdot R_v \cdot T} - 1 \right) \left/ \left( \frac{R_v \cdot T \cdot P}{e_s} + \frac{L^2 \cdot R_m}{c_p \cdot R_v \cdot T} \right) \right. \quad [13]$$

Der vertikale adiabatische Gradient in einer Schicht ist demnach eine Funktion von Temperatur und Druck. In [13] ist  $R_v$  die Gaskonstante für Wasserdampf,  $R_m$  die Gaskonstante für feuchte Luft,  $g$  die Fallbeschleunigung,  $L$  die Verdunstungswärme,  $c_p$  die spezifische Wärme bei konstantem Druck,  $e_s$  der Sättigungsdampfdruck und  $T$  bzw.  $P$  sind Temperatur in K bzw. Druck in hPa (Korolev, 1993).

Die Strahlungsprozesse werden aber nicht nur vom Gehalt an Flüssigwasser in einer Schicht bestimmt. Großen Einfluss hat, wie bereits erwähnt, die Tröpfchengrößenverteilung (PSD). Viele Untersuchungen haben gezeigt, dass die PSD gut durch die modifizierte Gamma Verteilungsfunktion beschrieben werden kann.

$$n(r) = C \cdot r^\alpha \cdot \exp(-\beta \cdot r^\gamma) \quad [14]$$

$n(r)$  stellt die Anzahl der Tröpfchen je Radiusintervall  $[r, r + dr]$  dar.

Dabei wird  $\alpha = 6$  gesetzt. Diese Annahme wird bei hoch aufgelösten Betrachtungen herangezogen (Kokhanovsky, 2004). Mit  $\gamma = 1$  wird [14] zur Standard-Gammaverteilung. Die Parameter  $C$  und  $\beta$  werden mit dem jeweiligen Flüssigwasser-gehalt (LWC) für jedes Volumen bestimmt.

Oft werden PSD durch ihre Momente beschrieben, diese Momente können aber auch aus Messungen optischer Eigenschaften abgeleitet werden, ohne die PSD zu kennen. Ein solches Moment ist der effektive Radius ( $R_{\text{eff}}$ ).

$R_{\text{eff}}$  könnte mittels PSD leicht bestimmt werden. Da aber der LWC und die PSD durch Effekte wie das Entrainment beeinflusst werden, ist die Bestimmung aller notwendigen PSD sehr aufwendig und schwierig. Da die Bestimmung aller notwendigen PSD häufig nicht möglich ist, kommen zur Bestimmung des  $R_{\text{eff}}$  häufig Parametrisierungen zur Anwendung.

Die Parametrisierung nach Bower et al. (1994) basiert auf einer Reihe von Messungen und setzt den  $R_{\text{eff}}$  in Abhängigkeit vom LWC und der Tröpfchenanzahl. Diese Parametrisierung wurde ursprünglich für die Anwendung in GCM (general circulation model) entwickelt und gilt somit eigentlich für die Betrachtung großer Gitterboxen.

$$R_{\text{eff}} = 100 \cdot \left( LWC \cdot \frac{3}{4\pi \cdot N} \right)^{\frac{1}{3}} \quad [15]$$

Die Vereinfachung hierbei ist die Festlegung der Tröpfchenanzahl  $N$ . Die Untersuchungen von Bower unterschieden zwischen zwei Regionen des Auftretens von Wolken. Es ergaben sich folgende Werte:

- kontinentale Wolke:  $N=600$  und
- maritime Wolke:  $N=150$ .

Weiterhin wurde in dieser Arbeit vorgeschlagen, dass für vertikal mächtige Kumulusbewölkung ein konstanter  $R_{\text{eff}}$  festgelegt wird, da durch die hier verstärkt auftretende Turbulenz durch Entrainment und Downdrafts ein einheitlicherer  $R_{\text{eff}}$  auftritt.

Im Einzelnen gilt:

- kontinentale, konvektive Bewölkung
  - vertikale Mächtigkeit kleiner 500 Meter:  $R_{\text{eff}} = 10 \mu\text{m}$
  - vertikale Mächtigkeit größer 500 Meter:  $R_{\text{eff}} = \text{gemäß [15]}$
- kontinentale, stratiforme Bewölkung
  - $R_{\text{eff}} = \text{gemäß [15]}$
- maritime, konvektive Bewölkung
  - vertikale Mächtigkeit kleiner 1500 Meter:  $R_{\text{eff}} = 16 \mu\text{m}$
  - vertikale Mächtigkeit größer 1500 Meter:  $R_{\text{eff}} = \text{gemäß [15]}$
- maritime, stratiforme Bewölkung
  - $R_{\text{eff}} = \text{gemäß [15]}$

Mit diesen Zusammenhängen und Parametrisierungen entsteht die vertikale Erstreckung der Wolke, gekennzeichnet durch den Flüssigwassergehalt (LWC) und den effektiven Radius ( $R_{\text{eff}}$ ) in jeder Höhengschicht für alle horizontalen Gitterelemente. Eine Visualisierung des LWC für ein Wolkenfeld von  $50 \times 50$  Gitterzellen á 10 m (also  $0,5 \times 0,5$  km) zeigt Abbildung 15 für die Realisierung mit homogener Oberseite (CT = Mittelwert der heterogenen Wolkenoberseitenhöhen) und Abbildung 16 für die Realisierung mit heterogener Oberseite. Die vertikale Auflösung beträgt in diesem Fall unterhalb der Variabilität der Oberseite, das heißt von der CB (cloud base) bis zur niedrigsten CT (cloud top) 50 m und ab da bis zur höchsten CT 10 m.

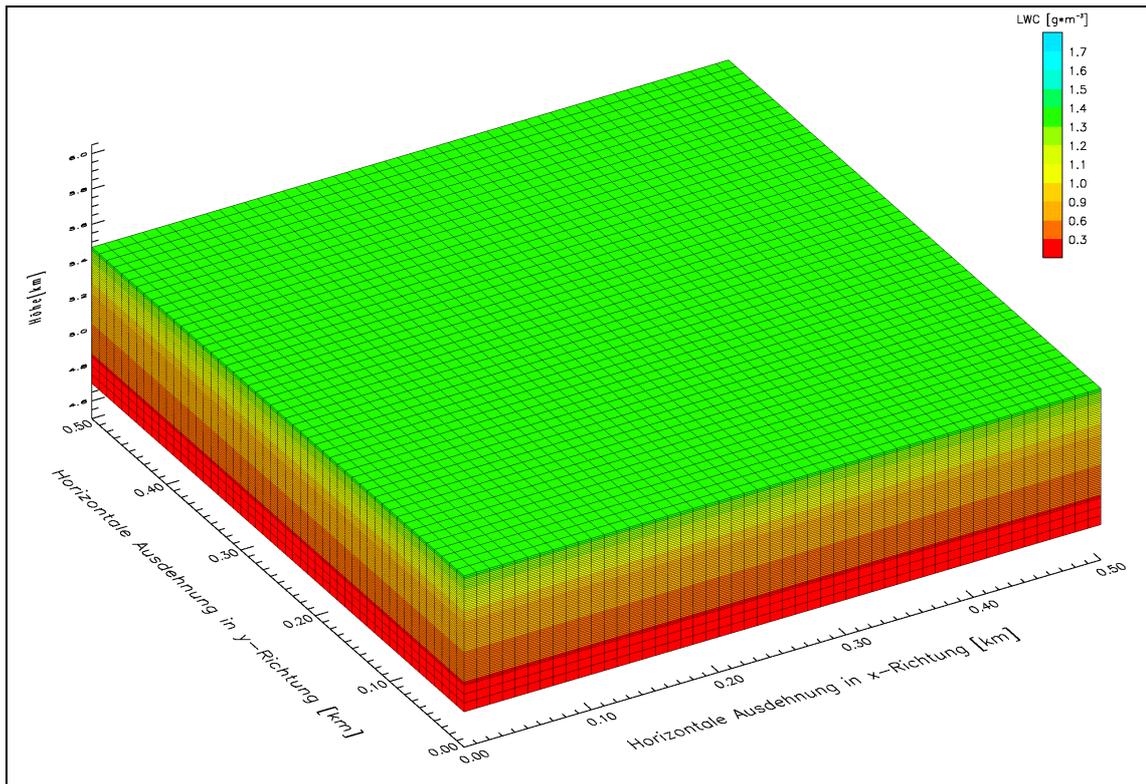


Abbildung 15: 3D Wolkenfeld mit homogene Oberseitenrealisierung

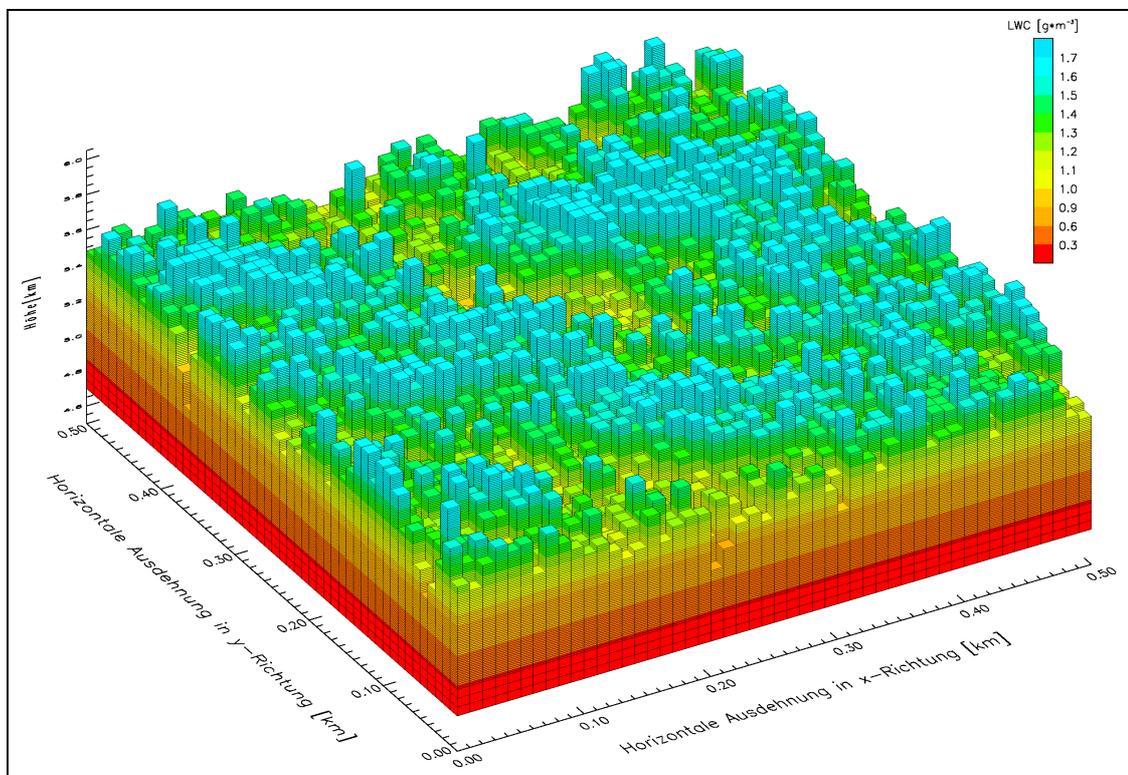


Abbildung 16: 3D Wolkenfeld mit heterogene Oberseitenrealisierung

## 4.2 Statistik

Eine statistische Untersuchung der verwendeten Messwerte ist immer sehr hilfreich, um einschätzen zu können, wie die vorliegenden Daten beschaffen sind und eventuell welche Zusammenhänge zwischen ihnen bestehen. Die Statistik gibt auch Aufschluss darüber, welche Rückschlüsse die Daten zulassen und welche durch die Datengrundlage nur wenig gestützt werden.

Im folgenden Abschnitt werden die verwendeten Daten und deren Charakteristik näher beleuchtet. Anschließend wird versucht, ein Zusammenhang zwischen Atmosphärenparametern und der Variabilität der Wolkenoberseite herzustellen, dies geschieht über die Verknüpfung der Atmosphärenparameter mit Kenngrößen für die Variabilität der Wolkenoberseite.

Eine solche statistische Untersuchung ist für diese Arbeit dahingehend entscheidend, da sie zeigen soll, dass die Wolkenoberseitenvariabilität die Realisierung der vorherrschenden Atmosphärenprozesse ist. Diese Prozesse sind durch Atmosphärenparameter gekennzeichnet. Ziel der statistischen Untersuchung ist es, zu zeigen welche Zustände der Atmosphäre im Bereich der Wolkenoberseitenvariabilität anzutreffen sind. Weiterhin wird die Wolkenoberseitenvariabilität in Abhängigkeit zu diesen Atmosphärenparameter gesetzt, um eventuell die Oberseitenvariabilität aus diesen Parametern abzuleiten.

### 4.2.1 Datengrundlage

Im ersten Schritt wird die Bandbreite wesentliche Parameter mittels Histogrammen dargestellt, um einen ersten Überblick zu erhalten. In den Histogrammen ist auf der Ordinate jeweils die Anzahl der zur jeweiligen Klasse gehörenden Fälle aufgetragen. In Abbildung 17 sind erste wichtige Kennwerte dargestellt. Alle Parameter und statistischen Größen werden für horizontale Schichten mit einer Mächtigkeit von 250 m und für die Geltungsdauer der entsprechenden Profilmessung abgeleitet. Die Schichtdicken entsprechen den vertikalen Abständen der Temperatur und Windmessungen. Im Folgenden steht „unterhalb CT“ für die Schicht direkt unter der Wolkenoberseite, die Bezeichnung „oberhalb CT“ kennzeichnet die Schicht direkt über der Wolkenoberseite. Es ergaben sich 752 Profilmessungen. Die Geltungsdauer erstreckt sich von  $t-\Delta t/2$  bis  $t+\Delta t/2$ , wobei  $\Delta t$  der Abstand zweier Profilmessungen ist. Für dieses Zeitfenster werden auch die, neben der Verteilung der Geltungsdauern dargestellte, mittlere Höhe der Wolkenoberseiten, deren Standardabweichung und das Spektrum der Wolkenoberseite im Zeitfenster der Geltungsdauer bestimmt. Abbildung 17 (b) zeigt, dass die Geltungsdauern im Wesentlichen um ca. 10 Minuten schwanken, mit wenigen Ausnahmen durch Messlücken bzw. kürzere Zeitabstände zum Wolkenanfang und Wolkenende. Die mittleren Höhen der Wolkenoberseite (Abbildung 17 (a) ) liegen vorrangig um die 1000 bis 3500 Meter.

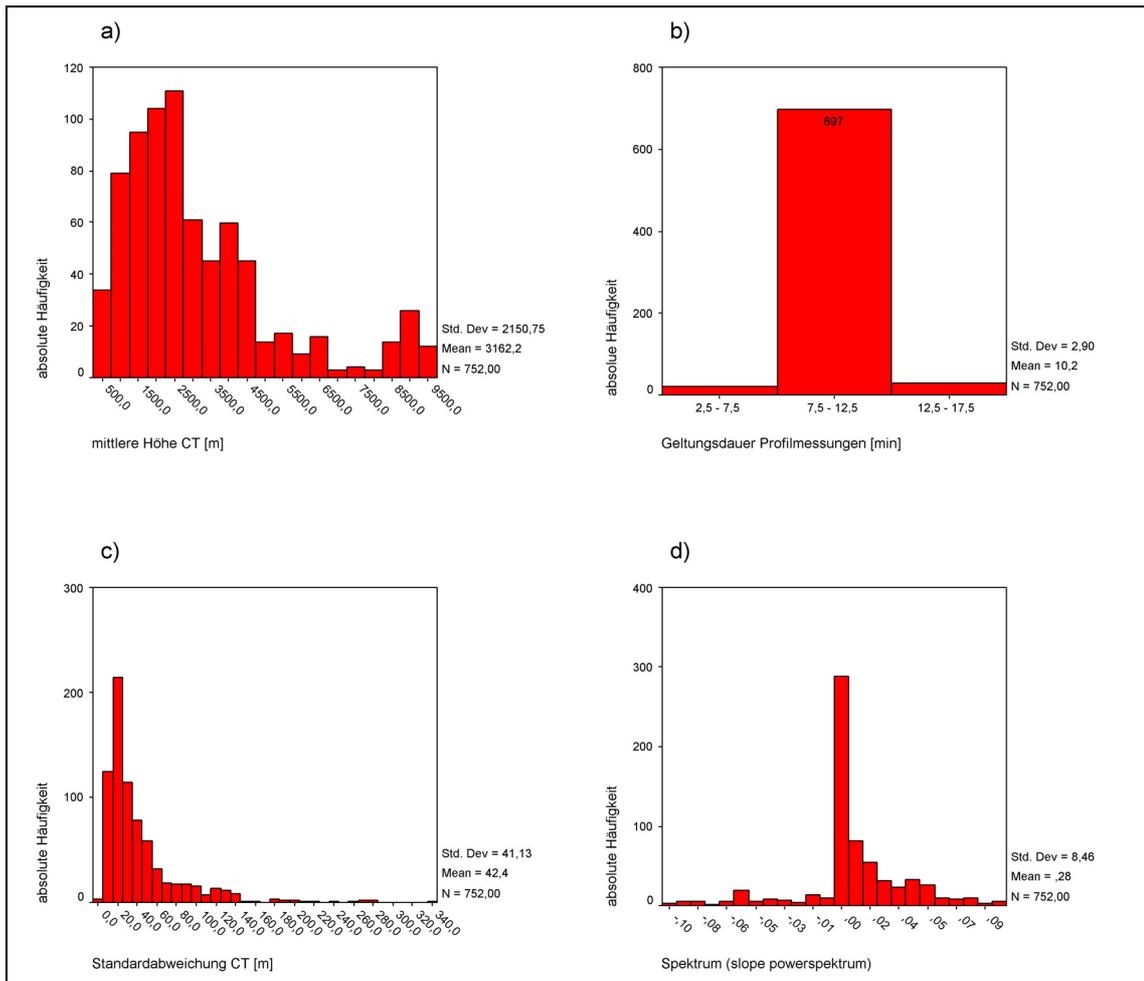


Abbildung 17: Absolute Histogramme; a) mittlere Höhe Wolkenoberseite, b) Geltungsdauer der Profilmessungen, c) Standardabweichung Wolkenoberseitenhöhe, d) berechnete Spektren in Geltungsbereichen

Die in Abbildung 17 (c) dargestellte Standardabweichung zeigt ein verstärktes Auftreten geringer Variabilität. Dieser Effekt ist auch mit der Kürze des Betrachtungsintervalls zu erklären, obwohl auch hohe Variabilitäten auftreten. Bei der Vergrößerung der Zeitintervalle muss aber damit gerechnet werden, dass die zu einem Zeitpunkt gemessenen Parameter der Profile nicht mehr die Prozesse widerspiegeln, die für die Ausbildung der Variabilität im zugeordneten Zeitintervall verantwortlich sind. Selbiges gilt für die dargestellten Spektren (Anstieg der potentiellen Regression im Powerspektrum) (Abbildung 17 (d)). Die Betrachtung kurzer Zeitreihen erzeugt kleine Spektren und sogar positive Werte. Diese bedeuten, dass die hohen Frequenzen den Großteil der Varianz beschreiben.

Prozesse, die für die Variabilität der Oberseite verantwortlich sind, sind wie bereits in Abschnitt 2.3 angesprochen unter anderem der Vertikalwind, Windscherungseffekte und die Stabilitätsverhältnisse der Atmosphäre. Abbildung 18 soll die angetroffenen Zustände dieser Größen verdeutlichen.

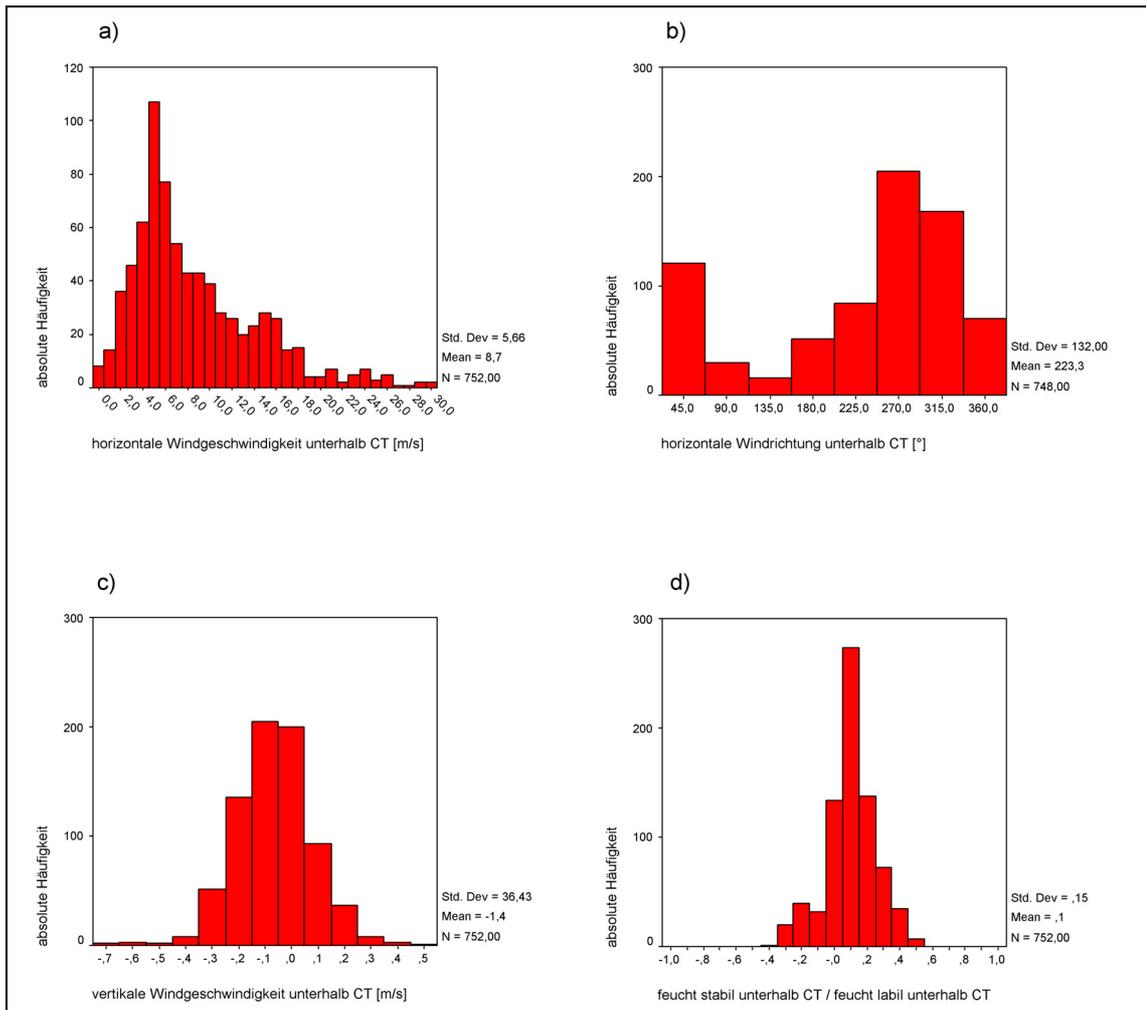


Abbildung 18: absolute Histogramme; a) horizontale Windgeschwindigkeit, b) horizontale Windrichtung, c) vertikale Windgeschwindigkeit, d) Stabilitätsverhältnisse (alle Histogramme beziehen sich auf die Schicht unterhalb der Wolkenoberseite)

Beim Vertikalwind (Abbildung 18 (c)) treten mehr Abwinde auf (negatives Vorzeichen). Es gilt aber, dass Extremwerte seltener anzutreffen sind als geringe Windgeschwindigkeiten. Dies gilt auch für die horizontale Windgeschwindigkeit (Abbildung 18 (a)), wo moderate Geschwindigkeiten um bis zu 2 m/s vorherrschen. Der horizontale Wind weht vorrangig aus westlichen Richtungen (Abbildung 18 (b)). Die Stabilitätsverhältnisse unterhalb der Wolkenoberseite sind feucht-indifferent bis leicht feucht-labil. In Abbildung 18 (d) ist dies dargestellt. Zur Bestimmung der Stabilitätsverhältnisse wird für jede Schicht eines Profils der temperatur- und druckabhängige feuchtadiabatische Temperaturgradient bestimmt.

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \cdot \frac{1 + \frac{l_{wv} \cdot s_s}{R \cdot T}}{1 + \frac{l_{wv} \cdot s_s}{c_p \cdot e_s} \cdot \frac{de_s}{dT}} \quad [16]$$

Darin ist  $g$  die Fallbeschleunigung,  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck,  $l_{wv}$  die spezifische Verdampfungswärme,  $s_s$  die spezifische Feuchte bei Sättigung,  $R$  die universelle Gaskonstante,  $T$  die Temperatur in K,  $e_s$  der Sättigungsdampfdruck in hPa und  $de_s/dT$  die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve.

Dabei berechnet sich der Sättigungsdampfdruck gemäß der bekannten Magnusformel, wobei anhand der Temperatur in Höhe der Wolkenoberseite zwischen der Parametrisierung für Wasser und Eis unterschieden werden muss. Die spezifische Verdampfungswärme und die spezifische Feuchte bei Sättigung wird wie folgt berechnet:

$$l_{wv} = (2,5008 - 0,002372 \cdot t) \cdot 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$$

$$s_s = 0,622 \cdot \frac{e_s}{P} \quad [17]$$

Darin ist  $t$  die Temperatur in °C und  $P$  der Druck in hPa.

Auf der Abszisse in Abbildung 18 (d) ist die Differenz zwischen tatsächlichem Temperaturgradienten in der Schicht und dem für diese berechneten feuchtadiabatischen Temperaturgradienten in K/100m aufgetragen. Negative Werte stellen feucht stabile Verhältnisse dar, positive Werte feucht labile.

Wie sich die Windgeschwindigkeiten und Stabilitätsverhältnisse auf die Wolkenoberseitenvariabilität auswirken wird im folgenden Abschnitt betrachtet.

#### 4.2.2 Ergebnisse der statistischen Analyse

Dieser Abschnitt präsentiert Ergebnisse der statistischen Untersuchung. Zusammenhänge zwischen Parametern und gezogene Rückschlüsse auf die Variabilität der Wolkenoberseite (CT = cloud top) werden durch Scatterplots verdeutlicht.

In den Abbildungen dienen die Standardabweichung der CT sowie die Spektren der Zeitreihenintervalle als Kenngrößen für die Variabilität der Wolkenoberseite.

Abbildung 19 stellt beide Variabilitätsmaße gegenüber. Es ist zu erkennen, dass hohe Standardabweichungen der Wolkenoberseite bei geringen Anstiegen des Powerspektrums zu finden sind. Das heißt nichts anderes, als dass der Varianzanteil hoher Frequenzen und niedriger Frequenzen an der Beschreibung der Gesamtvarianz bei hohen Variabilitäten im Betrachtungsintervall in etwa gleich groß ist.

Betrachtet man die Variabilität die durch niedrige Frequenzen beschrieben wird als die Realisierung großskaliger Prozesse, und die die durch hohe Frequenzen beschrieben wird als die Realisierung kleinskaliger Prozesse, so findet man hohe Variabilitäten wenn beide Größenordnungen gleichermaßen vertreten sind. Somit spielen beim Vorhandensein hoher Wolkenoberseitenvariabilitäten kleinskalige Prozesse eine mindestens ebenso entscheidende Rolle wie großskalige.

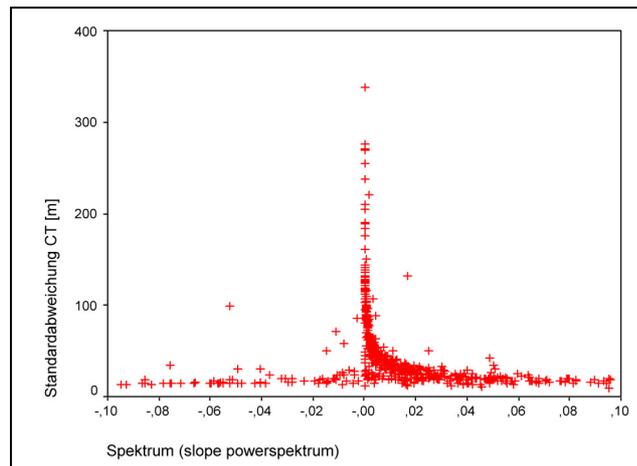


Abbildung 19: Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen in Abhängigkeit zum Spektrum, beide Größen beziehen sich auf die jeweiligen Geltungsdauern der Profilmessungen

Bevor der Einfluss von Stabilitätsverhältnissen oder Windeffekten auf die Wolkenoberseitenvariabilität beleuchtet wird, stellt Abbildung 20 (a) die Standardabweichung der CT bzw. das Spektrum des Zeitreihenintervalls (Abbildung 20 (b) ) der Wolkenoberseitenmessungen der Geltungsdauer der Profilmessungen gegenüber.

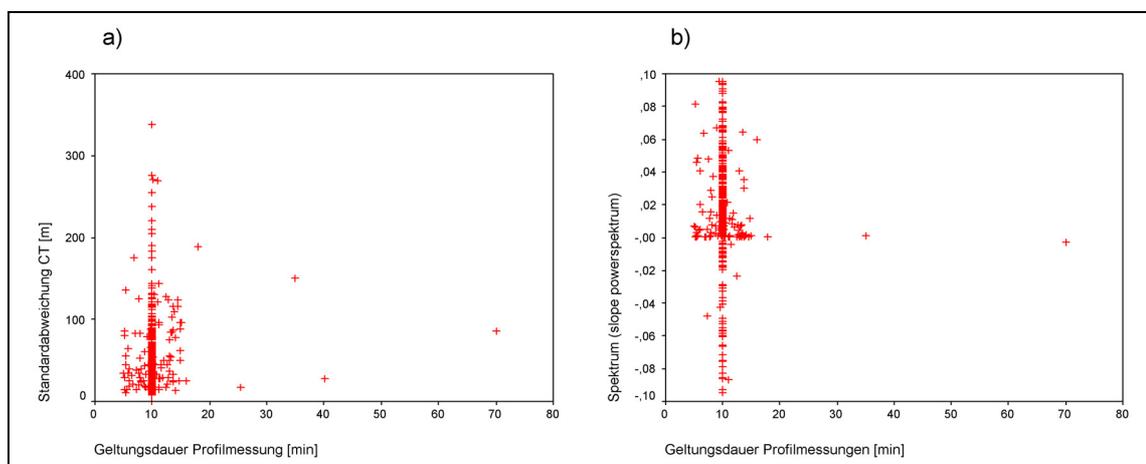


Abbildung 20: Geltungsdauer der Profilmessungen in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) und zum Spektrum (b)

Die geringfügigen Schwankungen der Geltungsdauer wirkt sich nicht entscheidend auf die Standardabweichung bzw. das Spektrum aus, zumal auch nur selten eine größere Abweichung von der typischen Dauer von 10 Minuten auftritt.

Zunächst soll der Einfluss der Stabilität der Atmosphäre im Bereich der Wolkenoberseite auf deren Variabilität näher betrachtet werden.

Abbildung 21 zeigt, bei welchen Temperaturgradienten ( $dT/dz$ ) unterhalb der CT, welche Standardabweichungen der CT (Abbildung 21 (a) ) bzw. welches Spektrum des Zeitreihenabschnittes (Abbildung 21 (b) ) anzutreffen sind. Die unteren Plots in Abbildung 21 zeigen die Differenz dieses tatsächlichen und des feuchtadiabatischen Temperaturgradienten (Abbildung 21 (c) und (d) ). Dabei gilt wieder negative Werte dieser Differenz bedeuten feucht stabil, positive feucht labil. Die Gegenüberstellungen zeigen ein vorrangiges Auftreten indifferenter bis leicht feucht labiler Stabilitätszustände der Atmosphäre im Bereich unterhalb der Wolkenoberseite.

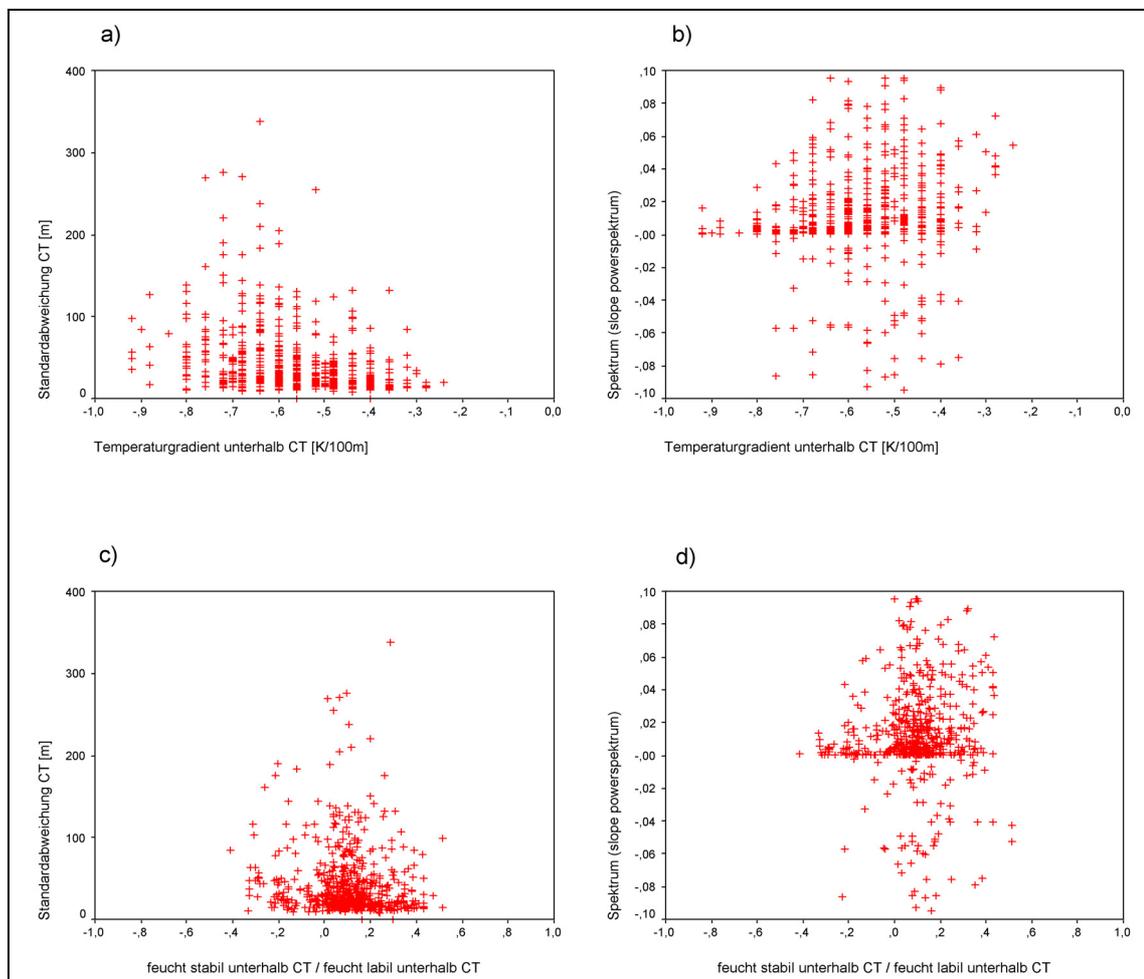


Abbildung 21: Temperaturgradient in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) sowie zum Spektrum (b) und Stabilitätsverhältnisse in Abhängigkeit zur Standardabweichung (c) und zum Spektrum (d) (alle Diagramme beziehen sich auf die Schicht unterhalb der Wolkenoberseite)

Dieser Betrachtung liegt der Gedanke zugrunde, dass labile Verhältnisse unterhalb der CT einem weiteren Aufsteigen von Luftmassen einen geringeren Widerstand entgegenzusetzen als stabile Verhältnisse. Somit liegt der Verdacht nahe, dass labile Stabilitätszustände im Zusammenspiel mit verschiedenen Aufwindgeschwindigkeiten eine höhere Variabilität erzeugen als stabile Zustände. Dieser Verdacht lässt sich anhand der Messungen jedoch nicht eindeutig bestätigen.

Abbildung 22 zeigt den gemessenen Temperaturgradienten in der Schicht oberhalb der Wolkenoberseite, wieder jeweils in Abhängigkeit von Standardabweichung CT (a) sowie vom Spektrum (b). Diese Gegenüberstellung sollte eventuelle Inversionen über einer Wolke zeigen. Eine Inversion könnte in der Stratosphäre ähnliche Effekte auf die Oberseite haben wie die Tropopause bei der Ausbildung des Abos bei Kumulonimbuswolken. Dieser deckelnde Effekt würde sich eventuell in geringeren Variabilitäten niederschlagen. Leider wurden in den vorliegenden Daten solche Erscheinungen nicht beobachtet.

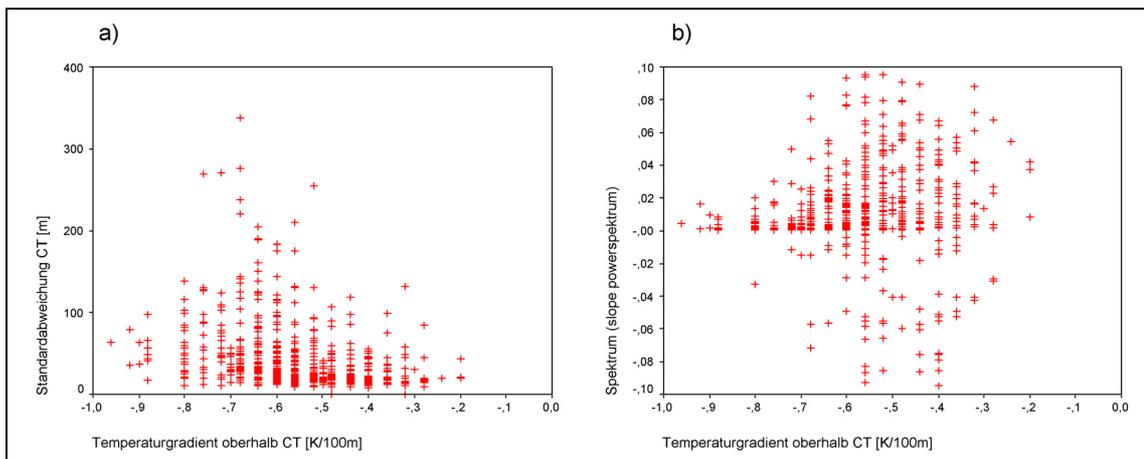


Abbildung 22: Temperaturgradient der Schicht oberhalb der Wolkenoberseite in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) und zum Spektrum (b)

Der Wind ist der zweite angesprochene Einflussfaktor auf die Variabilität der Wolkenoberseite.

Abbildung 23 (a) zeigt, dass in verstärktem Maße Abwinden (negatives Vorzeichen) unterhalb der CT auftreten. Entrainmenteffekte könnten die Ursache dieser Abwinde sein.

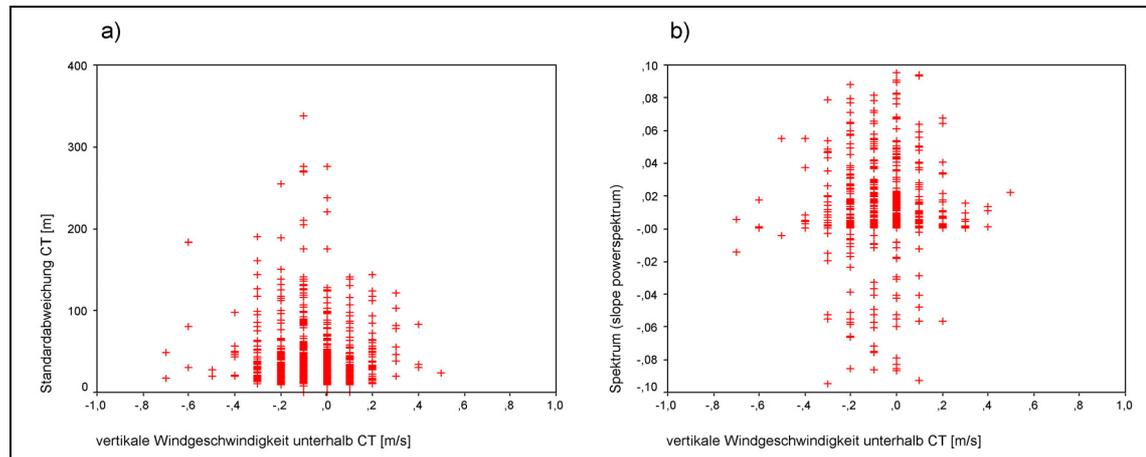


Abbildung 23: Vertikale Windgeschwindigkeit in der Schicht unterhalb der Wolkenoberseite in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) und zum Spektrum (b)

Bei der Betrachtung des Horizontalwindes wird das Hauptaugenmerk auf Windscherungseffekte um die Wolkenoberseite gelegt. Dazu wird die Differenz der horizontalen Windgeschwindigkeit zwischen der Schicht oberhalb CT und unterhalb CT sowie der Winkel der Richtungsänderung zwischen beiden Schichten betrachtet.

In Abbildung 24 ist zu sehen, dass in den meisten beobachteten Fällen geringe Windgeschwindigkeitsänderung ( (a) und (b) ) sowie –richtungsänderungen ( (c) und (d) ) zwischen der Schicht unterhalb CT und oberhalb CT anzutreffen sind.

Die Richtungsänderungsabhängigkeit, in Abbildung 24 (c) und (d), lässt vermuten, dass starke Richtungsänderungen von Windscherungseffekten um die Wolkenoberseite die Ausbildung hoher Variabilitäten behindert. Um diese Aussage jedoch zu festigen, fehlt eine größere Anzahl von Messungen mit starken Richtungsänderungen.

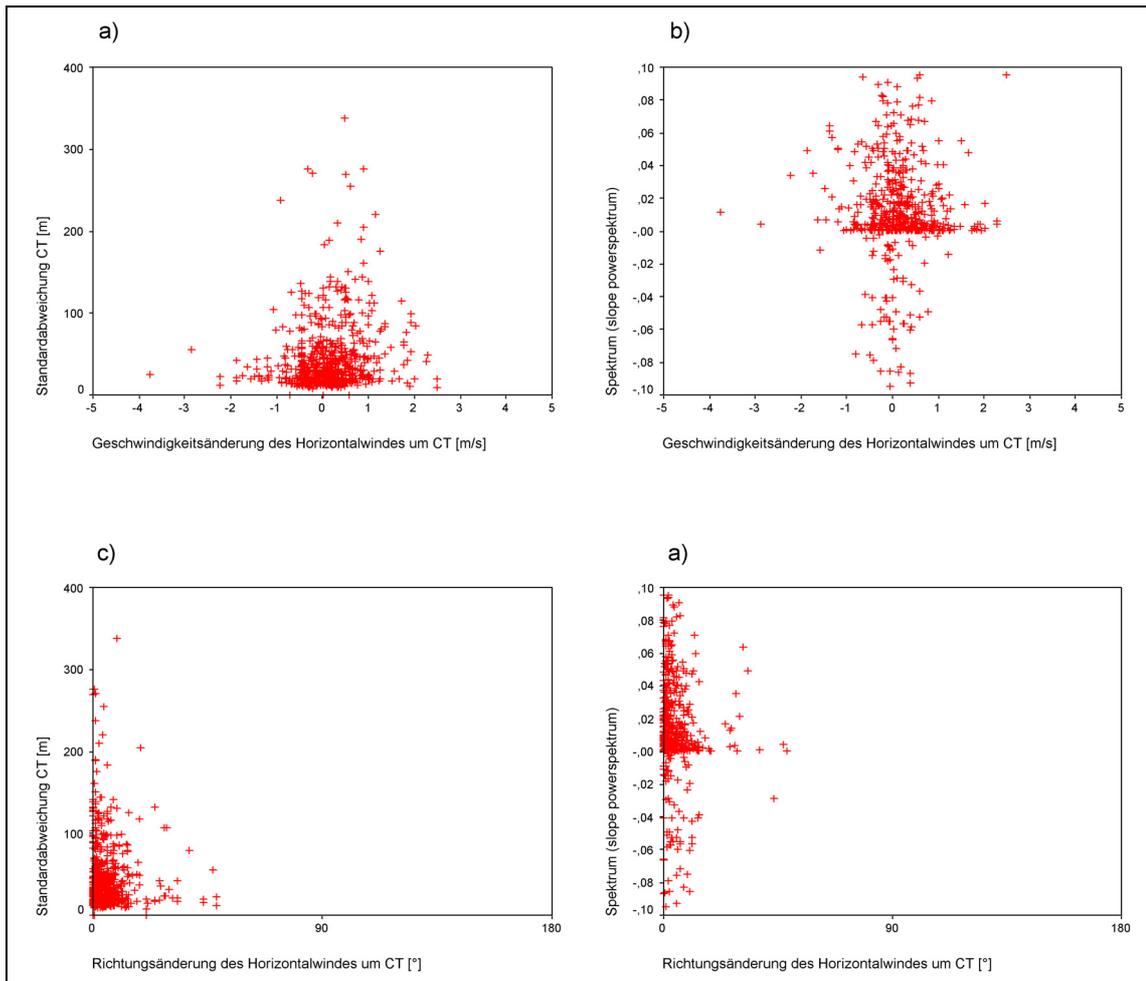


Abbildung 24: Geschwindigkeitsänderung des Horizontalwindes in Abhängigkeit zur Standardabweichung der Wolkenoberseitenhöhen (a) sowie zum Spektrum (b) und Richtungsänderung des Horizontalwindes in Abhängigkeit zur Standardabweichung (c) und zum Spektrum (d) (alle Diagramme stellen die Differenz zwischen der Schicht oberhalb und unterhalb der Wolkenoberseite dar)

Die bis hier durchgeführte univariate Analyse zeigt die erhofften Abhängigkeiten zwischen Atmosphärenparametern und der Wolkenoberseitenvariabilität nicht, bzw. nicht eindeutig genug. Eine multivariate Betrachtung führt sicher zu eindeutigeren und auch weiterführenden Zusammenhängen.

Die statistische Analyse zeigt jedoch anschaulich welche Atmosphärenzustände in den betrachteten Messungen vorherrschen und bei welchen Verhältnissen die höchsten Variabilitäten anzutreffen sind.

Die Anwendung des Spektrums der jeweiligen Zeitintervalle als Maß für die Variabilität der Wolkenoberseite bietet zur Standardabweichung oder auch Varianz die zusätzliche Information, welche Skalenbereiche bei den jeweiligen Atmosphärenzuständen dominieren. Auch hier bietet die Kombination verschiedener Kenngrößen der Variabilität bei multivariaten Betrachtungen neue Möglichkeiten.

### 4.3 Strahlungstransfersimulation

Für die Umsetzung der Strahlungstransfersimulation (STS) mittels der Monte-Carlo Methode gibt es eine Vielzahl von Algorithmen. Das hier angewendete Monte-Carlo Modell (MCM) wurde an der Universität Kiel entwickelt und wird auch grundsätzlich in Macke et al. (1999) erläutert.

Mit den bereits besprochenen Flüssigwassergehalt (LWC) und effektiven Radius ( $R_{\text{eff}}$ ) für jede Gitterzelle des dreidimensionalen Wolkenfeldes werden die, für die STS benötigten Eingangsparameter bestimmt. Randbedingungen sind die Bodenalbedo und die Wellenlänge der einfallenden Strahlung. Als Bodenalbedo wird die mittlere globale Albedo von 0,3 angenommen und die betrachtete Wellenlänge beträgt  $0,6 \mu\text{m}$ .

Der Strahlungstransfer in wolkenfreien Bereichen der Atmosphäre wird durch die Rayleigh-Theorie beschrieben. Die Parametrisierung dieses Streuprozesses erfolgt nach Bucholtz (1995) und kann in diesem Artikel ausführlich nachgelesen werden. Die Absorption im Molekülbereich kann vernachlässigt werden.

Die Parametrisierung nach Bucholtz (1995) nutzt zur Bestimmung der Rayleigh-Streukoeffizienten keine Werte für Standardluft. Meist werden Standardwerte für den Refraktionsindex bei einer Wellenlänge, die Moleküldichte und den Depolarisationsfaktor verwendet. Standardluft ist definiert als trockene Luft mit 0,03 %  $\text{CO}_2$  pro Volumen bei einem Druck von 1013,25 hPa und einer Temperatur von  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Bucholtz (1995) beachtet die Druck- und Temperaturabhängigkeit des Rayleigh-Streukoeffizienten, indem er die mittels Standardwerten berechneten Streukoeffizienten für den jeweiligen Druck- und Temperaturzustand korrigiert.

$$\beta_{\text{ray}} = \beta_s \cdot \frac{P}{P_s} \cdot \frac{T_s}{T} \quad [18]$$

Dabei ist  $\beta_{\text{ray}}$  der Rayleigh Streukoeffizient, T die Lufttemperatur in K und P der Luftdruck, der lediglich in gleichen Einheiten verwendet werden muss. Der Index s steht für die Standardwerte, bzw. die mittels Standardwerten berechneten Größen.

Die Phasenfunktion (PF) ist eine weitere Größe zur Beschreibung der Streuung. Nach Bucholtz (1995) wird bei der Bestimmung der Rayleigh  $\text{PF}_{\text{ray}}$  die Wellenlängenabhängigkeit des Depolarisationsfaktors beachtet. Dieser schwankt in Bereich vom nahen Infrarot (IR) bis zum ultravioletten Licht (UV) um bis zu 60% (Bucholtz, 1995). Da der Depolarisationsfaktor in die Berechnung der Rayleigh PF eingeht, überträgt sich diese Abhängigkeit im gewissen Maße.

Die Rayleigh PF wird wie folgt bestimmt:

$$PF_{ray}(\theta) = \frac{3}{4 \cdot (1 + 2 \cdot \gamma)} \left[ (1 + 3 \cdot \gamma) + (1 - \gamma) \cdot \cos^2 \theta \right] \quad [19]$$

Dabei ist  $\theta$  der Streuwinkel und  $\gamma$  ist bestimmt durch:

$$\gamma = \frac{\rho_n}{2 - \rho_n} \quad [20]$$

Darin ist  $\rho_n$  der wellenlängenabhängige Depolarisationsfaktor, dessen Werte können aus Tabellen z.B. aus Bucholtz (1995) entnommen werden.

Die Rayleigh optische Dicke  $\tau(\lambda, z_0)$  (mit  $z_0 = 0$  m) berechnet sich als Integral der Rayleigh Streukoeffizienten von  $z_0$  bis zur Atmosphärenobergrenze.

$$\tau(\lambda, z_0) = \int_{z_0}^{\infty} \beta_s(\lambda) \cdot \frac{P(z)}{P_s} \cdot \frac{T_s}{T(z)} dz \quad [21]$$

Die Rayleigh-Streuung findet in der gesamten Atmosphäre statt, wird aber in Bereichen mit großen Streuzentren, wie es in Wolken der Fall ist, von der Mie-Streuung überlagert.

Zur Beschreibung der Mie-Streuung sind wie bereits im Theorieteil angesprochen, drei Größen von Bedeutung. Das sind der Volumenextinktionskoeffizient (VEC), die Mie-Phasenfunktion ( $PF_{mie}$ ) und die Single Scattering Albedo (SSA).

Eine Mie-Routine liefert mit einer entsprechenden Tröpfchengrößenverteilung (PSD = particle size distribution) verschiedene Parameter für das jeweilige Volumenelement. Die Mie-Routine soll nicht im Einzelnen besprochen werden, sondern wird im Folgenden nur durch wichtige Parameter gekennzeichnet.

Für die PSD kommt die modifizierte Gammaverteilung zur Anwendung.  $n(r)$  ist die Anzahl Tropfen je Radiusintervall  $[r, r + dr]$ .

$$n(r) = C \cdot r^\alpha \cdot \exp(-\beta \cdot r^\gamma) \quad [22]$$

Dabei wird  $\alpha = 6$  gesetzt. Diese Annahme wird bei hoch aufgelösten Betrachtungen herangezogen (Kokhanovsky, 2004). Mit  $\gamma=1$  wird [22] zur Standard-Gammaverteilung. Die Parameter  $C$  und  $\beta$  werden mit dem jeweiligen Flüssigwassergehalt (LWC) für jedes Volumenelement bestimmt.

Die Mie-Routine liefert mit diesen PSD für jedes Volumenelement die Extinktionseffizienz  $Q_e(r)$ , die Streueffizienz  $Q_s(r)$  und die Phasenfunktion  $PF_{mie}(r)$ . Diese Größen werden für das entsprechende Radiusintervall der PSD bestimmt.

Der Extinktionskoeffizient des Volumens ist definiert durch folgendes Integral:

$$\beta_{mie-e} = \int_0^{\infty} n(r) \cdot [Q_e(r) \cdot \pi \cdot r^2] dr \quad [23]$$

Ersetzt man in [23]  $Q_e$  durch die Streueffizienz  $Q_s$ , so erhält man den Streukoeffizient des Volumens  $\beta_{mie-s}$ .

Die SSA ist definiert als der Quotient aus Streukoeffizient und Extinktionskoeffizient für das jeweilige Volumenelement.

$$SSA_{mie} = \frac{\beta_{mie-s}}{\beta_{mie-e}} \quad [24]$$

Die PF für das gesamte Tröpfchenensemble berechnet sich für die einzelnen Streuwinkel  $\theta$  wie folgt:

$$PF_{mie}(\theta) = \frac{1}{\beta_{mie-s}} \cdot \int_0^{\infty} n(r) \cdot [Q_s(r) \cdot \pi \cdot r^2 \cdot PF_{mie}(\theta; r)] dr \quad [25]$$

In der Atmosphäre tritt entweder die Rayleigh-Streuung allein auf, bei einer reinen und trockenen Atmosphäre, oder gemeinsam mit der Mie-Streuung, wie z.B. in einer Wolke. Streueffekte durch Aerosole sollen hier nicht mit einbezogen werden. Für die Betrachtung der Extinktion und Streuung in der Wolke müssen Rayleigh- und Mie-Streuung kombiniert werden. Dies geschieht für die PF und für die SSA wie folgt.

Die Berechnung der PF erfolgt für alle Winkel  $\theta$ .

$$PF_{ges}(\theta) = \beta_{ray-s} \cdot PF_{ray}(\theta) + \beta_{mie-s} \cdot PF_{mie}(\theta) \quad [26]$$

$$SSA_{ges} = \frac{\beta_{ray-s} + \beta_{mie-s}}{\beta_{ray-s} + \beta_{mie-e}} \quad [27]$$

Im Nenner von [27] steht die Summe aus Rayleigh-Streukoeffizient und Mie-Extinktionskoeffizient. Da der Absorptionsanteil in der Rayleigh Streuung verschwindend gering ist, kann an Stelle des Rayleigh-Extinktionskoeffizienten der Rayleigh-Streukoeffizient gesetzt werden. Die Summe im Nenner entspricht gleichfalls dem  $VEC_{ges}$  für das jeweilige Volumenelement.

Nach diesen Vorschriften ergeben sich die Eingangsparameter für das Monte-Carlo Modell (MCM).

Im wolkenfreien Fall sind das die  $PF_{ray}$ , die  $SSA_{ray}$  und der  $VEC_{ray}$  nach Rayleigh und im bewölkten Volumenelementen die  $PF_{ges}$ , die  $SSA_{ges}$  und der  $VEC_{ges}$  als Summe aus Rayleigh- und Mie-Streuung.

Die MC-Simulation wird für 3 verschiedene Einfallswinkel der Strahlung auf die Wolkenfelder durchgeführt. Die Strahlung fällt in den Sonnenzenitwinkeln (SZW) von  $0^\circ$ ,  $30^\circ$  und  $60^\circ$  auf die Wolkenoberseiten. Der Betrachtungswinkel beträgt  $0^\circ$ , d.h. in der Auswertung werden die Strahldichten betrachtet, die das Wolkenfeld senkrecht nach oben verlassen.

Mit all diesen Eingangsparametern kann die Strahlungstransfersimulation (STS) durchgeführt werden.

Die STS wird für 5 verschiedene Wolkefelder durchgeführt. Für jede Wolke wird eine Realisierung mit homogener Oberseite und eine mit heterogener Oberseite berechnet. Weiterhin werden für diese 10 Fälle noch 4 verschiedene vertikale Auflösungen bestimmt, wobei der variable Bereich der Wolke ( $CT_{\min}$  bis  $CT_{\max}$ ) in Schichten mit der Mächtigkeit von 10 m, 5 m, 2 m und 1 m unterteilt wird. Diese Unterteilung wurde vorgenommen, um zu untersuchen, ob auch Variabilitäten im Meterbereich Einfluss auf den Strahlungstransfer haben. Die simulierten Wolkenoberseitenhöhen geben Unterscheidungen der Oberseitenhöhe bis in den Meterbereich her. Inwieweit diese von Bedeutung sind, oder zu Gunsten geringerer Rechenzeiten vernachlässigt werden können soll so untersucht werden. Letztendlich werden für diese nun 40 verschiedenen Fälle die STS für die 3 verschiedenen SZW durchgeführt.

Die Ergebnisse der STS werden im folgenden Kapitel vorgestellt und diskutiert.

## 5 Strahlungstransfersimulationsergebnisse und Auswertung

Im Mittelpunkt der Betrachtung steht der Vergleich der Strahlungstransfersimulationsergebnisse von Wolken mit homogener und variabler Oberseite. Als Betrachtungsgrößen wird die, vom Monte-Carlo Modell (MCM) ausgegebene, Reflektivität verwendet, diese ist relativ zur Einstrahlung 1 angegeben. Die Reflektivitäten sind Strahldichten, d.h. Strahlungsintensitäten bezogen auf eine Wellenlänge und einen Raumwinkel. Zusätzlich werden noch die Transmission, die Absorption sowie die mittleren Albedo der Wolkenfelder betrachtet. Anhang A zeigt alle Eigenschaften der verwendeten Wolkenfelder. Alle Ergebnisse der Strahlungstransfersimulationen sind in Anhang B zusammengestellt.

Zunächst soll jedoch geklärt werden, in wie weit die vertikale Auflösung der Wolkenfelder die Strahlungstransfersimulation (STS) und deren Ergebnisse beeinflusst.

Wie im letzten Kapitel bereits erwähnt, wird die STS für Felder mit verschiedenen vertikalen Auflösungen im Bereich der Wolkenoberseitenvariabilität durchgeführt. Der Bereich, in dem die Wolkenoberseite (CT) schwankt, wird jeweils in 10 m, 5 m, 2 m und 1 m Schichten unterteilt. In Tabelle 1 sind die simulierten Reflektivitäten und Albeden eines Wolkenfeldes mit verschiedenen vertikalen Auflösungen gegenübergestellt. Die dargestellten Werte beziehen sich auf die Wolke c01 (zu Vergleichen mit Anhang B). Eine Abhängigkeit der STS-Ergebnisse von der vertikalen Auflösung ist nicht zu erkennen, besonders die Albedo bleibt nahezu konstant. Die Abweichungen im homogenen Fall liegen bei rund 0,1% der Einstrahlung und sind auf die Zufallskomponente in der STS zurückzuführen, da jede Reflektivität eine eigenständige Simulation darstellt. Die Abweichungen bei heterogener Oberseite betragen ca. 0,2% bis 0,3%. Es ist aber keine Entwicklung der Ergebnisse mit zunehmender Auflösung zu erkennen. Die größere Schwankungsbreite der Abweichungen bei heterogener Oberseite lässt sich mit der Variabilität der Oberseite erklären. Durch die Oberseitenvariabilität kommt es dazu, dass sich in einer Höhenschicht ein bewölktetes Volumenelement neben einem nicht bewölkteten Volumenelement befinden kann. An diesen zusätzlichen Oberflächen kann es dazu kommen, dass bereits reflektierte Photonen doch noch eingefangen werden, oder dass bereits in die Wolke eingetretene Photonen diese wieder verlassen. Somit entstehen durch die größere Oberfläche nicht nur mehr, sondern auch andere mögliche Prozesse, die den Strahlungstransfer beeinflussen.

Obwohl keine nennenswerte Verschlechterung der STS-Ergebnisse mit abnehmender vertikaler Auflösung beobachtet werden, gilt es jedoch zu bedenken, dass eine höhere vertikale Auflösung die Variabilität der Oberseite genauer widerspiegelt. Die Auflösung kann aber zu Gunsten kürzerer Rechenzeiten verringert werden.

Tabelle 1: Simulierte Reflektivitäten relativ zur Einstrahlung 1 und Albedo für verschiedene vertikale Auflösungen des Wolkenfeldes

	Oberseite	vertikale Auflösung [m]			
		10	5	2	1
<b>Reflektivität</b>	<b>homogen</b>	0,0393	0,0385	0,0392	0,0397
	<b>heterogen</b>	0,0494	0,0491	0,0516	0,0499
<b>Albedo</b>	<b>homogen</b>	0,85	0,86	0,86	0,86
	<b>heterogen</b>	0,75	0,75	0,75	0,75

Der Einstrahlwinkel (SZW) hat ebenfalls Einfluß auf die Strahlungsprozesse bei der Betrachtung heterogener Wolken (Várnai und Davies, 1999).

Es kommt zu einer Abnahme der Reflektivität, Transmission und Absorption sowie der Differenzen dieser Größen zwischen homogener und heterogener Oberseite mit flacher werdendem Sonnenstand. Die Albedo nimmt mit steigendem Sonnenzenitwinkel zu, wobei auch hier die Differenz zwischen homogen und heterogen geringer wird. Grund für die Abnahme der Reflektivität und Transmission ist der geringere zur Verfügung stehende solare Strahlungsfluss bei flachem Sonnenstand. Dies spiegelt auch die Zunahme der Albedo mit größer werdenden Sonnenzenitwinkeln wieder (Várnai und Davies, 1999). Die Albedo steigt bei hohen SZW, da durch den flachen Sonnenstand der Weg des Photons verlängert wird. Die Wolke „erscheint“ für das Photon optisch dicker. Die Tabellen 2 bis 5 zeigen die Entwicklung der angesprochenen Größen bei zunehmenden SZW, sowie die Unterschiede zwischen homogener und heterogener Oberseite. Es ist zu erkennen, dass die Differenzen zwischen beiden Oberseitenrealisierungen mit flacher werdendem Sonnenstand abnehmen. Ein flacher Sonnenstand lässt eine heterogene Oberfläche für das Photon homogener „wirken“. Daher werden die Unterschiede der zur Verfügung stehenden Strahlungsflüsse zwischen heterogener und homogener Oberseite bei flachen Sonnenständen geringer. Das führt bei großen Sonnenzenitwinkeln zu einer Annäherung der Simulationsergebnisse der heterogenen Oberseite an die mit homogener Oberseite.

Tabelle 2: Simulierte Reflektivitäten relativ zur Einstrahlung 1 für verschiedene Sonnenzenitwinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten

ID (vert. Auflösung)	Oberseite	Einstrahlwinkel [°] (SZW)		
		0	30	60
c01 (10m)	homogen	0,0393	0,0386	0,0334
	heterogen	0,0494	0,0435	0,0363
c02 (10m)	homogen	0,0416	0,0371	0,0327
	heterogen	0,0541	0,0446	0,0364
c05 (10m)	homogen	0,0345	0,0314	0,0280
	heterogen	0,0369	0,0326	0,0279
c01 (5m)	homogen	0,0385	0,0384	0,0335
	heterogen	0,0491	0,0433	0,0359
c05 (5m)	homogen	0,0337	0,0310	0,0275
	heterogen	0,0373	0,0348	0,0299
c05 (2m)	homogen	0,0339	0,0310	0,0275
	heterogen	0,0357	0,0337	0,0297
c01 (2m)	homogen	0,0392	0,0395	0,0334
	heterogen	0,0516	0,0441	0,0367

Tabelle 3: Simulierte totale Transmissionen relativ zur Einstrahlung 1 für verschiedene Sonnenzenitwinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten

ID (vert. Auflösung)	Oberseite	Einstrahlwinkel [°] (SZW)		
		0	30	60
c01 (10m)	homogen	0,2192	0,2041	0,1511
	heterogen	0,3871	0,2180	0,1443
c02 (10m)	homogen	0,1722	0,1579	0,1175
	heterogen	0,2811	0,1657	0,1120
c05 (10m)	homogen	0,3660	0,3371	0,2482
	heterogen	0,5004	0,3449	0,2427
c01 (5m)	homogen	0,2244	0,2060	0,1528
	heterogen	0,3906	0,2175	0,1458
c05 (5m)	homogen	0,3650	0,3357	0,2482
	heterogen	0,5018	0,3454	0,2444
c05 (2m)	homogen	0,3665	0,3357	0,2484
	heterogen	0,5016	0,3458	0,2466
c01 (2m)	homogen	0,2267	0,2080	0,1538
	heterogen	0,3887	0,2197	0,1463

Tabelle 4: Simulierte Absorptionen relativ zur Einstrahlung 1 für verschiedene Sonnenzenitwinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten

ID (vert. Auflösung)	Oberseite	Einstrahlwinkel [°] (SZW)		
		0	30	60
c01 (10m)	homogen	4,53E-04	4,31E-04	3,32E-04
	heterogen	6,25E-04	4,68E-04	3,50E-04
c02 (10m)	homogen	6,47E-04	6,00E-04	4,60E-04
	heterogen	9,10E-04	6,40E-04	4,73E-04
c05 (10m)	homogen	2,38E-04	2,27E-04	1,82E-04
	heterogen	2,76E-04	2,42E-04	1,96E-04
c01 (5m)	homogen	4,59E-04	4,30E-04	3,33E-04
	heterogen	6,16E-04	4,61E-04	3,46E-04
c05 (5m)	homogen	2,43E-04	2,30E-04	1,86E-04
	heterogen	2,76E-04	2,42E-04	1,97E-04
c05 (2m)	homogen	2,41E-04	2,29E-04	1,85E-04
	heterogen	2,72E-04	2,39E-04	1,95E-04
c01 (2m)	homogen	4,55E-04	4,23E-04	3,28E-04
	heterogen	6,12E-04	4,59E-04	3,44E-04

Tabelle 5: Simulierte Albeden gemittelt über das Wolkenfeld für verschiedene Sonnenzenitwinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten

ID (vert. Auflösung)	Oberseite	Einstrahlwinkel [°] (SZW)		
		0	30	60
c01 (10m)	homogen	0,85	0,88	0,91
	heterogen	0,75	0,87	0,92
c02 (10m)	homogen	0,90	0,91	0,94
	heterogen	0,82	0,90	0,94
c05 (10m)	homogen	0,76	0,78	0,85
	heterogen	0,67	0,78	0,85
c01 (5m)	homogen	0,86	0,88	0,91
	heterogen	0,75	0,87	0,92
c05 (5m)	homogen	0,77	0,79	0,85
	heterogen	0,67	0,78	0,85
c05 (2m)	homogen	0,76	0,79	0,85
	heterogen	0,67	0,78	0,85
c01 (2m)	homogen	0,86	0,87	0,91
	heterogen	0,75	0,87	0,92

Im folgenden wird auf den Unterschied der Albedo sowie der Reflektivität zwischen den Betrachtungen mit homogener und heterogener Wolkenoberseite näher eingegangen. Zunächst wird die Albedo betrachtet.

Tabelle 5 zeigt bei heterogener Oberseite eine geringere Albedo als bei homogener. Diese Entwicklung wird auch schon in Várnai und Davies (1999) oder Cahalan et al. (1994) aufgezeigt. Der Grund für die geringere Albedo bei heterogener Oberseite ist die größere Oberfläche. Dadurch kommt es verstärkt zu einem Übergang der Photonen von „Nichtwolke“ zu „Wolke“. Da in der Wolke verstärkt eine Streuung in Vorwärtsrichtung erfolgt, erhöht sich der Transport in die Wolke hinein (Várnai und Davies, 1999). Dies hat eine höhere Transmission und schließlich eine geringere Albedo der heterogenen Oberflächen zur Folge. Diese Entwicklungen sind in Tabelle 3 und 5 zu sehen. Durch die größere Menge an Strahlung, die durch die höhere Transmission zur Verfügung steht, erhöht sich auch die Absorption in der Wolke (Tabelle 4).

Die vom MCM ausgegebenen Reflektivitäten sind Strahldichten, d.h. sie sind bezogen auf einen Raumwinkel. Die in Tabelle 2 dargestellten Reflektivitäten beziehen sich auf den Beobachtungswinkel von  $0^\circ$ , die Betrachtungsrichtung ist also senkrecht von unten auf die Detektorfläche. Für diesen Beobachtungswinkel sind die Reflektivitäten der Wolken mit heterogener Oberseite größer als die gleicher Wolken mit homogener Oberseite. Diese Entwicklung widerspricht der geringeren Albedo bei heterogenen Wolken. Da die Albedo lediglich die Integration der Reflektivität über den gesamten Halbraum ist, kann die Erhöhung der Reflektivität bei heterogenen Wolkenoberseiten nicht für alle Beobachtungswinkel gelten.

Um diese Annahme zu bestätigen, wird exemplarisch für zwei Wolken die Monte-Carlo Simulation für drei verschiedene Beobachtungswinkel durchgeführt: für  $0^\circ$  (senkrecht nach oben),  $30^\circ$  und  $60^\circ$ . Der Azimutwinkel bleibt konstant bei  $0^\circ$ .

Tabelle 6 zeigt für flachere Beobachtungswinkel geringere Reflektivitäten der heterogenen Oberseite im Vergleich zur homogenen. Das bedeutet, dass die Änderung der Reflektivitäten abhängig von der Beobachtungsrichtung sind.

Tabelle 6: Simulierte Reflektivitäten relativ zur Einstrahlung 1 für verschiedene Sonnenzenitwinkel und Betrachtungswinkel, im Vergleich homogener und heterogener Wolkenoberseiten

ID (vert. Auflösung)	Oberseite	Einstrahl- winkel [°]	Reflektivität in Beobachtungsrichtung		
			$0^\circ$	$30^\circ$	$60^\circ$
c01 (10m)	homogen	0	0,0393	0,0192	0,0192
	heterogen		0,0512	0,0143	0,0143
	homogen	30	0,0387	0,0231	0,0231
	heterogen		0,0429	0,0203	0,0203
	homogen	60	0,0333	0,0453	0,0453
	heterogen		0,0363	0,0368	0,0368
c02 (10m)	homogen	0	0,0411	0,0171	0,0171
	heterogen		0,0531	0,0135	0,0135
	homogen	30	0,0378	0,0209	0,0209
	heterogen		0,0438	0,0188	0,0188
	homogen	60	0,0317	0,0422	0,0422
	heterogen		0,0371	0,0342	0,0342

Abbildung 25 (a) und (c) veranschaulicht die in Tabelle 6 enthaltenen Simulationsergebnisse sowie die Differenz der Reflektivitäten heterogener und homogener Oberseite (Abbildung 25 (c) und (d) ) für jeden betrachteten SZW. Die oberen Darstellungen zeigen die Ergebnisse für Wolke c01 aus Tabelle 6 und die unteren für Wolke c02. Die lineare Verbindung zwischen den jeweiligen Ergebnissen soll lediglich die Entwicklungsrichtung veranschaulichen und steht nicht für eine lineare Abhängigkeit der Reflektivitäten vom Beobachtungswinkel zwischen den einzelnen Simulationsergebnissen.

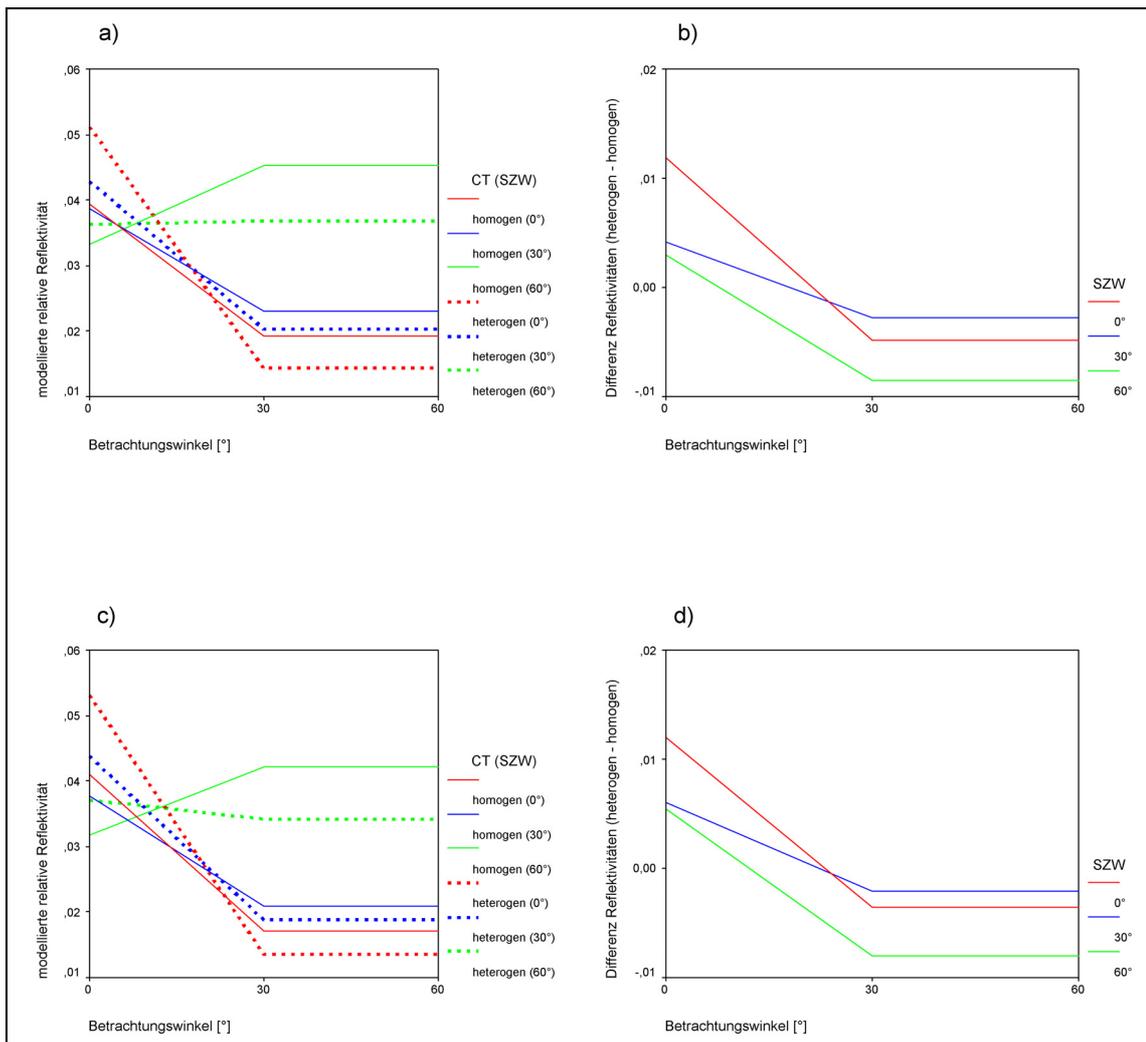


Abbildung 25: modellierte Reflektivitäten homogener und heterogener Wolkenoberseiten verschiedener Sonnenzenitwinkel (a) für c01, c) für c02) sowie die Differenzen dieser Reflektivitäten zwischen heterogener und homogener Wolkenoberseiten in Abhängigkeit vom Beobachtungswinkel (b) für c01, d) für c02)

Die größten Differenzen zwischen den Ergebnissen homogener und heterogener Oberseitenrealisierung sind für einen SZW von  $0^\circ$  und einem Beobachtungswinkel vom  $0^\circ$  zu sehen. In diesem Fall sind die Reflektivitäten der heterogenen Oberseite größer als die der homogenen Oberseite. Bei einem Betrachtungswinkel von  $60^\circ$  kehrt sich das Verhältnis um, hier sind die Reflektivitäten der homogenen Oberseite größer als die der heterogenen Oberseite, wobei bei einem SZW von  $60^\circ$  die größte (negative) Differenz zu finden ist. Die Differenzen der Reflektivitäten der beiden Oberseitenrealisierungen bei einem SZW von  $30^\circ$  erweisen sich über alle Betrachtungswinkel gesehen als die geringsten.

Die in Abbildung 25 (b) und (d) dargestellten Differenzen der Reflektivitäten zwischen heterogenen und homogenen Oberseiten zeigen fast identische Verläufe für die verschiedenen, betrachteten SZW.

Es bleibt jedoch die Frage offen, wie sich die dargestellten Zusammenhänge bei anderen Wellenlängen der einfallenden Strahlung verhalten.

Werden passive Fernerkundungsmessungen z.B. dazu genutzt, um aus Reflektivitäten wolkenmikrophysikalische Parameter abzuleiten, stellt sich die Frage, ob die Wolkenoberseitenvariabilität maßgeblich mitverantwortlich für höhere Reflektivitäten ist. Wenn dem so ist, sollte überprüft werden, ob die Zusammenhänge zwischen gemessener Reflektivität und abgeleiteten Parametern von der Abhängigkeit der Reflektivitäten von der Wolkenoberseitenvariabilität maßgeblich beeinflusst werden.

Es bleibt jedoch vorab zu klären, ob die gezeigten Unterschiede in den Reflektivitätsdifferenzen überhaupt Einfluss auf die Fernerkundungsmessergebnisse haben, wobei dies von der Messgenauigkeit der Sensoren abhängig ist.

Sollten aber andere Wellenlängen zumindest ähnliche Verhältnisse aufweisen, dann sind Effekte, die durch die Wolkenoberseitenvariabilität bedingt werden, mitverantwortlich für die höheren Werte der Reflektivität und nicht nur die abgeleiteten mikrophysikalischen Parameter wie z.B. die optische Dicke, LWC oder effektiver Radius.

Bei Fernerkundungsverfahren ist besonders der Betrachtungswinkel von  $0^\circ$  von Interesse, da es sich meist um Messungen senkrecht nach oben gerichteter Reflektivitäten (nadir) handelt. Wie in Abbildung 25 (b) und (d) zu sehen, ist die Differenz der Reflektivitäten zwischen heterogener und homogener Wolkenoberseite gerade da am größten.

Die dargestellten Differenzen zeigen auch eine Abhängigkeit vom SZW der einfallenden Strahlung. Somit wären die Zusammenhänge, zwischen gemessenen Reflektivitäten und den daraus abgeleiteten Parametern, bei passiven Fernerkundungsmethoden auch breitenkreis- und tageszeitabhängig.

## 6 Ausblicke

Für die im Folgenden angesprochenen, weiterführenden Betrachtung, zu der in dieser Arbeit behandelten Thematik, ist vor allem eine Verbesserung der Datengrundlage wünschenswert. Umfangreichere Betrachtungen, besonders im Bereich der statistischen Untersuchung, ziehen jedoch eine größere zu bewältigende Datenmenge nach sich. Besonders bei der Aufbereitung der Wolkenradarmessungen muss ein eindeutiges Verfahren der rechentechnischen Auswertung gefunden werden. Eine wie hier von Hand durchgeführte Datenaufbereitung ist bei größeren Datenmengen nicht mehr zu realisieren.

Direkte Zusammenhänge zwischen Wolkenoberseitenvariabilität und Atmosphärenparametern konnten mit den hier angewendeten Verfahren nicht festgestellt werden. Die Grundlage für weiterführende Analysen konnte jedoch durch die Beschreibung der festgestellten Atmosphärenzustände gelegt werden. Wie bereits angedeutet, können multivariate statistische Analysemethoden weitere Untersuchungsmöglichkeiten bieten. Durch sie würde auch der Komplexität der Atmosphärenprozesse durch die Kombination mehrerer, die Atmosphäre beschreibender Parameter, Rechnung getragen. Die hier gewonnen Erkenntnisse können dazu dienen, diese Untersuchungen zielgerichteter durchzuführen.

Bei der Übertragung der Zeitreiheninformation der Wolkenoberseitenhöhen auf die 2D Felder musste in dieser Arbeit die Annahme der isotropen Verteilung der Wolkenoberseitenhöhen herangezogen werden. Eventuell lassen sich die zur Zeit verstärkt eingesetzten scannenden Radargeräte dazu nutzen, durch Messungen in verschiedenen Raumrichtungen die Wolkenoberseiten noch realistischer in Modellen abzubilden .

Weiterführend sollte der Einfluss der Wolkenoberseitenvariabilität auf den Strahlungstransfer auch auf Misch- und Eiswolken ausgedehnt werden. Eisteilchen können allerdings nicht als sphärische Partikel betrachtet werden. Bei Strahlungsbetrachtungen spielt auch die Orientierung der Eisteilchen zur einfallenden Strahlung eine entscheidende Rolle. Dadurch gestaltet sich z.B. die Beschreibung von Streuprozessen weitaus schwieriger als für kugelförmige Wassertropfen.

Um eine weitere Annäherung der modellhaften Wolkenbeschreibung an die natürlichen Verhältnisse zu erreichen, sollte auch das vertikale Flüssigwasserprofil in den Strahlungstransfersimulationen verbessert werden. Das hier angewendete adiabatische LWC-Profil liefert zu hohe Werte. Diese Überschätzung hat auch Einfluss auf den Strahlungstransfer. Verlässliche Messungen könnten hier zukünftig Abhilfe schaffen. Um den Einfluss der Wolkenoberseitenvariabilität abschätzen zu können, muss jedoch weiterhin gewährleistet sein, dass von dem verwendeten LWC-Profil keine horizontalen, strahlungsrelevanten Inhomogenitäten ausgehen.

## Anhang

### Anhang A: Beschreibung der Wolkenfelder

Die nachfolgenden Tabellen zeigen die geometrischen und mikrophysikalischen Eigenschaften der zur Strahlungstransfersimulation verwendeten Wolkenfelder.

Die horizontale Auflösung beträgt bei allen betrachteten Wolkenfeldern 10 m. Damit entstehen in beiden horizontalen Richtungen jeweils 100 Gitterzellen. Die vertikale Ausdehnung wird in der Untersuchung variiert. Tabelle 8 gibt die Anzahl der Höhengschichten vom Boden ( $z=0$  m) bis zur maximalen Wolkenoberseitenhöhe eines jeden Wolkenfeldes an. Die Schichtdicke unter der Wolke ist immer auf 100 m festgelegt. Der Bereich zwischen der Wolkenunterseite (CB) und der minimalen Wolkenoberseite (CT), im jeweiligen Wolkenfeld, ist in 50 m mächtige Schichten unterteilt. In der Region der Wolkenoberseitenvariabilität, d.h. zwischen minimaler auftretender CT und maximal auftretender CT, gilt jeweils die in Tabelle 8 angegebene vertikale Auflösung. Damit entsteht die dargestellte Anzahl an Höhengschichten.

Tabelle 7: geometrische Eigenschaften der betrachteten Wolkenfelder

	<b>c01</b>	<b>c02</b>	<b>c03</b>	<b>c04</b>	<b>c05</b>
<b>mittlere Höhe CT [m]</b>	5461,45	3152,76	3775,38	3385,83	3505,65
<b>max. Höhe CT [m]</b>	5943,57	3628,02	4227,71	4242,31	3885,38
<b>min. Höhe CT [m]</b>	4953,63	2666,46	3303,16	2454,59	3112,86
<b>Standardabw. CT [m]</b>	185,92	138,41	135,38	541,21	152,59
<b>Spektrum</b>	1,8379	1,7662	1,9877	1,7452	1,6708
<b>Höhe CB [m]</b>	4700	2000	2200	1900	2900

Tabelle 8: Anzahl der Höhengschichten der betrachteten Wolkenfelder bei verschiedenen vertikalen Auflösungen

<b>vert. Auflösung [m]</b>	<b>Anzahl der Höhengschichten (CB bis CT<sub>max</sub>)</b>				
	<b>c01</b>	<b>c02</b>	<b>c03</b>	<b>c04</b>	<b>c05</b>
<b>10</b>	172	151	157	230	132
<b>5</b>	292	270	271	430	232
<b>2</b>	653	627	612	1031	530
<b>1</b>	1255	1221	1181	2032	1028

Tabelle 9 zeigt für alle betrachteten Wolkenfelder ausgewählte mikrophysikalische Eigenschaften.

Tabelle 9: mikrophysikalische Eigenschaften der betrachteten Wolkenfelder

ID	Oberseite	vert. Auflösung [m]	mittl. opt. Dicke [m]	max. opt. Dicke [m]	min. opt. Dicke [m]	mittl. LWC [g/m <sup>3</sup> ]	max. LWC [g/cm <sup>3</sup> ]
c01	homogen	10	81,98	81,98	81,98	0,775	1,324
		5	80,94	80,94	80,94	0,785	1,319
		2	80,31	80,31	80,31	0,792	1,317
		1	80,31	80,31	80,31	0,796	1,318
	heterogen	10	83,61	9,55	148,12	0,796	1,764
		5	83,08	9,19	146,72	0,809	1,760
		2	82,76	9,27	145,89	0,818	1,757
		1	82,65	9,19	145,61	0,821	1,757
c02	homogen	10	113,28	113,28	113,28	0,813	1,197
		5	112,34	112,34	112,34	0,853	1,195
		2	112,15	112,15	112,15	0,881	1,195
		1	112,15	112,15	112,15	0,891	1,196
	heterogen	10	114,36	38,72	202,99	0,824	1,564
		5	113,89	38,72	202,99	0,867	1,566
		2	113,60	38,49	202,99	0,895	1,567
		1	113,51	38,38	202,99	0,906	1,567
c03	homogen	10	272,07	272,07	272,07	1,492	2,125
		5	272,07	272,07	272,07	1,608	2,128
		2	270,72	270,72	270,72	1,693	2,125
		1	-	-	-	1,726	2,126
	heterogen	10	274,16	136,08	442,52	1,507	2,661
		5	273,31	134,88	442,52	1,623	2,128
		2	272,81	134,64	442,52	1,712	2,665
		1	-	-	-	1,745	2,665

Fortsetzung Tabelle 9

ID	Oberseite	vert. Auf- lösung [m]	mittl. opt. Dicke [m]	max. opt. Dicke [m]	min. opt. Dicke [m]	mittl. LWC [g/m <sup>3</sup> ]	max. LWC [g/cm <sup>3</sup> ]
c04	homogen	10	206,24	206,24	206,24	1,069	1,694
		5	206,24	206,24	206,24	1,103	1,696
		2	205,70	205,70	205,70	1,123	1,696
		1	-	-	-	1,129	1,695
	heterogen	10	211,55	30,22	394,54	1,099	2,265
		5	210,88	30,22	394,44	1,132	2,267
		2	-	-	-	1,153	2,268
		1	-	-	-	1,160	2,269
c05	homogen	10	42,41	42,41	42,41	0,496	0,866
		5	42,41	42,41	42,41	0,504	0,869
		2	42,13	42,13	42,13	0,508	0,869
		1	-	-	-	0,509	0,869
	heterogen	10	43,90	5,61	93,90	0,513	1,277
		5	43,56	5,36	93,48	0,519	1,280
		2	43,35	5,31	93,48	0,524	1,282
		1	-	-	-	0,525	1,283

## Anhang B: Übersicht aller Strahlungstransfersimulationen

In der nachfolgenden tabellarischen Übersicht sind alle gerechneten Strahlungstransfersimulationen zusammengestellt.

Es wurden 5 verschiedene Wolkenfelder untersucht (c01 bis c05): jeweils mit homogener und heterogener Oberseite und für die drei Einstrahlwinkel (SZW) von  $0^\circ$ ,  $30^\circ$  und  $60^\circ$ . Die Betrachtungsrichtung ist senkrecht nach Oben auf die Detektorfläche. Ausgegebene Größen sind die Reflektivität, totale Transmission und Absorption als relative Werte zur Einstrahlung 1, sowie die Albedo.

Tabelle 10: Ergebniszusammenstellung aller Strahlungstransfersimulationen für einen Beobachtungswinkel von 0°

	Oberseite	vertikale Auflösung [m]	Einstrahl- winkel [°]	Strahl- dichte	Trans- mission	Absorption	Albedo	
c01	homogen	10	0	0,0393	0,2192	4,53E-04	0,85	
			30	0,0386	0,2041	4,31E-04	0,88	
			60	0,0334	0,1511	3,32E-04	0,91	
		5	0	0,0385	0,2244	4,59E-04	0,86	
			30	0,0384	0,2060	4,30E-04	0,88	
			60	0,0335	0,1528	3,33E-04	0,91	
		2	0	0,0392	0,2267	4,55E-04	0,86	
			30	0,0395	0,2080	4,23E-04	0,87	
			60	0,0334	0,1538	3,28E-04	0,91	
		1	0	0,0397	0,2278	4,58E-04	0,86	
			30	-	-	-	-	
			60	-	-	-	-	
		heterogen	10	0	0,0494	0,3871	6,25E-04	0,75
				30	0,0435	0,2180	4,68E-04	0,87
				60	0,0363	0,1443	3,50E-04	0,92
	5		0	0,0491	0,3906	6,16E-04	0,75	
			30	0,0433	0,2175	4,61E-04	0,87	
			60	0,0359	0,1458	3,46E-04	0,92	
	2		0	0,0516	0,3887	6,12E-04	0,75	
			30	0,0441	0,2197	4,59E-04	0,87	
			60	0,0367	0,1463	3,44E-04	0,92	
	1		0	0,0499	0,3891	6,13E-04	0,75	
			30	-	-	-	-	
			60	-	-	-	-	

Fortsetzung Tabelle 10

	Oberseite	vertikale Auflösung [m]	Einstrahl- winkel [°]	Strahl- dichte	Trans- mission	Absorption	Albedo
c02	homogen	10	0	0,0416	0,1722	6,47E-04	0,90
			30	0,0371	0,1579	6,00E-04	0,91
			60	0,0327	0,1175	4,60E-04	0,94
		5	0	0,0406	0,1734	6,38E-04	0,90
			30	-	-	-	-
			60	0,0328	0,1168	4,53E-04	0,94
		2	0	0,0403	0,1737	6,31E-04	0,90
			30	0,0388	0,1587	5,87E-04	0,91
			60	-	-	-	-
		1	0	0,0398	0,1746	6,38E-04	0,90
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-
	heterogen	10	0	0,0541	0,2811	9,10E-04	0,82
			30	0,0446	0,1657	6,40E-04	0,90
			60	0,0364	0,1120	4,73E-04	0,94
		5	0	0,0528	0,2813	8,93E-04	0,82
			30	-	-	-	-
			60	0,0365	0,1148	4,66E-04	0,94
		2	0	-	-	-	-
			30	0,0429	0,1663	6,23E-04	0,90
			60	-	-	-	-
		1	0	0,0550	0,2815	8,94E-04	0,82
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-

Fortsetzung Tabelle 10

	Oberseite	vertikale Auflösung [m]	Einstrahl- winkel [°]	Strahl- dichte	Trans- mission	Absorption	Albedo
c03	homogen	10	0	0,0428	0,0788	1,53E-03	0,96
			30	0,0388	0,0716	1,41E-03	0,97
			60	0,0347	0,0527	1,05E-03	0,98
		5	0	0,0434	0,0788	1,52E-03	0,96
			30	0,0411	0,0724	1,40E-03	0,97
			60	-	-	-	-
		2	0	0,0440	0,0797	1,53E-03	0,96
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-
		1	0	-	-	-	-
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-
	heterogen	10	0	0,0699	0,1507	2,56E-03	0,91
			30	-	-	-	-
			60	0,0412	0,0499	1,04E-03	0,99
		5	0	-	-	-	-
			30	0,0532	0,0799	1,52E-03	0,96
			60	-	-	-	-
		2	0	0,0698	0,1521	2,54E-03	0,91
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-
		1	0	-	-	-	-
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-

Fortsetzung Tabelle 10

	Oberseite	vertikale Auflösung [m]	Einstrahl- winkel [°]	Strahl- dichte	Trans- mission	Absorption	Albedo
c04	homogen	10	0	0,0474	0,1018	1,16E-03	0,95
			30	-	-	-	-
			60	0,0396	0,0684	8,09E-04	0,97
		5	0	0,0464	0,1036	1,18E-03	0,95
			30	0,0433	0,0931	1,08E-03	0,95
			60	-	-	-	-
		2	0	0,0454	0,1016	1,16E-03	0,95
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-
		1	0	-	-	-	-
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-
	heterogen	10	0	0,0940	0,2782	2,37E-03	0,82
			30	-	-	-	-
			60	0,0495	0,0662	8,27E-04	0,97
		5	0	-	-	-	-
			30	-	-	-	-
			60	0,0649	0,1021	1,21E-03	0,95
		2	0	-	-	-	-
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-
		1	0	-	-	-	-
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-

Fortsetzung Tabelle 10

	Oberseite	vertikale Auflösung [m]	Einstrahl- winkel [°]	Strahl- dichte	Trans- mission	Absorption	Albedo
c05	homogen	10	0	0,0345	0,3660	2,38E-04	0,76
			30	0,0314	0,3371	2,27E-04	0,78
			60	0,0280	0,2482	1,82E-04	0,85
		5	0	0,0337	0,3650	2,43E-04	0,77
			30	0,0310	0,3357	2,30E-04	0,79
			60	0,0275	0,2482	1,86E-04	0,85
		2	0	0,0339	0,3665	2,41E-04	0,76
			30	0,0310	0,3357	2,29E-04	0,79
			60	0,0275	0,2484	1,85E-04	0,85
		1	0	-	-	-	-
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-
	heterogen	10	0	0,0369	0,5004	2,76E-04	0,67
			30	0,0326	0,3449	2,42E-04	0,78
			60	0,0279	0,2427	1,96E-04	0,85
		5	0	0,0373	0,5018	2,76E-04	0,67
			30	0,0348	0,3454	2,42E-04	0,78
			60	0,0299	0,2444	1,97E-04	0,85
		2	0	0,0357	0,5016	2,72E-04	0,67
			30	0,0337	0,3458	2,39E-04	0,78
			60	0,0297	0,2466	1,95E-04	0,85
		1	0	-	-	-	-
			30	-	-	-	-
			60	-	-	-	-

## Literaturverzeichnis

Arakawa, A., 2004: The cumulus parameterization problem: past, present and future.

J. Climate, **17**, 2493-2525.

Arakawa, A., 1975: Modeling clouds and cloud processes for use in climate model. The physical basis of climate and climate modeling.

WMO, Genf, GARP Publication Series Nr. **16**, 183-197.

Arking, A., 1991: The radiative effects of clouds and their impact on climate.

Bull. Amer. Meteor. Soc., **71**, 795-813.

Baker, H. W. und J. A. Davies, 1991: Solar radiative fluxes for stochastic, scale-invariant broken cloud fields.

J. Atmos. Sci., **49**, 1115-1126.

Baker, H. W. und J. A. Davies, 1992b: Cumulus clouds radiative properties and the characteristic of satellite radiance wave number spectra.

Remote Sens. Environ., **42**, 51-64.

Blyth, A. M., 1992: Entrainment in cumulus clouds.

J. Appl. Meteor., **32**, 626-641.

Boers, R., J. D. Spinhirne und W. D. Hart, 1988: Lidar observations of the fine-scale variability of marine stratocumulus clouds.

J. Appl. Meteor., **27**, 797-810.

Bower, K. N., T. W. Choullarton, J. Latham, J. Nelson, M. B. Baker und J. Jensen, 1994: A parameterization of warm clouds for use in atmospheric general circulation models.

J. Atmos. Sci., **51**, 2722-2732.

Box, G. E. P. und M. E. Muller, 1958: A note on the generation of random normal deviates.

Annals Math. Stat., **29**, 610-611.

Brenguier, J.-L., H. Pawlowska, L. Schüler, R. Preusker, J. Fischer und Y. Fouquart, 2000: Radiative properties of boundary layer clouds: Droplet effective radius versus number concentration.

J. Atmos. Sci., **57**, 803-821.

Bucholtz, A., 1995: Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere.

Appl. Optics, **34**, 2765-2773.

- Cahalan, R. F. und J. B. Snider, 1989: Marine stratocumulus structure.  
Remote Sens. Environ., **28**, 95-107.
- Davis, A., A. Marshak, R. Cahalan und W. Wiscombe, 1997: The Landsat scale break in Stratocumulus as a three-dimensional radiative transfer effect: Implications for cloud remote sensing.  
J. Atmos. Sci., **54**, 241-260.
- Evans, K. F., 1993: Two-dimensional radiative transfer in cloudy atmosphere: The spherical harmonic spatial grid method.  
J. Atmos. Sci., **50**, 3111-3124.
- Evans, K. F. und W. J. Wiscombe, 2004: An algorithm for generating stochastic cloud fields from radar profile statistics.  
Atmos. Res., **72**, 263-289.
- Grieser, J., 1997: Spektralanalysen.  
URL: <http://user.uni-frankfurt.de/~grieser/spek/spek.html>  
Zugriff am: 15.07.2005
- Hansen, J. E. und L. D. Travis, 1974: Light scattering in planetary atmosphere.  
Space Sci. Rev., **16**, 527-610.
- Kobayashi, T., 1988: Parameterization of reflectivity for broken cloud.  
J. Atmos. Sci., **45**, 3034-3045.
- Kokhanovski, A., 2004: Optical properties of terrestrial clouds.  
Earth. Sci. Rev., **64**, 189-241.
- Korolev, A. V., 1993: On the formation of non-adiabatic LWC profile in stratiform clouds  
Atmos. Res., **29**, 129-134.
- Lenoble, J., 1993: Atmospheric radiative transfer.  
A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, 532 Seiten.
- Loeb, N. G., T. Várnai und D. M. Winker, 1998: Influence of subpixel-scale cloud-top structure on reflectances from overcast stratiform cloud layers.  
J. Atmos. Sci., **55**, 2960-2973.
- Macke, A., D. L. Mitchell und I. V. Bremen, 1999: Monte carlo radiative transfer calculations for inhomogeneous mixed phase clouds.  
Phys. Chem. Earth (B), **24**, 237-241.
- Marshak, A., A. Davis, W. Wiscombe und R. Cahalan, 1995a: Radiative smoothing in fractal clouds.  
J. Geophys. Res., **100** (D), 26 247-26 261.

- Marshak, A., A. Davis, W. Wiscombe und G. Titov, 1995 b: The verisimilitude of the independent pixel approximation used in cloud remote sensing.  
Remote Sens. Environ., **52**, 71-78.
- Pardo-Igúzquiza E. und M. Chica-Olmo, 1993: The fourier integral method: An efficient spectral method for simulation of random fields.  
Math. Geol., **25**, 177-217
- Petty, G. W., 2004: A first course in atmospheric radiation.  
Sundog Publishing, Madison, 445 Seiten.
- Press W. H., Flannery B. P., Teukolsky S. A. und Vetterling W. T.: Numerical Recipes in Fortran 77: The art of scientific computing.  
Cambridge University Press, Cambridge, 2. Edition , 999 Seiten.
- Pruppacher, H. R. und J. D. Klett, 1997: Microphysics of clouds and precipitation, Second revised and enlarged edition with an introduction to cloud chemistry and cloud electricity.  
Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 954 Seiten.
- Quante, M., O. Danne, H. Lemke, D. Milferstädt und E. Raschke, 1997: Fernerkundung Stratiformer Bewölkung mit einem 95 GHz polarimetrischen Dopplerradar.  
Kleinheubacher Berichte, Band 41.
- Rapp, J. und C. D. Schönwiese, 1995: Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990.  
Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie B Meteorologie und Geophysik, Band 5.
- Schlittgen, R. und B. H. J. Streitberg, 1989: Zeitreihenanalyse.  
R. Oldenbourg Verlag GmbH, München, 3. Auflage , 502 Seiten.
- Schulz, M. und K. Statterger, 1997: Spectrum: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series.  
Comp. & Geosci., **23**, 929-945.
- Sherwood, S. C. und A. E. Dressler, 2003: Convective mixing near the tropical tropopause: Insights from seasonal variations.  
J. Atmos. Sci., **60**, 2674-2685.
- Schulz, M., 2005: persönliche Mitteilung, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen
- Simmer, C., 1994: Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen.  
Verlag Dr. Kovač, Hamburg, 313 Seiten.

Várnai, T. und R. Davies, 1999: Effects of cloud heterogeneities on shortwave radiation: Comparison of cloud-top variability and internal heterogeneity.

J. Atmos. Sci., **56**, 4206-4224.

Zuidema, P. und K. F. Evans, 1998: On the validity of the independent pixel approximation for boundary layer clouds observed during ASTEX.

J. Geophys. Res., **103**, 6059-6074.

## Stichwortverzeichnis

- Absorption 26, 68  
Albedo 27, 59, 64, 68  
Aliasing Effekt 40  
Betrachtungsrichtung 69, 71  
Ceilometer 29  
Diskrete Fourier Transformation 37  
Downdrafts 20  
effektiver Radius 15, 17  
Entrainment 19  
Evaporative cooling 20  
Extinktionskoeffizient 27, 60, 61  
Fernerkundung 71  
feuchtadiabatisch 52  
Flüssigwassergehalt 15, 46  
Interpolation 39  
Klima 13  
Kondensationskerne 17  
Konditionierung 36  
Leakage Effekt 40  
Local estimates 28  
Lomb Scargle Algorithmus 37  
Messgeräte 29  
Mie Streuung 25, 60  
Mikrowellenradiometer 32  
Monte Carlo 27, 59, 62, 63  
Nyquist Frequenz 41  
optische Dicke 60  
Overshooting 19  
Phasenfunktion 27, 59, 61  
Radiative cooling 20  
Radiosonde 32  
Rayleigh Streuung 24, 59  
Reflektivität 69, 71  
Single Scattering Albedo 27, 60, 61  
Sonnzenitwinkel 64, 71  
Spektralanalyse 23, 36  
Stabilität 51, 55  
Statistik 50  
Temperaturgradient 52, 55  
Transmission 68  
Trend Rausch Verhältnis 37  
Tröpfchengrößenverteilung 15, 16, 60  
vertikale Auflösung 63  
White noise 41, 43  
Wind 51, 57  
Wolkenentstehung 17  
Wolkenfeld 43  
Wolkenklassifikation 18  
Wolkenradar 29  
Zeitreihenanalyse 22  
Zufallszahl 43