

Machbarkeitsstudie zur Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer

Diplomarbeit
von
Guido Lempio

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



Kiel, Juli 2006

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung / Abstract	1
1 Einleitung	3
2 Fester Niederschlag	5
2.1 Form von Eiskristallen	5
2.2 Entstehung und Wachstum von Eiskristallen	7
2.3 Eigenschaften festen Niederschlags	11
2.4 Messen von festem Niederschlag	14
3 Das Disdrometer	17
3.1 Existierende Disdrometertypen	18
3.1.1 Mechanische Disdrometer	18
3.1.2 Akustische Disdrometer	18
3.1.3 Radar-Disdrometer	19
3.1.4 Optische Disdrometer	19
3.2 Technischer Aufbau, Funktionsweise und Datenformatierung des Disdrometers ODM 470	20
3.2.1 Aufbau und Funktionsweise	20
3.2.2 Unterschiede der Elektronik zwischen Regen- und Schneedisdrometer	22
3.2.3 Aufgezeichnete Daten	23
3.3 Verfahren zur Auswertung der Messgrößen	24
3.3.1 Niederschlagsrate	24
3.3.2 Zeitmethode	26
3.3.3 Anzahlmethode	26
3.3.4 Randeffekte und mögliche Fehler einer Disdrometer-Messung	27
3.3.4.1 Streifende Durchgänge	27
3.3.4.2 Koinzidenzen	27
3.3.4.3 Unterschiede einzelner Aufenthaltszeiten	28
3.3.4.4 Spritzen und Anhäufungen	29
3.3.4.5 Fauna und Flora	29

4 Die Schattenmodelle	31
4.1 Das ‚Ray Tracing‘ Modell	32
4.2 IDL-Mean-Area-Image-Processor (IMAIP)	34
4.2.1 Maßstabsgetreue Abbildung	34
4.2.2 Normierung der Kristallgröße	37
4.2.3 Modellablauf	38
4.3 Anzahl an Orientierungen und Vergleich von IMAIP und ‚Ray-Tracing‘ . .	41
4.4 Auswahl der Kristalle	47
4.5 Die Transformationsfunktionen	53
4.6 Vergleich der Modellergebnisse	56
4.7 Diskussion der Modellergebnisse	59
5 Auswertung von Disdrometer-Messungen	69
5.1 Beschreibung des Datensatzes	69
5.2 Korrektur der Spektren	71
5.3 Gemessener Niederschlag, Uppsala 1999/2000	72
5.4 Eigenschaften der Spektren	79
5.5 Spektrensteigung zum maximal gemessenen Schattendurchmesser	84
5.6 Fehlerbetrachtung	85
6 Schlussbetrachtung und Ausblick	87
A IMAIP-Modell, Ergänzung zum Kapitel 4.2	91
B Messungen Uppsala 1999/2000, Ergänzung zum Kapitel 5	103
C Spektren, Uppsala 1999/2000, Ergänzung zum Kapitel 5	107
Abkürzungen	113
Abbildungsverzeichnis	115
Tabellenverzeichnis	118
Literatur	121
Danksagung	125
Erklärung	126

Zusammenfassung/Abstract

In dieser Arbeit wird eine Studie zur Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer vorgestellt. Das optische Disdrometer ist eine verbesserte Version des ODM 470 Disdrometer. Es ist in der Lage, Hydrometeore mit einem Durchmesser von 0,4 bis 22 mm zu messen.

Der große Vorteil dieses Disdrometers ist dessen Fähigkeit, auch bei hohen Windgeschwindigkeiten verlässlich messen zu können. Um das Problem der Messung von festem Niederschlag zu lösen wurde ein Modell entwickelt, welches die mittlere Schattenfläche unterschiedlicher Schneekristalltypen aus einer großen Anzahl an zufälligen Orientierungen ermittelt.

Es wurden für die verschiedenen Kristalltypen Algorithmen entwickelt, welche den mittleren Schattendurchmesser in die maximale Ausdehnung umrechnen. Diese Algorithmen werden auf die größenabhängigen Beziehungen der Masse und der Fallgeschwindigkeit jedes simulierten Kristalltyps angewendet.

Das Ergebnis der Modellstudie wurde auf die Disdrometerniederschlagsdaten der Messkampagne aus Uppsala vom Winter 1999/2000 angewendet und mit den Messungen eines Geonor-Niederschlagssammlers sowie mit manuellen Messungen verglichen. Die, mittels der Anwendung der abgeleiteten Algorithmen bestimmten, Niederschlagsmengen aus den Disdrometermessungen zeigen bei Betrachtung der Tagessummen gute Übereinstimmungen.

A study about measurements of solid precipitation using an optical disdrometer is presented. The optical disdrometer is an improved version of the ODM 470 disdrometer. It allows to measure hydrometeors within a size range of 0.4 to 22 mm in diameter.

The main advantage of this optical disdrometer is its ability to measure accurately precipitation even under high wind speeds. To measure solid precipitation a model was developed to determine the mean cross-sectional area of snow-crystals of different predefined shapes at a high number of different random orientations.

An algorithm based on a relationship of maximum diameter to diameter of the mean cross-sectional area of a crystal together with the size dependent water content and falling velocity for every simulated crystal was developed.

The result of the model study was applied to the disdrometer data set of a measurement campaign from winter 1999/2000 in Uppsala/Sweden and was compared to the data set of a Geonor gauge and to manual measurements. Applying the new derived algorithm the performance of the disdrometer in terms of daily precipitation shows a good agreement.

Kapitel 1

Einleitung

Schnee spielt eine wichtige Rolle für den Strahlungshaushalt der Atmosphäre und im hydrologischen Kreislauf. Besonders in der nördlichen Hemisphäre unterliegen weite Teile des Festlandes einer saisonal variierenden Schneedecke. Eine Verringerung der schneebedeckten Flächen bewirkt eine Abnahme der Albedo und damit eine Zunahme der Temperatur der Erdoberfläche durch solare Einstrahlung. Dieser Prozess findet regelmäßig im Frühjahr statt. Infolgedessen würde eine früher einsetzende Schneeschmelze dazu führen, dass mehr solare Strahlung absorbiert anstatt reflektiert wird. Bei einer Klimaerwärmung würde dieser Effekt als positive Rückkopplung wirken und die Erwärmung forcieren.

Schnee beeinflusst auch den terrestrischen Strahlungshaushalt, z.B. als Isolationsschicht zwischen Erdboden und Atmosphäre oder Eis und Atmosphäre. Hier verhält sich dieser ähnlich wie ein schwarzer Körper. Die Schneehöhe ist dabei entscheidend für den Wärmeaustausch zwischen dem Untergrund und dem Schnee (Lundberg und Halldin (2001)).

Eine weitere Funktion von Schnee ist die saisonale Speicherung von Oberflächenwasser. Große Änderungen der Schneebedeckung haben weitreichende Auswirkungen auf die Vegetation und die Bevölkerung. Sowohl der Zeitpunkt der Schneeschmelze als auch die Menge des geschmolzenen Schnees beeinflussen die lokale Trinkwasserversorgung, Bewässerung und Elektrizitätsproduktion. Auch für die Bauindustrie sind Schneemessungen von größter Wichtigkeit wie der Einsturz von Dächern aufgrund der Schneelast im Februar 2006 in Bayern gezeigt hat.

Des Weiteren ist Schnee einer der Indikatoren für Änderungen des globalen Klimas. Die Auswirkungen der globalen Erwärmung sind hauptsächlich in den hohen Breiten und während der Winterzeit zu beobachten. Klima- und Wettervorhersagemodelle behandeln sowohl die permanente als auch die saisonal variierende Schneedecke auf sehr einfache Art und Weise (z.B. Bonan et al. (1992); Thomas und Rowntree (1992); Foster et al. (1996); Yang et al. (1998)). Um die Unsicherheiten in den Modellvorhersagen des globalen Klimas und des Wetters zu minimieren sind Messungen festen Niederschlags und die daraus abgeleitete Schneebedeckung unentbehrlich.

Die bisher operationell eingesetzten Schneemesser haben jedoch große Schwierigkeiten,

die gefallene Schneemenge bei unterschiedlichen Witterungsbedingungen mit gleichbleibend hoher Genauigkeit zu messen (Lundberg und Halldin (2001)).

Die Motivation dieser Arbeit liegt darin, die Möglichkeiten der automatischen Messung festen Niederschlags zu erweitern und zu verbessern. Die Grundlage dafür ist das technisch modifizierte optische Disdrometer ODM 470. Es hat sich beim Einsatz als Regenschneemesser im Vergleich mit anderen Messgeräten bereits bewährt (Clemens (2002); Großklaus (1996)). Da Schneemessungen insbesondere bei hohen Windgeschwindigkeiten große Unsicherheiten aufweisen (Sevruk et al. (1989)), macht die Fähigkeit des Disdrometers, unter hohen Windgeschwindigkeiten zuverlässig messen zu können, es besonders interessant, dieses Gerät auch als Schneemesser einzusetzen.

Die Aufgabe besteht darin, zu untersuchen, ob und wenn ja, wie aus Messungen festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer realitätsnahe Werte der Niederschlagsrate abgeleitet werden können.

Das Messprinzip basiert auf der Abschattung von Licht durch die Niederschlagsteilchen. Für die Entwicklung eines Algorithmus zur optischen Messung von Schnee ist es notwendig, die Eigenschaften von fallenden Eiskristallen und Aggregaten zu kennen. Diese werden in Kapitel 2 beschrieben.

Der technische Aufbau des Disdrometers, die Unterschiede in der elektronischen Signalverarbeitung zwischen der Messung von festem und flüssigen Niederschlag und die verschiedenen Möglichkeiten der Signalauswertung zur Bestimmung der Niederschlagsrate, einschließlich deren mögliche Fehler, werden in Kapitel 3 erläutert.

Diese Niederschlagsrate ist proportional zum Produkt aus Fallgeschwindigkeit und Masse der Niederschlagspartikel (Locatelli und Hobbs (1974)). Für festen Niederschlag existieren abhängig vom Kristalltyp nach der Klassifizierung von Magono und Lee (1966) mehrere Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und Masse, welche sich jeweils auf die maximale Ausdehnung der Kristalle beziehen (Hogan (1994); Locatelli und Hobbs (1974)). In Kapitel 4 wird eine Modellstudie bezüglich des Zusammenhangs der mittleren erzeugten Abschattungsflächen, welche den Messwerten des Disdrometers entsprechen, und der maximalen Ausdehnung für verschiedene Kristalltypen durchgeführt.

Das Ziel ist die Erstellung von Transformationsfunktionen, welche die mittlere Abschattungsfläche in die maximale Ausdehnung umrechnen. Diese Transformationsfunktionen sollen auf gemessene Abschattungsflächen angewendet werden, um daraus mit den entsprechenden Parametrisierungen die Fallgeschwindigkeiten und Massen berechnen zu können. Zum Abschluß von Kapitel 4 wird untersucht, welche Parametrisierung sich in Verbindung mit der entsprechenden Transformationsfunktion am besten für die Messung festen Niederschlags eignet.

In Kapitel 5 werden Niederschlagsmessungen aus Uppsala vom Winter 1999/2000 mit den Ergebnissen aus Kapitel 4 ausgewertet. Desweiteren werden die Spektrenformen auf Besonderheiten untersucht, um eventuell weitere Informationen über den gefallenen Niederschlag zu erhalten.

Abschließend wird in Kapitel 6 das Ergebnis dieser Arbeit resümiert und ein Ausblick für nachfolgende Arbeiten gegeben.

Kapitel 2

Fester Niederschlag

In diesem Kapitel wird der zu untersuchende feste Niederschlag beschrieben. Es beantwortet z.B. Fragen wie, was sind Eiskristalle, wie entstehen sie, warum haben sie bestimmte Formen, welche Eigenschaften hat fester Niederschlag in Bodennähe und welche Methoden gibt es bereits, um festen Niederschlag zu messen.

Das Wort Kristall stammt vom altgriechischen "krystallos" und bedeutet Eis. Heute bezeichnet Kristall einen chemisch einheitlich zusammengesetzten Körper, dessen Form von der Struktur seiner Bestandteile bestimmt wird. In einem Kristall sind die Atome und Moleküle in einem regelmäßigen dreidimensionalen Gitter angeordnet. Dieser Zustand ist energetisch günstig und daher bevorzugt. Die Form der Eiskristalle wird durch diese Eigenschaften bestimmt.

2.1 Form von Eiskristallen

Eine faszinierende Eigenschaft von Schneekristallen ist deren Form.

Bereits im ersten Jahrtausend vor Christus haben Gelehrte in China beobachtet, dass Schneekristalle immer eine sechszählige Geometrie haben. In Europa setzte sich diese Erkenntnis erst im 17. Jahrhundert durch. Der Astronom Johannes Kepler (1571-1630) verfasste das Werk „De nive sexangula“ (Vom sechseckigen Schnee) (Kepler (1611)). Darin spekulierte er über den Grund für die Regelmäßigkeit der Schneeflocken. Die Schlüsse, zu denen er kam, waren aus heutiger Sicht falsch, doch er stellte die richtigen Fragen und versuchte als erster, eine wissenschaftliche Erklärung für das Phänomen zu finden.

Im Jahr 1665 veröffentlichte Robert Hooke ein umfassendes Buch mit dem Titel "Micrographia" (Hook (1665)). Darin waren Zeichnungen von allen Untersuchungsobjekten abgebildet, die Hook mit dem zu seiner Zeit gerade erfundenen Mikroskop gesehen hat. Unter anderem enthält dieses Buch viele Schneekristallzeichnungen (Abbildung 2.1), welche zum ersten Mal die Komplexität und Symmetrie der Schneekristallstruktur dokumentierten.

Für eine genaue Erklärung der hexagonalen Form von Schneekristallen ist die Kenntnis des Aufbaus eines Wassermoleküls notwendig. Das Wassermolekül besteht aus einem Atom Sauerstoff und zwei Atomen Wasserstoff (Abbildung 2.2). Die beiden Wasserstoff-

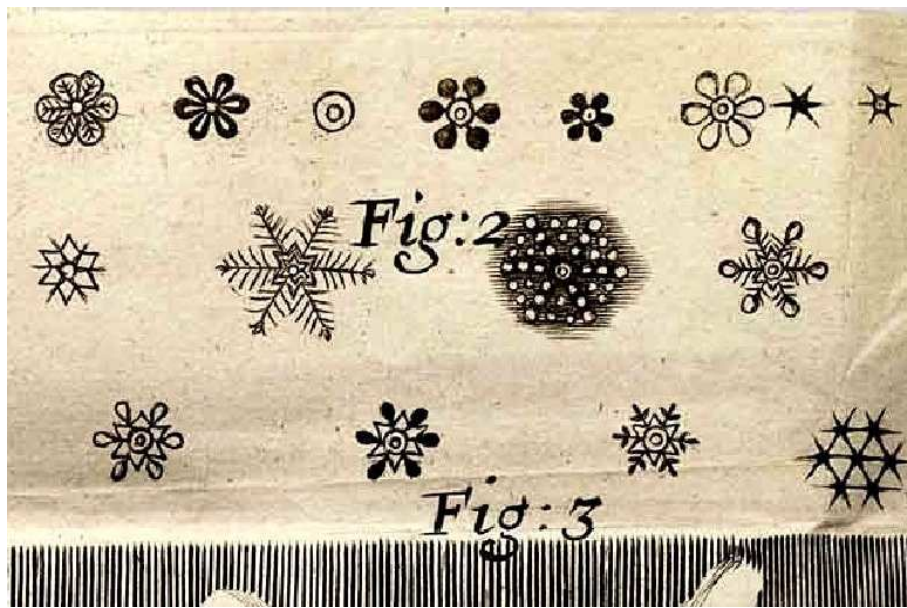


Abbildung 2.1: Zeichnungen von Schneekristallen aus „Micrographia“ (Hook (1665)).

fatome sind im Winkel von $104,45^\circ$ über jeweils ein gemeinsames Elektronenpaar an das Sauerstoffatom gebunden. Durch diese Anordnung verschiebt sich das Ladungsgleichgewicht in den Atomen, welches wiederum zu einer sehr stabilen Verbindung und durch die zwei entstandenen Polaritäten zu einem Dipol führt. Während eines Gefrierprozesses gehen viele dieser Dipole eine feste Bindung miteinander ein.

Über eine Wasserstoffbrücke lagert sich ein leicht positiv geladenes Wasserstoffatom jeweils an ein leicht negativ geladenes Sauerstoffatom eines anderen Moleküls an. Durch diese Art der Verkettung und der Ähnlichkeit des Winkels zwischen den Wasserstoffatomen im Wassermolekül von $104,45^\circ$ zu dem idealen Tetraederwinkel von $\approx 109,47^\circ$, ergibt sich die sechseckige Form der Eiskristalle.

Ein perfekter Eiskristall ist ein sechseckiges Prisma. Es ist die einfachste Form, die festes Wasser annehmen kann. Von dieser sechseckigen Grundform ausgehend wächst der Kristall im Idealfall symmetrisch weiter.

Ein Eiskristall, welcher am Boden mit dem bloßen Auge wahrgenommen werden kann, besteht jedoch aus vielen einzelnen Teilkristallen, dass durch die Vielzahl der möglichen Kombinationen komplizierte verästelte Gebilde entstehen. Deshalb gibt es vermutlich tatsächlich keine zwei identischen Schneeflocken, aber alle Komponenten haben eine sechszählige Geometrie.

Unter bestimmten Bedingungen treten sehr ähnliche Kristalle auf. Die Umgebung scheint also die Form des Kristalls während dessen Wachstums zu beeinflussen. Dieses Phänomen wird im nächsten Abschnitt behandelt.

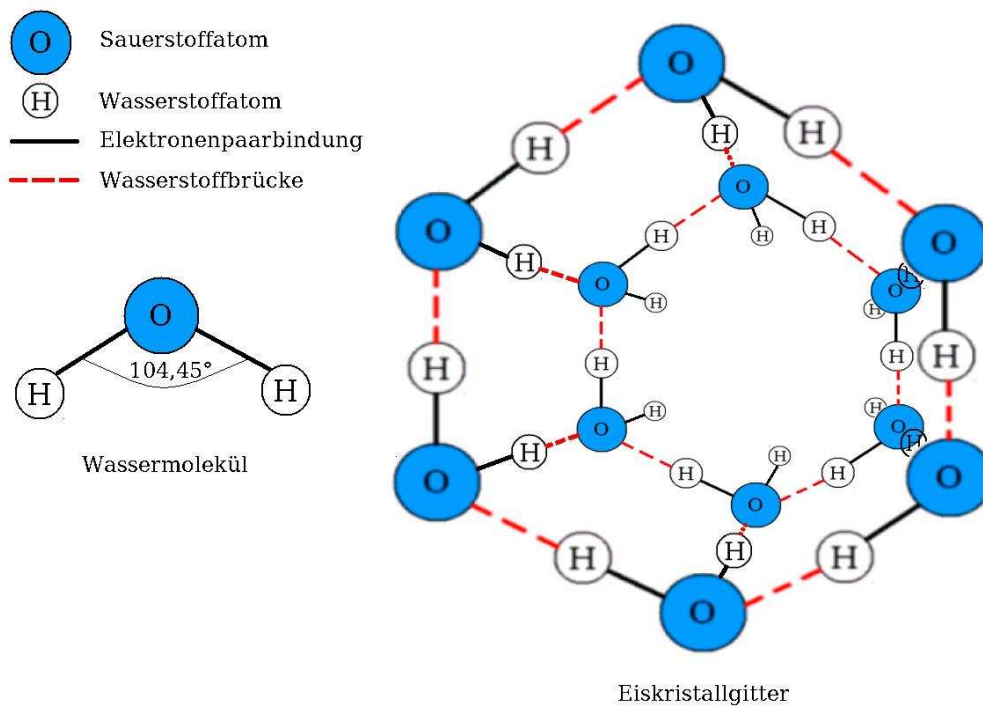


Abbildung 2.2: Aufbau eines Wassermoleküls und Gitterstruktur von Eis.

2.2 Entstehung und Wachstum von Eiskristallen

Nach der Erklärung, warum ein Schneekristall eine hexagonale Form hat, stellen sich die Fragen, wie ein Eiskristall in der Atmosphäre entsteht, wächst und schließlich zu Boden fällt.

Voraussetzung für die Bildung von Eispartikeln in der Höhe sind, genau wie bei der Bildung von Tropfen, das Vorhandensein von Kondensations- bzw. Sublimationskernen (Gefrierkerne) sowie Wasserdampf oder hier auch Flüssigwasser. Als Kerne stehen in der Atmosphäre Aerosolteilchen, Staub- und Rußpartikel zu Verfügung. Diese können auf vier unterschiedlichen Wegen, abhängig vom Aerosoltyp, der Übersättigung und der Temperatur der Umgebungsluft, Eiskristalle bilden (Abbildung 2.3, Macke (2003)).

1. **Heterogene Deposition:** Wasser wird direkt aus der Gasphase auf dem Kern sublimiert. Insbesondere große Kerne mit hexagonalen Strukturen eignen sich.
2. **Kondensation + Gefrieren:** Der Kern dient erst als Kondensationskern und sobald der Flüssigwassertropfen unterkühlt ist als Gefrierkern.
3. **Kontaktgefrieren:** Der Gefrierkern startet die Eisphase eines stark unterkühlten Wassertropfens, wenn er mit ihm in Berührung kommt.
4. **Immersionsgefrieren:** Der Nucleus tritt erst in den Flüssigwassertropfen ein und wirkt dann als Gefrierkern.

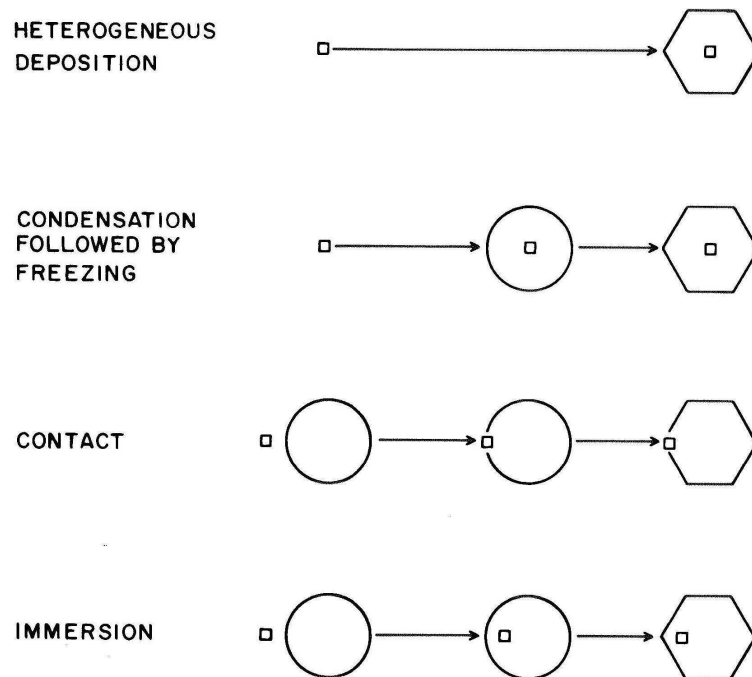


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Eisbildungsprozesse (Rogers und Yau (1989)).

Nachdem die Eisphase durch einen der oben genannten Prozesse begonnen hat, wachsen die Kristalle durch Sublimation von Wasserdampf und durch Kollision mit Flüssigwassertropfen weiter.

Die Massenzunahme eines Eiskristalls durch Aufnahme von Wasserdampf aufgrund von Diffusion wird durch die Wachstumsrate dm/dt beschrieben (Macke (2003)):

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi C (S_i - 1)}{\left[\left(\frac{L_s}{R_v T} - 1 \right) \frac{L_s}{KT} + \frac{R_v T}{e_i(T)D} \right]} \quad (2.1)$$

C ist ein Faktor, welcher die Größe und Geometrie des Eispartikels berücksichtigt. Für eine Kugel ist $C = r$. Für einen flachen Zylinder mit dem Radius r gilt $C = 2r/\pi$. Die weiteren Größen aus Gleichung sind: die Übersättigung S_i der Umgebungsluft, die Latente Wärme L_s , welche durch die Sublimation von Wasserdampf frei wird, die Gaskonstante von Wasserdampf $R_v = 461,5 \frac{\text{J}}{\text{kgK}}$, die Temperatur T , der Sättigungsdampfdruck des Wasserdampfes e_i bezüglich Sublimation, die Wärmeleitfähigkeit K und der Diffusionskoeffizient D der Umgebungsluft. Die Wachstumsrate von Eiskristallen wird bestimmt durch die Übersättigung im Zähler und durch Druck und Temperatur im Nenner von Gleichung 2.1.

Genau wie die Masse wächst auch die Größe eines Eiskristalls abhängig von diesen drei Umgebungsbedingungen. Das Größenwachstum, durch Aufnahme von Wasserdampf aufgrund von Diffusion, wird mit der sogenannten "linearen Wachstumsrate" beschrieben (Bakan et al. (1988)). Sie ist proportional zur Kristallquerschnittsfläche.

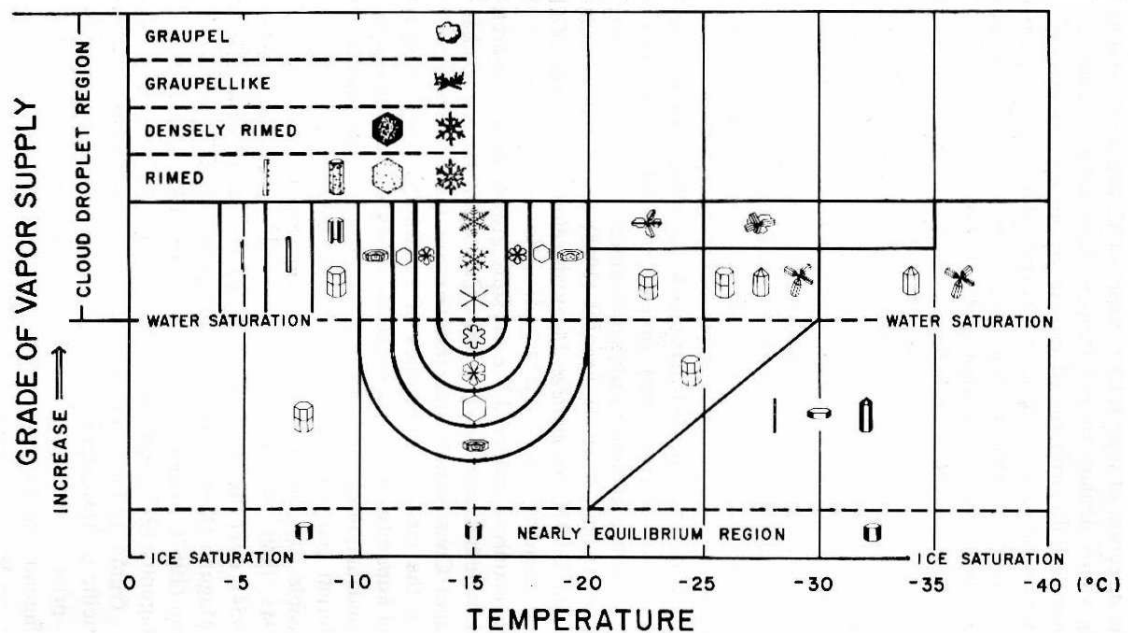


Abbildung 2.4: Temperatur- und Feuchtebedingungen für das Wachstum natürlicher Schnee- und Eiskristalle (Magono und Lee (1966)).

Die Übersättigung der Umgebungsluft, der Luftdruck und die Temperatur sind auch die entscheidenden Faktoren, welche die Form eines Eiskristalls während dessen Wachstums festlegen. Pruppacher und Klett (1978) haben Labormessungen zu den verschiedenen Kristallformen bezüglich ihrer Umgebungsbedingungen gemacht und dabei eine gute Übereinstimmung mit Feldmessungen von Magono und Lee (1966) (Abbildung 2.4) erzielt.

Abbildung 2.4 zeigt die Abhängigkeit der Kristallform von der Umgebungstemperatur und dem zur Verfügung stehenden Wasserdampf. Man erkennt, dass bei hohem Wasserdampfgehalt hauptsächlich zwischen -10 und -20°C Dendrite, Sterne und Platten gebildet werden, bei höheren oder tieferen Temperaturen entstehen eher Säulen und Nadeln. Pruppacher und Klett (1978) haben bei Temperaturen nahe Null Grad Celsius auch wieder plattenartige Kristalle entdeckt. Sie begründen den regelmäßigen Wechsel zwischen Platten und Säulen an bestimmten Temperaturschwellen in unterschiedlichen Umgebungen mit einem regelmäßigen Wechsel der bevorzugten Wachstumsrichtung, zum einen parallel zur sechseckigen Form und zum anderen senkrecht dazu. Die Art des Wachstums hängt von der Fallgeschwindigkeit der Kristalle und der dadurch bedingten unterschiedlichen Ventilation ab (Ono (1969)).

Wenn z.B. die Umgebungstemperatur, die Übersättigung und der Luftdruck in Bodennähe das Wachstum von plattenförmigen Sechsecken fördern würden, so müssen bei Schneefall nicht zwingend am Boden auch diese Kristallformen beobachtet werden. Wenn in einer größeren Höhe, durch die die Schneekristalle vorher gefallen sind, die äußeren Bedingungen das Wachstum von Säulen fördern, dann würden am Boden Säulen mit Endplatten zu erwarten sein.

Im Allgemeinen treten häufig Flaschenprismenbündel (engl. *bullet rosettes*), einzelne Säulen und Platten sowie Dendriten auf. Neben den regulären Eiskristallen existieren auch Mischformen, wie z.B. bereifte Eiskristalle, Graupel, gefrorene Tropfen, Hagel und Schneeflocken.

Die Dichte dieser festen Niederschlagspartikel ist sehr davon abhängig, wieviel Luft in den Partikeln eingeschlossen ist. Sie kann maximal die Dichte von reinem Eis, $\rho_e \approx 0,9 \text{ g/cm}^3$, erreichen. Um als Niederschlag am Boden anzukommen, müssen die einzelnen Kristalle soviel an Masse zulegen, dass ihre Auftriebskraft der Schwerkraft unterliegt.

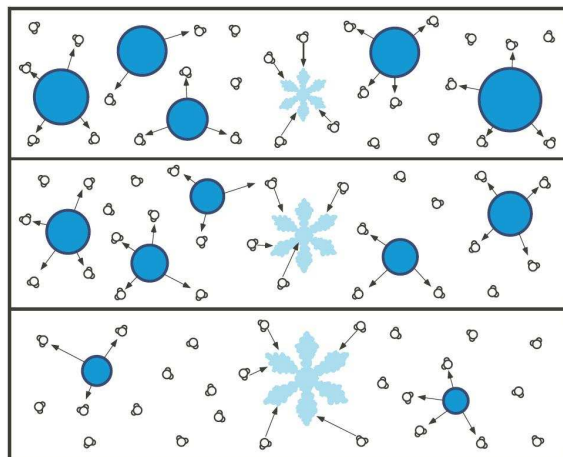


Abbildung 2.5: Der Bergeron-Findeisen-Prozess, Wachsen der Eiskristalle auf Kosten der Wassertropfen in Mischwolken (Barthazy-Meier (2006)).

Der Bergeron-Findeisen-Effekt (Abbildung 2.5) trägt zum Wachstum der Kristalle in Mischwolken bei. Er basiert auf der Tatsache, dass der Sättigungsdampfdruck über Eis geringer ist als über flüssigem Wasser, die Luft somit bezüglich der Sublimation übersättigt und bezüglich der Kondensation untersättigt sein kann. Durch die Untersättigung bezüglich des flüssigen Wassers würden die Wassertropfen verdunsten und Wasserdampf zur Verfügung stellen. Dieser sublimiert an den Eiskristallen, lässt diese wachsen und hält die Umgebungsluft dadurch untersättigt bezüglich Flüssigwassers.

Ein zweiter Effekt ist das Bereifen der Eiskristalle mit unterkühlten Tropfen (engl. *riming*). Dieser kann dazu führen, dass so viele kleine Tropfen an einem Kristall anfrieren, dass dessen ursprüngliche Gestalt nicht mehr zu erkennen ist. Dann spricht man von Graupel. Ein dritter Effekt ist das Zusammenschließen einzelner Eiskristalle zu Schneeflocken.

Die Massenzunahme eines Eispartikels durch Kollision mit unterkühlten Wolkentropfen (*riming*) und anderen Eispartikeln (*Aggregation*), wenn es sich durch eine Wolke bewegt, ist abhängig von seiner Masse, seiner Dimension und seiner Fallgeschwindigkeit (Locatelli und Hobbs (1974)).

Die Größen von am Boden beobachteten festen Niederschlagspartikeln verhalten sich laut Pruppacher und Klett (1978) wie folgt:

Unbereifte einzelne Eiskristalle sind meist kleiner als 5 mm in ihrer maximalen Ausdehnung. Schneeflocken können eine Ausdehnung von mehreren Zentimetern haben, nor-

malerweise sind sie aber kleiner als zwei Zentimeter. Bereifte Eiskristalle und Graupelpartikel haben meist eine maximale Ausdehnung von weniger als 5 mm. Wenn durch Bereifung gewachsene Eispartikel deutlich größer als 5 mm werden, dann werden sie als Hagel bezeichnet. Sie haben eine rundliche, ellipsenförmige oder kegelförmige Gestalt oft mit Nasen, Beulen oder andere Unebenheiten auf der Oberfläche. Sie sind teilweise oder vollständig undurchsichtig, haben einen zwiebelschalenähnlichen Aufbau mit mehreren abwechselnd undurchsichtigen und klaren Schichten, abhängig von der eingeschlossenen Anzahl an Luftblasen.

Schneeflocken, welche durch einzelne Dendrite gebildet werden, sind allgemein größer, als solche, die aus Nadeln oder Säulen zusammen gesetzt sind. Die Dimension einer Schneeflocke, bestehend aus einer bestimmten Anzahl von bereiften Dendriten ist im allgemeinen größer als die einer unbereiften Schneeflocke (Locatelli und Hobbs (1974)).

Lawson et al. (1998) beobachteten unter durchschnittlichen Schneefallbedingungen Aggregate von Eiskristallen bis zu einer maximalen Ausdehnung von 3 cm. Nur in tiefen Schichten von Frontensystemen mit einer Temperatur um 0°C wurden in seltenen Fällen Aggregate mit mehr als 5 cm Durchmesser beobachtet.

Bisher wurde behandelt, wie Eiskristalle entstehen und welche Formen und Größen sie haben. Für die Messung von festen Niederschlagspartikeln sind auch die Eigenschaften der Kristalle beim Fallen interessant.

2.3 Eigenschaften festen Niederschlags

Aufgrund der Unterschiede zwischen Regentropfen und Eiskristallen hat auch fester Niederschlag andere dynamische Eigenschaften als Regen. Allgemein fallen Schneeflocken deutlich langsamer und ihre Dichte ist wesentlich geringer als die von Regentropfen.

Bedingt durch die Form eines Eiskristalls fällt dieser meist in einer bestimmten Vorzugsorientierung. Ono (1969) untersuchte verschiedene Kristallformen hinsichtlich ihrer Orientierung, mit der sie durch eine Wolke fallen. Eine Vorzugsorientierung wird dadurch ermittelt, ob an bestimmten Kristallflächen deutlich mehr Bereifung auftritt als an anderen.

Bei säulenförmigen Kristallen ist deutlich die Anlagerung von unterkühlten Wassertröpfchen an deren Längsseiten zu erkennen (Abbildung 2.6). Sie fallen demnach hauptsächlich mit ihrer Längsachse horizontal ausgerichtet durch eine Wolke.

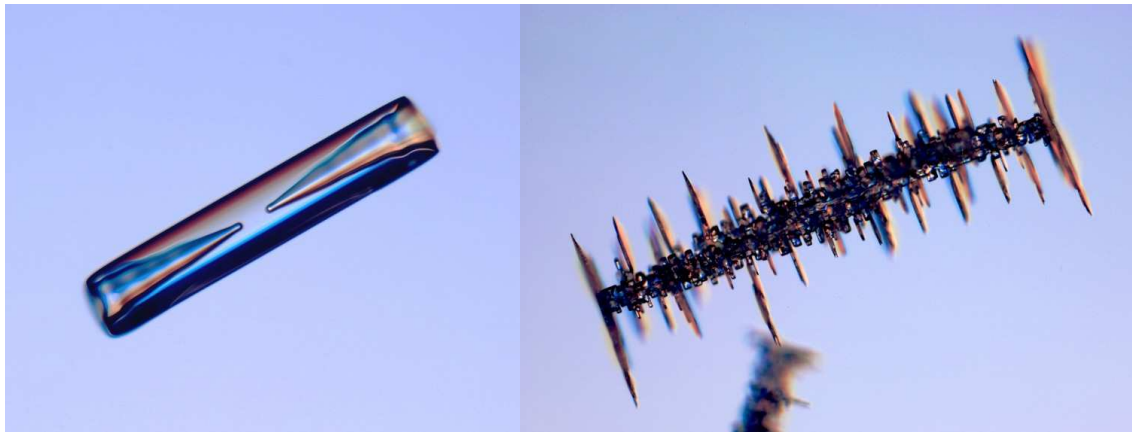


Abbildung 2.6: links: Säulenkristall, rechts: bereifter Säulenkristall (Libbrecht (2006)).

Wenn sich die Umgebungsbedingungen ändern, können an den Enden der Säulen Endplatten wachsen. Übertrifft der Durchmesser dieser Endplatten die Länge der Säule (Abbildung 2.7), so wechselt die Orientierung und sie fallen vertikal orientiert. Die großen Endplatten sind jetzt dominierend in der Bestimmung der Orientierung. Durch gelegentliche Rotation können beide Endplatten bereift werden. Die Endplatte, welche am längsten nach unten zeigt, ist am stärksten bereift.



Abbildung 2.7: links: Säulenkristall mit Endplatten (Libbrecht (2006)), rechts: bereifter Säulenkristall mit Endplatten mit einem Elektronenmikroskop aufgenommen (Erbe (2006)).

Flache Eiskristalle (Abbildung: 2.8) fallen mit ihrer großen Querschnittsfläche horizontal ausgerichtet. Unter idealen Bedingungen sammeln sie nur mit der großen Frontfläche unterkühlte Wassertröpfchen. Selbst wenn schon eine starke Bereifung der Frontfläche zu verzeichnen ist, ändert sich die Orientierung des plattenförmigen Kristalls nicht. Durch Oszillation können auch einige Wassertröpfchen an der Oberseite der Platte festfrieren, doch die Vorzugsorientierung bleibt solange erhalten, wie die plattenförmige Struktur des Kristalls noch zu erkennen ist.

Frei fallende Eiskristalle wählen ihre Vorzugsorientierung so, dass der Widerstand gegen

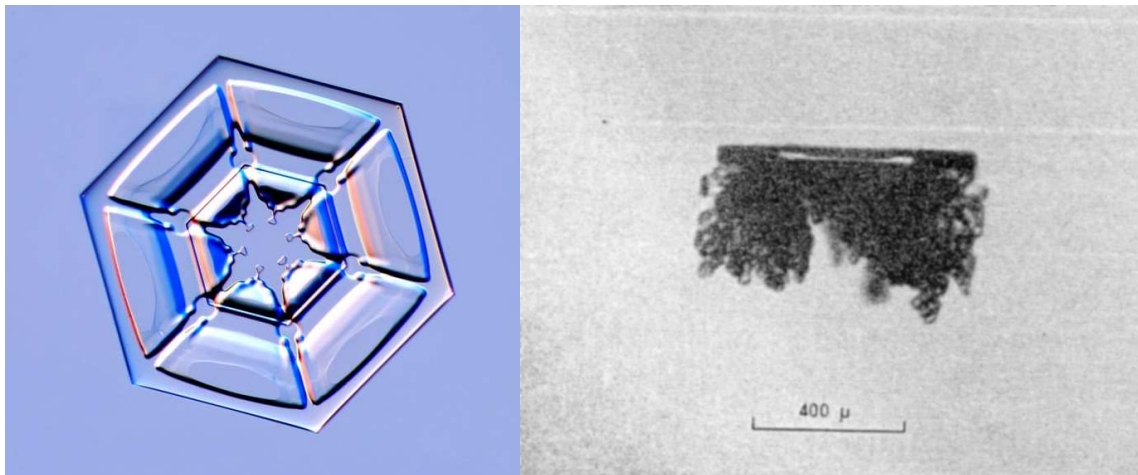


Abbildung 2.8: links: *Plattenförmiger Kristall (Libbrecht (2006))*, rechts: *bereifter plattenförmiger Kristall (Ono (1969))*.

die Fallbewegung maximal ist. Platten und Säulen sind dabei eindeutig orientiert, Dendrite oszillieren wahrscheinlich leicht um diese Gleichgewichtsorientierung.

Diese Vorzugsorientierungen der Kristalle sind nur unter windstillen, turbulenzfreien Bedingungen zu beobachten. Diese liegen am Boden nur selten vor. Zudem gelten die Vorzugsorientierungen für klar definierte Kristallformen, welche bei Schneefall am Boden aufgrund von vorher stattfindender Aggregation und Bereifung nur selten zu beobachten sind. Deshalb wird in dieser Arbeit den Vorzugsorientierungen keine große Bedeutung beigemessen.

Locatelli und Hobbs (1974) haben wichtige Eigenschaften festen Niederschlags und deren Beziehungen untereinander untersucht. Die folgende Zusammenfassung wurde aus Messungen der Fallgeschwindigkeit und der Masse bestimmter fester Niederschlagspartikel erstellt:

1. Die Fallgeschwindigkeit wächst mit zunehmender maximaler Ausdehnung der Partikel.
2. Die Fallgeschwindigkeit wächst mit zunehmender Masse der Partikel.
3. Ein dicht bereiftes Partikel fällt mit bis zu doppelter Geschwindigkeit als ein unbereiftes Partikel gleicher Größe und Form.
4. Die Fallgeschwindigkeit eines Partikels steigt bei gleichbleibender Größe mit Zunahme der Dichte des Partikels.
5. Aggregate bestimmter Kristalle fallen meist schneller als die einzelnen Kristalle, aus denen sie zusammengesetzt sind.
6. Es bestehen signifikante Unterschiede in den Fallgeschwindigkeiten und Massen von Aggregaten, welche aus unterschiedlichen Kristalltypen zusammengesetzt sind, selbst wenn der Grad der Bereifung gleich ist.

Erst kürzlich untersuchten Mitchell und Heymsfield (2005) die Fallgeschwindigkeit von unbereiften Aggregaten dünner Plättchen. Diese wurde aus einer Beziehung zwischen der Reynoldszahl Re und der Best- oder Daviszahl X abgeleitet. Um X ausdrücken zu können, müssen die Potenzfunktionen der Masse und der Projektionsfläche zur maximalen Ausdehnung der Aggregate bekannt sein. Als Ergebnis dieser Untersuchung behaupten Mitchell und Heymsfield (2005), dass die Fallgeschwindigkeiten von unbereiften Aggregaten dünner Plättchen zwischen 0,7 mm bis 44 mm maximaler Ausdehnung annähernd unabhängig von dessen Größe sind.

Die Tatsache, dass Mitchell und Heymsfield (2005) den Ergebnissen von Locatelli und Hobbs (1974) widersprechen, zeigt, dass die Erforschung der Eigenschaften von festem Niederschlag noch weiterer Bemühungen bedarf.

Es ist jedoch unbestritten, dass die Trajektorie eines Partikels in einem gegebenen Windfeld durch seine Fallgeschwindigkeit bestimmt wird und dessen Beitrag zur Niederschlagsrate proportional zum Produkt seiner Masse und Fallgeschwindigkeit ist (Locatelli und Hobbs (1974)). Dies ist die Basis der Niederschlagsmessung mit dem optischen Disdrometer (Kapitel 3).

2.4 Messen von festem Niederschlag

Messungen festen Niederschlags werden schon genauso lang betrieben, wie die Regenermessung. Auf den ersten Blick scheint die Messung von Schnee einfacher zu sein, da er meistens auf dem Erdboden liegen bleibt und nicht aufgefangen werden muss. Man liest einfach an einem Lattenpegel die Höhe des gefallenen Schnees ab.

Die Probleme liegen jedoch im Detail. Für die Bestimmung des Flüssigwasseräquivalents des gefallenen Niederschlags [mm] ist zusätzlich zur Schneehöhe auch die Kenntnis der Dichte des am Boden liegenden Schnees notwendig. Diese ist variabel und schwieriger zu messen. Außerdem kann die Schneehöhe durch Verwehungen auf kleinstem Raum stark variieren. Eine Messung über dem offenen Meer ist auf diese Art und Weise ausgeschlossen.

Aufgrund der starken Beeinflussung der Messung von Schnee durch Wind empfiehlt die WMO-Richtlinie zu hydrologischen Methoden (WMO (1994)) für den idealen Standort der Messgeräte:

- a) Die Messplätze müssen vor starken Windbewegungen geschützt werden.
- b) In Waldgebieten müssen die Messgeräte auf ausreichend großen Lichtungen stehen, damit der Schnee ohne Beeinflussung durch die Bäume zu Boden fallen kann.
- c) Die Messgeräte sollten drei oder sechs Meter über dem Erdboden aufgestellt werden, um den Fehler durch Schneeverwehungen zu minimieren.

Die Richtlinien wurden für die bisher zur Schneemessung eingesetzten Geräte konzipiert. Lundberg und Halldin (2001) haben die gängigen Methoden der Messung festen Niederschlags vorgestellt:

Die Schneehöhe kann, wie schon beschrieben, manuell mit einem fest installierten Latenpegel oder durch Einstechen einer Sonde gemessen werden. Im ersten Fall sind Fehler durch Schneeschmelze und -verwehungen zu berücksichtigen. Die Schneedecke in der Nähe der Latte sollte auch nicht zerstört werden.

Die automatische Messung der Schneehöhe kann mittels einer Ultraschallsonde vorgenommen werden. Die Entfernung vom Sensor zur Schneeoberfläche wird aus der Laufzeit berechnet, die ein ausgesendetes Signal benötigte, wenn es nach der Reflektion an der Oberfläche wieder auf den Sensor trifft. Dabei ist die zusätzliche Messung der Temperatur notwendig, um die Schwankungen der temperaturabhängigen Schallgeschwindigkeit in Luft zu kompensieren. Weitere Fehler treten durch Schneeverwehungen auf oder wenn es gerade schneit.

Die Schneeakkumulation kann mit Regenschneemessern, welche auch für Schnee konstruiert wurden, oder mit einer Schneewanne gemessen werden.

Die Regenschneemesser sind zwar theoretisch in der Lage, das Flüssigwasserequivalent und daraus ableitend die Schneehöhe zu messen, aber eine Vielzahl an Problemen führt zu sehr fehlerhaften Messungen. Die große Unterschätzung des Niederschlags aufgrund der Umströmung des Messgerätes bei hohen Windgeschwindigkeiten (Sevruk et al. (1989)) ist bei den meisten Geräten das Hauptproblem bei der Messung festen Niederschlags.

Um den Windfehler zu minimieren werden verschiedene Windschilde empfohlen und empirische Funktionen, welche den wahren Niederschlag mit dem gesammelten Niederschlag und dem Wind in Beziehung stellen, benutzt (Tabler et al. (1990)).

Die einfachste Variante, die Schneeakkumulation zu messen, ist ein fester Behälter mit einheitlichem Querschnitt. Er sollte mindestens eine 20 cm breite Öffnung haben und ausreichend tief sein oder mit einem Schneekreuz versehen sein, um das Herauswehen von bereits aufgefangenem Schnee zu verhindern. Die gefallene Schneehöhe muss per Hand abgelesen werden.

Im Wesentlichen existieren vier Methoden zur automatischen Messung festen Niederschlags: beheizte Regenwippen und Siphon-Niederschlagsmesser, wiegende und optische Messgeräte. Beheizte Regenwippen (Hansson et al. (1983)) und beheizte Siphongeräte (Sevruk (1983)) unterschätzen den festen Niederschlag.

Geräte, welche die Masse des gefallenen Niederschlags abwägen, liefern ungefähr den selben Betrag der Monatssummen festen Niederschlags wie manuelle Messungen. Aber deren Tagessummen können sich deutlich voneinander unterscheiden, wenn der gefallene Schnee pappig war (Goodison und Metcalfe (1988); Bakkehoi et al. (1985)).

Optische Geräte sollen in der Lage sein, sowohl die Art des Niederschlags als auch dessen Rate, messen zu können. Es wurden mehrere Studien bezüglich der Messung festen Niederschlags mit optischen Geräten durchgeführt (van der Meulen (1992); Gaumet und Salomon (1992); Stepek et al. (1992); Lundberg und Johansson (1994)). Es zeigen sich besonders bei der Niederschlagsintensität erhebliche Ungenauigkeiten, welche hauptsächlich durch hohe Windgeschwindigkeiten verursacht werden. Neuere Methoden zur optischen Messung von Niederschlag werden in Abschnitt 3.1.4 vorgestellt.

Es gibt Versuche, die Rate festen Niederschlags aus Bodenradarmessungen abzuleiten (Löffler-Mang und Blahak (2001)). Diese Methode befindet sich noch in der Entwicklung

und wird bisher nur für Regen operationell eingesetzt.

Die WMO-Richtlinien (WMO (1994)) sind, unter Berücksichtigung der bisher operationell eingesetzten Messgeräte, bei der Standortwahl für die Messung von Schnee notwendig. Bei dem in Kapitel 3 vorgestellten Disdrometer kann man aufgrund dessen Konstruktion auf Punkt **a)**, die Messplätze müssen vor starken Windbewegungen geschützt werden, verzichten.

Kapitel 3

Das Disdrometer

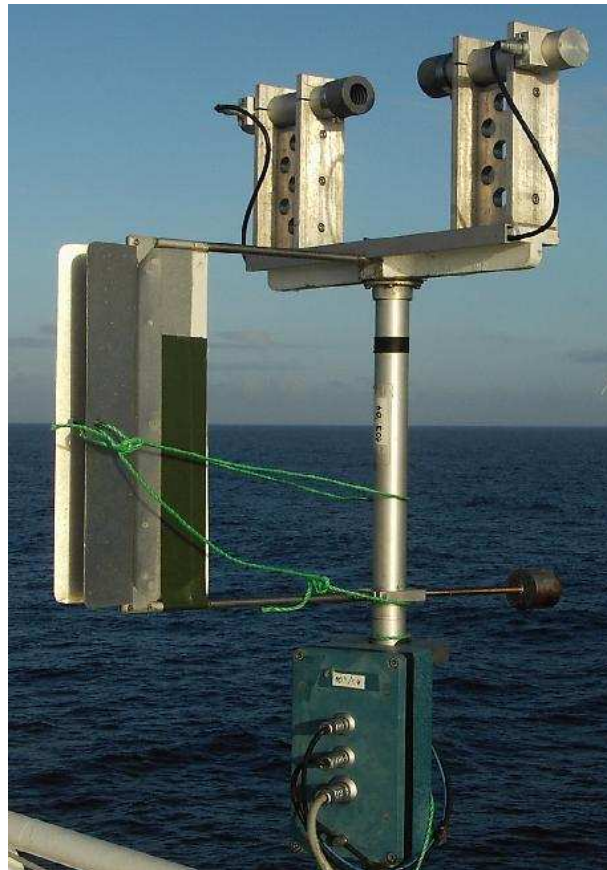


Abbildung 3.1: *Disdrometer ODM 470*

Disdrometer sind Niederschlagsmessgeräte, welche jedes Niederschlagsteilchen das den Sensor trifft einzeln registrieren. Über eine gewisse Zeit gemittelt geben die gemessenen Teilchen Auskunft über die Größenverteilung der Niederschlagsteilchen. Aus der gemessenen Größenverteilung lässt sich die Niederschlagsrate in [Liter/m²h] oder [mm/h] berechnen.

Die Vorläufer der Disdrometer waren sehr aufwendig und auch nicht operationell einsetzbar. Die ersten Versuche, die Grössenverteilung von Regentropfen empirisch zu bestimmen, bestanden darin, durch Regen benetztes Fliesspapier auszumessen (zuerst durch Wiesner, 1895). Laws and Parsons haben 1943 Teigkugeln, die nach dem Eindringen von Regentropfen in eine Mehlschicht entstanden, vermessen. Joss und Waldvogel entwickelten 1967 das erste Disdrometer (Mätzler (2003)).

Das Wort Disdrometer bedeutet soviel wie *Distribution Droplet Meter*. Im Deutschen wird meist die Schreibweise *Distrometer* verwendet.

Es existieren eine Reihe unterschiedlich arbeitender Disdrometer, die die Größe eines Tropfens mit verschiedenen physikalischen Verfahren indirekt messen. Diese werden im Folgenden beschrieben.

3.1 Existierende Disdrometertypen

3.1.1 Mechanische Disdrometer

Das Joss/Waldvogel-Disdrometer misst den Impuls eines Regentropfens, wenn dieser auf die Sensor-Membran trifft. Der Impuls ist abhängig von der Masse und der Geschwindigkeit und damit vom Durchmesser eines Tropfens. Der mechanische Impuls wird in ein elektrisches Signal umgewandelt und in verschiedene Klassen, entsprechend verschiedener Tropfengrößen, eingeteilt. Nach Summierung der Tropfen jeder Klasse können Tropfenspektren dargestellt oder die Niederschlagsintensität berechnet werden (Joss und Waldvogel (1977)).

3.1.2 Akustische Disdrometer

Eine Möglichkeit die Tropfengrößenverteilung akustisch zu messen ist, eine Sonde unter Wasser zu installieren. Wenn Regentropfen auf die Wasseroberfläche aufschlagen, erzeugen sie einen größenabhängigen Ton. Die empfangenen Frequenzen werden in elektrische Signale umgewandelt und in entsprechende Größenklassen eingeteilt. Dieses Disdrometer ist auch für die Niederschlagsmessung über dem Meer geeignet. Jedoch ist die Auflösung mit nur fünf genau definierten Tropfengrößen sehr gering, zudem erzeugt der Einfluss von brechenden Wellen Fehler und eine feste Installation oder das Mitführen auf Schiffen ist problematisch, da Messungenauigkeiten entstehen (Nystuen (2000)).

Eine zweite Möglichkeit der akustischen Messung von Regentropfen besteht darin, einen lauten Ton zu erzeugen und vertikal nach oben zu lenken. Regentropfen reflektieren den Ton und das Echo gibt Aufschluß über die Tropfenverteilung. Die Größe der Tropfen bestimmt deren Fallgeschwindigkeit. Von der Fallgeschwindigkeit wiederum hängt die Dopplerverschiebung der gemessenen, reflektierten Tonfrequenz ab. Da Tropfen unterschiedlicher Größe unterschiedliche Fallgeschwindigkeiten haben, besteht das zurückgestreute Signal aus einer Überlagerung verschiedener Dopplerfrequenzen. Mittels einer Spektralanalyse dieses Signals erhält man eine breite Verteilung von Linien entsprechend der einzelnen Doppler-Frequenzen der Signalanteile. Das Tropfenspektrum wird

aus dem Dopplerspektrum mittels einer Übertragungsfunktion errechnet. Dieses Disdrometer wird auch als akustisches Radar oder Sodar bezeichnet (Bradley (1996)).

3.1.3 Radar-Disdrometer

Die MRR-(Microwave Rain Radar)-Disdrometer funktionieren nach dem gleichen Prinzip wie das akustische Radar-Disdrometer, nur hier werden elektromagnetische Strahlen mit einer Frequenz von etwa 24 GHz für die Detektion benutzt (Peters et al. (2002)). Sie können die Regenrate auch direkt über die Reflektion mittels einer Z-R-Beziehung, eine direkte Beziehung (Potenzfunktion) zwischen der Regenrate und der Radarreflektivität, messen. Die Z-R-Beziehungen liefern aber nicht immer eindeutige Ergebnisse.

3.1.4 Optische Disdrometer

Das Löffler-Mang Disdrometer arbeitet mit einer Laserdiode, welche mit einer Wellenlänge von 780nm ausstrahlt. Das Gerät ist fixiert und kann sich somit nicht der Windrichtung anpassen. Das optische Messvolumen ist 160mm lang, 30mm breit und nur 1mm dick. Es ist immer mit der flachen Seite parallel zum Erdboden ausgerichtet (Löffler-Mang und Joss (2000)).

Das 2D-Video-Disdrometer arbeitet mit zwei Kameras, welche im Winkel von 90° zueinander parallel zur Erdoberfläche angeordnet sind. Durch diesen Aufbau wird die Querschnittsfläche eines Niederschlagspartikels von zwei Seiten gemessen. Das Gerät ist allerdings unhandlich, teuer in der Anschaffung und man kann es ebenfalls nicht nach dem Wind ausrichten (Kruger und Krajewski (2002)).

Es gibt diverse andere optische Disdrometer. Einige seien hier kurz erwähnt, z.B. das Parsivel-Disdrometer (Löffler-Mang Nachbau) (OTT-MESSTECHNIK (2006)), den *Hydrometeor Velocity and Shape Detector* (HVSD) (Barthazy et al. (2004)) und das Thies-Disdrometer (Thies (2006)). Die Funktionsweise ist aber jeweils ähnlich zu einem der beiden erklärten optischen Disdrometer.

Die Motivation zur Entwicklung des Disdrometers ODM 470 (Abbildung 3.1) war die Eichung des am Institut für Meereskunde in Kiel entwickelten Schiffsregenmessers. Der Schiffsregenmesser hat neben einer oberen Sammelfläche, wie für Niederschlagsammler üblich, auch noch eine seitliche Sammelfläche. Diese seitliche Sammelfläche fängt bei hohen Windgeschwindigkeiten die Regentropfen auf. Dadurch wird verhindert, dass durch den Windfehler der obere Sammelfläche bei hohen Windgeschwindigkeiten die Regenrate unterschätzt wird (Clemens (2002)).

Für die Eichung des Schiffsregenmessers war es deshalb notwendig, ein Disdrometer zu konstruieren, welches auch bei hohen Windgeschwindigkeiten möglichst genau den Niederschlag messen kann. Dies wurde durch das zylindrische Messvolumen, welches sich immer senkrecht zur Windrichtung ausrichtet, erreicht. Es wurde als Regendisdrometer entwickelt, getestet und liefert für flüssigen Niederschlag realistische Werte (Clemens (2002)).

Für den Einsatz als Schneedisidrometer wurden einige technische Veränderungen vorgenommen, welche in Unterkapitel 3.2 konkreter erläutert werden. In Unterkapitel 3.3 werden die zwei möglichen Verfahren zur Berechnung der Niederschlagsrate vorgestellt.

3.2 Technischer Aufbau, Funktionsweise und Datenformatierung des Disdrometers ODM 470

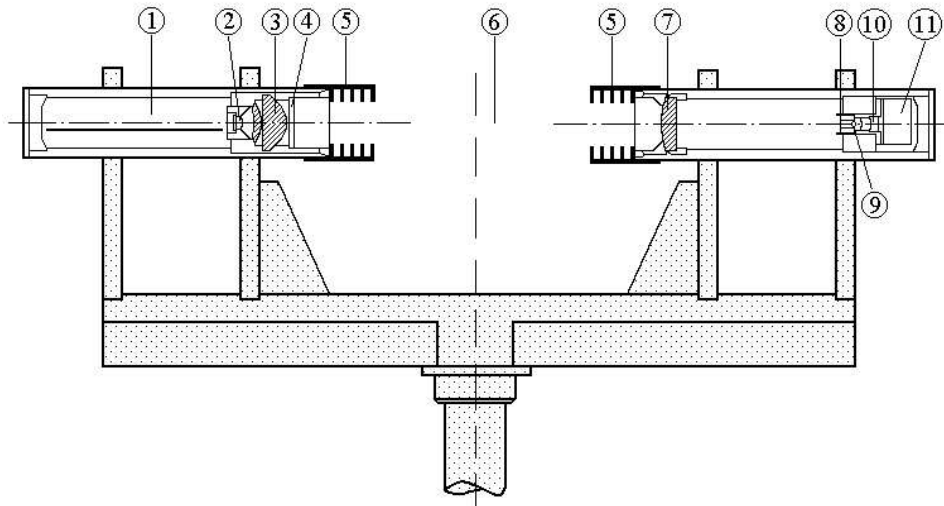


Abbildung 3.2: Disdrometer, schematischer Aufbau: 1=Elektronik, 2=Infrarotdiode, 3=Linsensystem, 4=Glasscheibe, 5=Schutzblenden, 6=Messvolumen, 7=Sammellinse, 8=Blende, 9=achromatische Sammellinse, 10=Photodiode, 11=Elektronik

3.2.1 Aufbau und Funktionsweise

Das optische Disdrometer (Abb.3.1) misst Niederschlag nach dem Prinzip der Lichtauslöschung. Dafür wird ein genau definiertes optisches Messvolumen gleichmäßig mit infraroten Lichtstrahlen ausgeleuchtet. Die ausgesendeten Infrarot-Strahlen werden aufgrund der Größe des Messvolumens meist nicht komplett, sondern nur teilweise von einem Niederschlagspartikel abgeschattet, wenn durch das Messvolumen tritt. Die empfangene Lichtintensität sinkt also mit Zunahme der Partikelgröße.

Das Messvolumen ist zylindrisch, es hat eine Länge L von 120 mm und einen Radius r von 11 mm. Daraus ergibt sich eine Querschnittsfläche von $26,4 \text{ cm}^2$ und ein Volumen von $45,6 \text{ cm}^3$. Das Messvolumen ist um eine vertikale Achse drehbar und richtet sich durch eine Windfahne immer senkrecht zum anströmenden Wind aus (Abbildung 3.1).

Abbildung 3.2 zeigt den schematischen Aufbau des Disdrometers. Links ist die Senderseite zu sehen ausgestattet mit einer 100 mW Infrarot-Leuchtdiode, welche bei einer Wellenlänge von 860 nm emittiert. Davor ist ein Linsensystem mit einer asphärischen Kondensorlinse installiert, welches die Lichtstrahlen nahezu parallel zur Empfängerseite leitet. Die Parallelität des Lichtes im Messvolumen ist notwendig, um gleiche Impulse

eines Partikels bestimmter Größe an verschiedenen Orten im Volumen zu erhalten (Abbildung 3.3 B). Die geringe Abweichung von der genauen Parallelität der Strahlen ist beabsichtigt, um das Gerät gegen Störungen wie Wackeln und Stöße unempfindlicher zu machen. Für die Unterdrückung des gleichmäßigen Sonnenlichts wird die IR-Diode mit einer Frequenz von 20 kHz getaktet und die Demodulation des Empfängers darauf synchronisiert. Dies entspricht einem Zeitintervall von abwechselnd 25 μ s Leuchtdauer und Pause. Um den parallelen Anteil des Lichtes auf der Empfängerseite (rechts) zur Photodiode zu führen, wird ein Achromat verwendet. Das ist ein System aus zwei Linsen mit unterschiedlichem Brechungsindex um den sphärischen Fehler zu unterdrücken. Das Linsensystem hat eine Brennweite von 100 mm. Im Brennpunkt des Achromaten befindet sich eine Blende mit einer Öffnung von 0,2 mm und dahinter eine weitere Sammellinse, welche das Licht wieder parallelisiert und zur Photodiode führt.

Bei jedem Partikeldurchgang wird die Verweildauer des Teilchens im Messvolumen und dessen Schattenfläche gemessen. Diese Abschattungsfläche wird in den Durchmesser (d_p) einer äquivalenten, kreisrunden Fläche umgerechnet und anschließend einer entsprechenden Größenklasse (bin) zugeteilt (Abbildung 3.3 A).

Aufgrund der guten optischen Eigenschaften des Disdrometers werden die Daten der registrierten Partikel in 129 Größenklassen eingeteilt. Hier unterscheiden sich Regen- und Schneedisdrometer in der Definition der Klassenbreite.

Beim Regendisdrometer werden alle Klassen auf eine Breite von 0,05 mm gesetzt, so dass der größte messbare Tropfen einen Durchmesser von 6,4 mm hat. Schneeflocken dagegen können wesentlich größer werden und somit im Extremfall das gesamte Messvolumen abschatten. Eine konstante Einteilung der Größenklassenbreite auf 0,05 mm bis zu einem Durchmesser von $d_p = 2,2$ mm würde aber bedeuten, dass die Messungen in 440 Größenklassen eingeteilt werden müssten. Beim Schneedisdrometer sind deshalb aufgrund der häufiger auftretenden kleinen Schneeflocken und um bei einer Einteilung von 129 Größenklassen zu bleiben die Größenklassen im unteren Bereich feiner eingeteilt als bei großen Durchmessern. Die Einteilung ist logarithmisch und wird durch folgende Formel berechnet:

$$d_p(\text{bin}) = \frac{e^{\left(\frac{\text{bin}}{94} \cdot \ln 10\right)} - 1 + e^{\left(\frac{\text{bin}+1}{94} \cdot \ln 10\right)} - 1}{2}, \quad [\text{mm}]. \quad (3.1)$$

Das Auflösungsvermögen AV des Gerätes ist abhängig von der Größe des Partikels und berechnet sich folgendermaßen:

$$AV = \left(\frac{2 \cdot r}{d_p}\right)^2. \quad (3.2)$$

Daraus resultiert für ein Partikel mit $d_p = 500 \mu\text{m}$ und einem Radius des Messvolumens von $r = 11$ mm ein Auflösungsvermögen von $AV \approx 2000$ und bei einer Referenzspannung von $U_R = 5V$ ein Messimpuls von $U_I = 2,5mV$. Wenn das Disdrometer beim Einsatz auf Schiffen oder bei starken Windböen starken Erschütterungen ausgesetzt wird, kann eine kurzzeitige, geringfügige Dejustierung der optischen Bauteile auftreten. Die

dadurch an der Empfängerdiode des Disdrometers erzeugten Spannungssignale entsprechen Teilchen mit einem Durchmesser von $d_p < 0,3\text{mm}$. Deshalb werden beim Regendisidrometer alle Signale in den Größenklassen $\text{bin} < 8$, ($d_p < 0,45\text{mm}$) und beim Schneedisidrometer alle Signale in den Klassen $\text{bin} < 14$, ($d_p < 0,43\text{mm}$) bei der Auswertung der Messungen ignoriert.

Für die Berechnung der Anzahldichte der registrierten Teilchen pro Messintervall innerhalb des genau definierten Messvolumens ist es notwendig, dass das Messvolumen an jeder Stelle mit der gleichen Lichtintensität bestrahlt wird. In Abbildung 3.3 B ist die am Empfänger gemessene Dämpfung über die Position quer zum Messvolumen aufgetragen. Die Messwerte wurden durch eine an drei Positionen längs des Messvolumens gezielt platzierte Stahlkugel erzeugt. Es ist zu erkennen, dass das Signal, unabhängig davon, ob ein Teilchen dichter am Sender oder am Empfänger durch das Messvolumen fällt, relativ konstant ist und somit eine gleichmäßige Ausleuchtung des Messvolumens vorliegt.

3.2.2 Unterschiede der Elektronik zwischen Regen- und Schneedisidrometer

Durch die relativ gut bekannten Eigenschaften flüssigen Niederschlags ist es möglich, die Auswerteelektronik des Regendisidrometers so zu konstruieren, dass einige systembedingte Messfehler schon vor dem Wegschreiben der Daten eliminiert werden können. Da sich Schnee aber deutlich verschieden verhält, mussten an der Konstruktion einige Veränderungen vorgenommen werden.

Solange sich kein Partikel in dem Messvolumen befindet, liefert der Empfänger eine Referenz- oder Ruhespannung von etwa fünf Volt. Diese Spannung wird in einem Speicherkondensator kurz zwischengespeichert. Sobald ein Partikel durch das Messvolumen fällt und das Licht teilweise abschattet, sinkt die Spannung an der Photodiode. Ein Komparator vergleicht jetzt die Spannung aus dem Speicherkondensator mit der niedrigeren Spannung des Empfängers. Diese Spannungsdifferenz gibt Aufschluss über die Größe des Partikels. Misst der Komparator ein Partikel, so wird das Signal über einen Hoch- und einen Tiefpass zum Piekdetektor geführt. Beim Regendisidrometer ist zwischen Tiefpass und Piekdetektor zudem noch ein Verstärker mit einem ca. 13-fachen Verstärkungsfaktor geschaltet. Dieser beschränkt die maximale Tropfengröße auf 6,4 mm. Der Verstärker fehlt beim Schneedisidrometer, da Schneeflocken wesentlich größer werden können. Der Piekdetektor speichert das Signal bis es wieder abbricht.

Gleichzeitig wird die Aufenthaltszeit des Partikels im Messvolumen registriert. Der Zähler für die Messung der Aufenthaltszeit hat eine Auflösung von 10 μs . Falls eine Messung unrealistisch lang wird, unterbricht sie ein Flip-Flop. Dies kann z.B. durch Tropfen oder Schneeklumpen, welche sich auf dem Sender oder Empfänger ansammeln und dann langsam durch das Messvolumen fallen bewirkt werden. Hier unterscheidet sich das Schneedisidrometer vom Regendisidrometer darin, dass die Zeitkonstante des Flip-Flops bei Schneemessungen auf einen größeren Wert gestellt werden muss, da Schneeflocken eine geringere Fallgeschwindigkeit haben als Wassertropfen.

Ein A/D-Wandler digitalisiert das Messsignal, die Referenzspannung und die Aufenthaltszeit, bevor sie als sechs Bytes weggeschrieben werden.

Das Schneedisdrometer ist also trotz Änderungen in der Elektronik auch in der Lage Regen zu messen. Es müssen aber bei der Datenauswertung weitere Fehlermöglichkeiten, welche bei Clemens (2002) ausgeschlossen werden konnten, mit einbezogen werden.

3.2.3 Aufgezeichnete Daten

Dieser Abschnitt erklärt, wie die gemessenen Daten verarbeitet und gespeichert werden. Die Dauer des Messintervalls kann bei der Konfiguration des Disdrometers unterschiedlich lang gewählt werden. Üblicherweise wird es auf eine Minute gesetzt. Am IfM-Geomar in Kiel wird aus technischen Gründen mit Messintervallen von acht Minuten gemessen.

Nach Ablauf eines Messintervalls werden pro Größenklasse, wenn mindestens ein Teilchen dieser Klasse zugeordnet wurde, vier Werte weggeschrieben. Der erste Wert ist die Nummer der Größenklasse, der zweite Wert ist die Anzahl der registrierten Teilchen in dieser Klasse, der Dritte die aus der Summe ihrer Aufenthaltszeiten im Messvolumen nach der Zeitmethode berechnete Anzahldichte (N_z) (Unterkapitel 3.3.2) und der vierte Wert ist die mittels (N_z) berechnete Niederschlagsrate (NR) (Unterkapitel 3.3.1). Nicht belegte Klassen werden nicht weggeschrieben. Beim Regendisidrometer wurde für die Berechnung der Niederschlagsrate bis Dezember 2001 für die Fallgeschwindigkeit der Regentropfen die Parametrisierung von Atlas und Ulbrich (1977) (Gleichung 3.3) und danach die Parametrisierung von Atlas und Ulbrich (1974) (Gleichung 3.4) verwendet.

$$v_{\text{fall}}(\text{bin}) = 17.67 \cdot e^{\left(0.67 \cdot \ln\left(\frac{d_p(\text{bin})}{10}\right)\right)}, \quad [\text{m/s}]. \quad (3.3)$$

$$v_{\text{fall}}(\text{bin}) = 9.65 - 10.3 \cdot e^{\left(-1.2 \cdot \frac{d_p(\text{bin})}{2}\right)}, \quad [\text{m/s}]. \quad (3.4)$$

Beim Schneedisidrometer wurden für die Berechnung der Niederschlagsrate die Parametrisierungen 3.5 für die Masse und 3.6 für die Fallgeschwindigkeit aus Hogan (1994) angewendet. Sie wurden für die Kristallform 'R2a' nach Magono und Lee (1966) (Abbildung 4.8, Densley rimed plate or sector) bestimmt.

$$m(\text{bin}) = 0.000953 \cdot e^{\left(3.8 \cdot \ln\left(\frac{d_p}{10}\right)\right)}, \quad [\text{Kg}]. \quad (3.5)$$

$$v_{\text{fall}}(\text{bin}) = 0.92 \cdot e^{\left(0.73 \cdot \ln\left(\frac{d_p(\text{bin})}{10}\right)\right)}, \quad [\text{m/s}]. \quad (3.6)$$

Die berechneten Niederschlagsraten wurden noch nicht korrigiert. Um eventuelle Fehler, welche während einer Messung auftreten können (Unterkapitel 3.3.4), herauszufiltern, empfiehlt es sich die Anzahl oder die Anzahldichte zu verwenden und die Niederschlagsrate neu zu berechnen. Zu jedem Teilchenspektrum wird eine Kopfzeile geschrieben. Diese enthält die laufende Nummer der Messung, das Datum, die Uhrzeit Sekunden genau, wenn gemessen die Windgeschwindigkeit, die Anzahl der im Intervall gemessenen Pulse, die Anzahl der belegten Größenklassen und die Summe der nach der

Zeitmethode berechneten Niederschlagsrate des gesamten Spektrums.

Das Disdrometer ist also in der Lage, zumindest die unkorrigierte Niederschlagsrate in Echtzeit anzuzeigen.

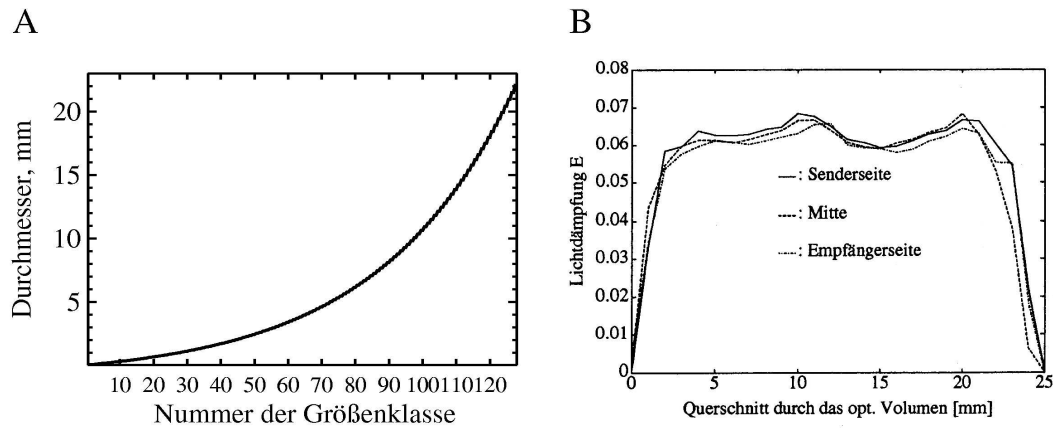


Abbildung 3.3: A Verteilung und Breite der Größenklassen beim Schneedisdrometer nach Gleichung 3.1, B Beweis der gleichmäßigen Ausleuchtung des Messvolumens (Großklaus (1996)).

3.3 Verfahren zur Auswertung der Messgrößen

Im diesem Abschnitt wird erklärt, wie aus den gemessenen Größen (Anzahl Partikel pro Messintervall und Partikelgröße, Summe der Impulszeiten pro Messintervall und Partikelgröße) die Niederschlagsrate berechnet wird. Anschließend werden zwei unterschiedliche Verfahren zu Bestimmung der Anzahldichte vorgestellt, welche als Faktor in die Berechnung der Niederschlagsrate eingeht. Zum Abschluß werden die bekannten Randeffekte und Messfehler erläutert, welche bei der Messung auftreten können.

3.3.1 Niederschlagsrate

Nach Pruppacher und Klett (1978) gilt für die Niederschlagsrate bei Regen:

$$R = 6\pi \cdot 10^{-4} \int_0^{\infty} D_0^3 \cdot n(D_0) \cdot V_{\infty}(D_0) dD_0, \quad [\text{mm/h}]. \quad (3.7)$$

Dabei ist D_0 der Durchmesser einer Kugel mit demselben Volumen wie der dazugehörige Regentropfen, angegeben in Millimeter, $n(D_0)$ die Anzahldichte pro Größe oder auch Größenverteilung, angegeben in Anzahl der Tropfen pro Kubikmeter und Intervallbreite der Größenklasse, $V_{\infty}(D_0)$ die Endgeschwindigkeit der fallenden Tropfen in Meter pro Sekunde und dD_0 die Intervallbreite der Größenklasse.

Diese Gleichung beruht auf den Annahmen, dass die Dichte von Wasser immer $\rho_W = 1 \text{ [g/cm}^3\text{]}$ ist, die gemessenen Teilchen kugelförmig sind und aus flüssigem Wasser

bestehen. Der Faktor 6π am Anfang der Gleichung stammt aus der Multiplikation der Gleichung mit 3600 Sekunden, um auf die Zeiteinheit [1/h] zu kommen und der Volumenberechnung für einen Tropfen. Die aufgeschlüsselten Einheiten verhalten sich wie folgt:

$$\left[\frac{\text{mm}}{\text{h}}\right] = \left[3600 \cdot 10^{-6} \frac{\pi}{6} \text{mm}^3 \cdot \frac{1}{\text{m}^3 \text{mm}} \cdot \frac{\text{m}}{\text{s}} \cdot \text{mm}\right] \quad (3.8)$$

Für die Berechnung der Regenrate nach Gleichung 3.7 ist nur die Fallgeschwindigkeit, die Anzahldichte und die Größenverteilung notwendig. Das Disdrometer misst die Größenverteilung direkt und die Anzahldichte kann aus der Messung der Aufenthaltszeiten der Teilchen im Messvolumen (Unterkapitel 3.3.2) oder aus der Anzahl der Teilchen pro Größenklasse (Unterkapitel 3.3.3) bestimmt werden. Die Fallgeschwindigkeit wird mittels einer Parametrisierung abhängig von der Teilchengröße (Gleichung 3.4) berechnet. Für die Dichte von flüssigem Wasser gilt:

$$\rho_W = 1 = \frac{1\text{kg}}{\text{mm}^3} \cdot 10^6. \quad (3.9)$$

Gleichung 3.7 erhält durch Einsetzen von Gleichung 3.9 die Form:

$$R = 3600 \cdot \int_0^{\infty} M_{\text{tr}}(D_0) \cdot n(D_0) \cdot V_{\infty}(D_0) \, dD_0, \quad [\text{mm}/\text{h}]. \quad (3.10)$$

Die Masse des Tropfens wird hier in Kilogramm angegeben, n , D_0 , dD_0 und V_{∞} wie in Gleichung 3.7. Bei Regen liefern also Gleichung 3.7 und 3.10 das gleiche Ergebnis, unabhängig davon, ob mit der Masse oder dem Volumen von den Regentropfen gerechnet wird.

Bei festem Niederschlag kann die Masse eines Teilchens nicht durch das Volumen desselben ersetzt werden, da die Dichte deutlich von eins verschieden ist. Deshalb wird bei der Berechnung der Niederschlagsrate festen Niederschlags immer die Masse (Gleichung 3.10) verwendet. Diese wird genau wie die Fallgeschwindigkeit aus Parametrisierungen abhängig von Teilchengröße und -typ ermittelt (Tabelle 4.5). Gleichung 3.10 bestimmt trotz Betrachtung fester Partikel die Niederschlagsrate in Millimeter Flüssigwasser pro Stunde. Dies resultiert aus der Umrechnung der Masse des während eines Messintervalls gefallenen Niederschlags in Volumen mittels der Dichte von flüssigem Wasser. Die Umrechnung ist notwendig, um wieder auf die Einheit [mm/h] zu kommen.

Für die Anwendung beim Disdrometer wird Gleichung 3.10 bezüglich der definierten Größenklassen (bin) (Unterkapitel 3.2.1) diskretisiert.

$$NR = 3600 \cdot \sum_{\text{bin}=0}^{128} n(\text{bin}) \cdot V_{\infty}(\text{bin}) \cdot M_{\text{tr}}(\text{bin}). \quad (3.11)$$

Die Daten des Disdrometers bieten zwei Möglichkeiten zur Berechnung der Anzahldichte $n(\text{bin})$.

3.3.2 Zeitmethode

Für die Berechnung der Niederschlagsrate nach Gleichung 3.11 ist es notwendig, die Anzahldichte $n(\text{bin})$ zu bestimmen. Eine Möglichkeit bietet die "Zeitmethode".

Die einzelnen Aufenthaltszeiten t_i der Niederschlagspartikel im Messvolumen V werden während eines Messintervalls T spektral aufaddiert. Die Anzahldichte n_Z berechnet sich dann wie folgt:

$$n_Z(\text{bin}) = \frac{1}{V \cdot T} \sum_i t_i(\text{bin}), \quad [1/\text{m}^3]. \quad (3.12)$$

Das Verhältnis $\sum_i t_i(\text{bin})/T$ liefert die Anzahl der Teilchen pro Größenklasse. Die Windgeschwindigkeit ist systembedingt in dieser Methode in den t_i schon enthalten. Bei höheren Windgeschwindigkeiten verringern sich die Aufenthaltszeiten der Teilchen im Messvolumen. Im Gegenzug steigt die Anzahl der registrierten Teilchen, was zu einer konstanten Anzahldichte unabhängig von der Windgeschwindigkeit führen sollte. Es sind keine zusätzlichen Größen für die Bestimmung von n_Z notwendig.

3.3.3 Anzahlmethode

Die Bestimmung der Anzahldichte n_A nach der Anzahlmethode erfordert zusätzlich die Messung der Windgeschwindigkeit am Messplatz mit derselben zeitlichen Auflösung wie die Disdrometermessung. Diese Methode für die Berechnung der benötigten Anzahldichte aus den Disdrometerdaten bezieht sich auf die Anzahl der gemessenen Partikel pro Größenklasse während des Messintervalls. Dabei ist L die Länge des Messvolumens in Metern, D ist dessen Durchmesser, T ist die Mittelungszeit in Sekunden, $V_\infty(\text{bin})$ ist die jeweilig angesetzte Fallgeschwindigkeit in Meter pro Sekunde und U ist die in der Nähe des Disdrometers gemessene Windgeschwindigkeit. Da die Anzahl (Anz) an Partikeln durch die Messung schon fest steht wird bei dieser Methode das betrachtete Volumen, auf welches sich die Anzahldichte bezieht, durch die Querschnittsfläche des Messvolumens und der geometrischen Summe aus Fallgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit aufgespannt.

$$n_A(\text{bin}) = \frac{\text{Anz}(\text{bin})}{L \cdot D \cdot T \cdot \sqrt{U^2 + (V_\infty(\text{bin}))^2}}, \quad [1/\text{m}^3]. \quad (3.13)$$

Anzahl- und Zeitmethode sind prinzipiell identisch. Beide basieren u.a. auf der Kenntnis der Fallgeschwindigkeit. Bei der Zeitmethode geht diese in die Aufenthaltszeit der Partikel im Messvolumen ein. Bei der Anzahlmethode steckt die Fallgeschwindigkeit im virtuell, aufgespannten Volumen aus Messdauer, Querschnittsfläche des Messvolumens und Wind- und Fallgeschwindigkeit. Schwankungen von Messintervall zu Messintervall ergeben sich aus der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität des Niederschlags (Großklaus (1996)). Auch bei einer längeren Niederschlagsmessung mit dem Disdrometer werden Anzahl- und Zeitmethode nie genau denselben Wert ergeben, da die Fallgeschwindigkeit in der Anzahlmethode aus einer Parametrisierung stammt und in der Zeitmethode vom Disdrometer gemessen wird.

3.3.4 Randeffekte und mögliche Fehler einer Disdrometer-Messung

Das optische Messvolumen ist dreidimensional und räumlich begrenzt. Diese Eigenschaften führen unweigerlich zu Messfehlern, welche im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

3.3.4.1 Streifende Durchgänge

Bei der Bestimmung des Teilchenspektrums aus einer Messung werden nur diejenigen Teilchen berücksichtigt, deren Schwerpunkt innerhalb des Messvolumens lag. Das bedeutet, wenn ein großes Partikel das Messvolumen derart streift, dass nur ein Teil des Partikels das Messvolumen durchfliegt, dann wird aus der gemessenen Abschattungsfläche der Durchmesser einer kleineren Kugel berechnet. Dieser wiederum bestimmt in Gleichung 3.11 eine kleinere Fallgeschwindigkeit und Masse. Wenn also Teilchen das Messvolumen nur streifen, dann führt dies zu einer Unterschätzung der Niederschlagsrate.

3.3.4.2 Koinzidenzen

Das Disdrometer misst die Abschwächung der Lichtintensität über dem gesamten Querschnitt des Messvolumens.

Befinden sich zwei oder mehrere Teilchen gleichzeitig nebeneinander im Volumen, wird dies als Koinzidenz bezeichnet. Eine Separation der Teilchen ist nicht mehr möglich. Das Disdrometer liefert den Wert eines der Gesamtschattenfläche der kleinen Teilchen entsprechenden größeren Teilchens. Da sich Schattenfläche und Volumen bei sphärischen Körpern nicht linear zueinander verhalten wird die Niederschlagsrate durch diesen Effekt überschätzt. Zusätzlich ist die Fallgeschwindigkeit und Masse kleinerer Teilchen auch kleiner, als die von einem Größeren, was wiederum zu einer Erhöhung der Niederschlagsrate führt. Eine genaue Beschreibung der durch Koinzidenzen und streifende Durchgänge erzeugten Signalformen zeigt Großklaus (1996).

Streifende Durchgänge und Koinzidenzen wirken somit zwar gegensätzlich verfälschend auf die Berechnung der Niederschlagsrate, heben sich aber nicht völlig auf. Beide Effekte können statistisch korrigiert werden, um die gemessenen Spektren der Wahrheit anzunähern. Die Korrektur der Koinzidenzen erfolgt dabei folgendermaßen:

Es werden alle in der Messung vorkommenden Teilchengrößen als gleichmäßig im Raum verteilt angenommen. Dann wird über das Messintervall und die Aufenthaltsdauer einzelner Teilchengrößen im Messvolumen die Wahrscheinlichkeit bestimmt, wie lange sich ein Teilchen bestimmter Größe pro Messintervall im Messvolumen befand. Daraus wird die Wahrscheinlichkeit berechnet, dass sich zwei verschieden große Teilchen gleichzeitig im Volumen befanden. Sollte dies der Fall sein, so wird ein Messwert der höheren Größenklasse entnommen und in zwei entsprechende kleinere Größenklassen aufgeteilt. Die Gewichtung der statistischen Korrektur der Koinzidenzen und streifenden Durchgänge wird mit steigender Anzahl der Niederschlagsteilchen größer, wie in Abbildung 3.4 für den Fall der Korrektur eines Spektrums aus Regentropfen zu sehen.

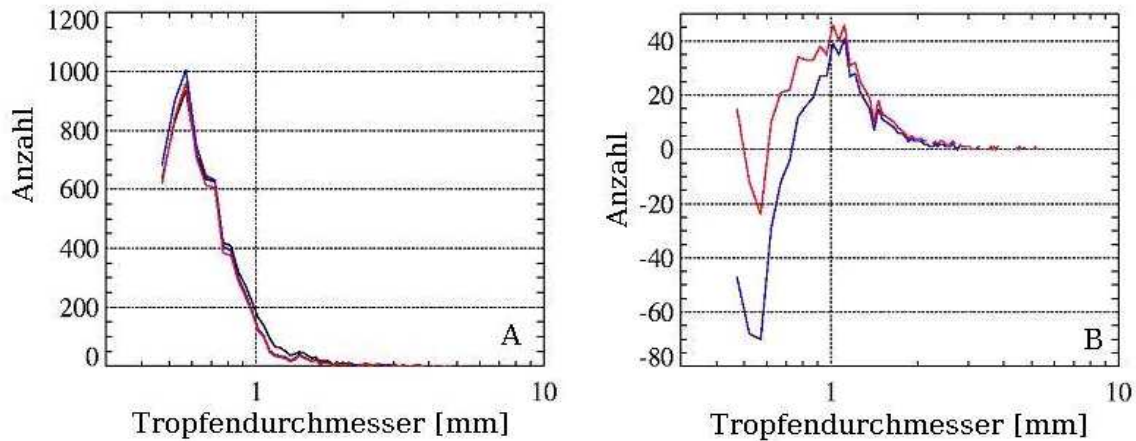


Abbildung 3.4: **A** Tropfenspektrum mit korrigierten Koinzidenzen (blau) und mit korrigierten Koinzidenzen und streifenden Durchgängen (rot), **B** Anzahl korrigierter Tropfen nach Korrektur der Koinzidenzen (blau), nach Korrektur der Koinzidenzen und streifenden Durchgänge (rot).

3.3.4.3 Unterschiede einzelner Aufenthaltszeiten

Entscheidend für die gemessene Aufenthaltsdauer eines Teilchens im Messvolumen ist der Weg, auf welchem es das Messvolumen durchfliegt. Da das Messvolumen zylindrisch ist, ergeben sich abhängig davon, ob ein Teilchen mehr am Rand oder genau in der Mitte durchfliegt, verschiedene Aufenthaltszeiten. Wenn ein Teilchen auch noch eine Bewegungskomponente in Längsrichtung des Messvolumens hat, wird die Aufenthaltszeit wiederum verlängert. Dies soll aber durch die Ausrichtung des Messvolumens orthogonal zur Windrichtung vermieden werden.

Die unterschiedlichen Aufenthaltszeiten einzelner gleichgroßer Teilchen im Messvolumen, bedingt durch die Geometrie, verfälschen aber nicht das Messergebnis, da die Anzahldichte aus diesem genau definierten Volumen berechnet und eine Gleichverteilung der Teilchen darin angenommen wird. Eine Rekonstruktion der Fallgeschwindigkeit eines einzelnen Partikels aus der Messung ist aufgrund der unbekanntenen Fallstrecke durch das Messvolumen nicht möglich.

Ein zweiter Effekt, welcher die Aufenthaltsdauer der Teilchen im Messvolumen beeinflusst ist Wind. Wenn er nur in kurzen Böen auftritt, kann dies in Minutenabständen zu sehr unterschiedlichen Werten der Anzahldichte nach der Zeitmethode führen. So erzeugt z.B. ein einzelner Messimpuls in der Größenklasse 14 zum einen eine Anzahldichte von $17 \frac{1}{\text{m}^3}$. Eine Minute später wird zum anderen in Größenklasse 14 ein einzelner Impuls registriert, welcher eine Anzahldichte von $146 \frac{1}{\text{m}^3}$ hat (08.12.1999 23:00 Uhr $T=-11^\circ\text{C}$, Schneefall).

Die Teilchen gleicher Größe bewegten sich hier offensichtlich mit stark unterschiedlichen Geschwindigkeiten oder auf deutlich unterschiedlich langen Wegen durch das Messvolumen. Während dieser Messung lag die Windgeschwindigkeit aus dem Synop vom nahegelegenen Flughafen Uppsala bei ein bis zwei Metern pro Sekunde.

Es ist also nicht möglich, die Fallgeschwindigkeit eines einzelnen Partikels zu bestimm-

men. Deshalb müssen für die Berechnung der Niederschlagsrate Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit benutzt werden.

3.3.4.4 Spritzen und Anhäufungen

Bei der Regenmessung können Tropfen den Sender, den Empfänger oder die Platte unter dem Messvolumen treffen, zerplatzen und kleinere Tropfen erzeugen, welche durch das Messvolumen treten. Dies führt hauptsächlich zu einer Verschiebung der Tropfenspektren zu kleineren Tropfen hin. Die Platte unter dem Messvolumen wurde daher so konstruiert, dass die zerplatzen Tropfen zur Seite wegspritzen (Abbildung 3.5). Zusätzlich



Abbildung 3.5: *Disdrometer ODM 470 SE*

verhindert die Dreiecksform der Platte bei Schneefall und Windstille eine rasche Anhäufung von Schnee. Besonders bei der Messung von feuchtem Schnee ist es problematisch, wenn sich eine größere Menge auf dem Sender oder Empfänger angesammelt hat und als großer Klumpen langsam durch das Messvolumen fällt.

3.3.4.5 Fauna und Flora

Eine weitere Ursache für Fehler in der Niederschlagsmessung besteht durch Fauna und Flora. Das Disdrometer steht in der freien Natur und registriert alles was sichtbar ist und durch das Messvolumen tritt. Dazu gehören Pollen, Insekten (z.B. Mückenschwärme) oder auch Spinnen und deren Netze, wenn sie das Disdrometer als geeigneten Fangort ausgewählt haben. Bei der Schneemessung dürften diese Fehler aufgrund der tiefen Temperaturen nicht oder nur selten auftreten.

Das Disdrometer ist somit nicht absolut wartungsfrei. Es bedarf einer gelegentlichen Kontrolle und einer Reinigung der optischen Linsen des Gerätes.

Kapitel 4

Die Schattenmodelle

Das Disdrometer ist in der Lage, Hydrometeore in einem bestimmten Grössenbereich zu registrieren.

Jedes Teilchen erzeugt, während es durch das Messvolumen fällt, einen Spannungsabfall proportional zur abgeschatteten Fläche, welcher in den Durchmesser (D_{bin} , Abbildung 4.1) einer der Schattenfläche äquivalenten Kreisfläche umgerechnet wird.

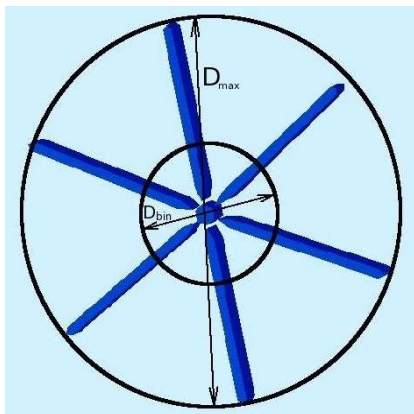


Abbildung 4.1: Kristall P1d mit D_{max} und D_{bin}

Dieser Durchmesser ist abhängig davon, mit welcher Orientierung zum Sensor der Kristall durch das Messvolumen fällt und entspricht nicht der maximalen Ausdehnung (D_{max}) eines nichtkugelförmigen Kristalls. D_{max} ist aber wiederum notwendig, um mit Gleichung 3.11 die Niederschlagsrate berechnen zu können. Die in der Literatur verfügbaren Beziehungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse der Schneekristalle beziehen sich auf deren maximale Ausdehnung. Für die Untersuchung zur Machbarkeit der Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer ist es daher notwendig eine Modellstudie durchzuführen.

Diese Modellstudie berücksichtigt nur sehr spezielle Kristallformen, zu welchen in der Literatur entsprechend Informationen über deren Form, Größe, Masse und Fallgeschwindigkeit vorliegen. Ein reales Schneeereignis mit Schneeflocken, welche aus einzelnen Kristallen zusammengesetzt sind, kann hier nicht simuliert werden. Die Modellstudie soll nur eine erste Idee zur Lösung des Problems der Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer liefern.

Sie berücksichtigt verschiedene Kristallformen und deren physikalische Eigenschaften um die ermittelten Niederschlagsraten vergleichen zu können. Das Prinzip des Modells besteht darin, einen bestimmten Kristall in verschiedenen Grössen, definiert nach Magono und Lee (1966) (Abbildung 4.8), in vielen, gleichmäßig verteilten Orientierungen zu betrachten und für jedes Bild die Querschnittsfläche des Kristalls zu bestimmen.

Diese Fläche entspricht der Abschattungsfläche, welche das Disdrometer sehen würde, wenn der Kristall durch das Messvolumen fällt. Es wird angenommen, dass aufgrund der Turbulenzen am Boden und insbesondere um das Messgerät herum, die Kristalle zufällig orientiert durch das Messvolumen fallen. Aus den Disdrometer-Messungen ist die Kristallform und deren Orientierung nicht zu ermitteln, daher ist nur ein statistischer Ansatz möglich. Es werden also hinreichend viele Orientierungen betrachtet und daraus eine mittlere Querschnittsfläche berechnet. Diese wird mit der maximalen Ausdehnung des Kristalls in Beziehung gestellt und eine entsprechende Transformationsfunktion (Unterkapitel 4.5) ermittelt. Diese Funktion wird bei der Wahl der Fallgeschwindigkeit und der Masse der einzelnen Teilchen verwendet und beeinflusst so nach Gleichung 3.11 die Berechnung der Niederschlagsrate.

In diesem Kapitel wird als Erstes das 'Ray Tracing'-Modell als Möglichkeit kurz vorgestellt. Anschließend wird das Schattenmodell beschrieben und verifiziert. Beide Modelle werden miteinander verglichen, um das Vorteilhafteste für diese Studie auszuwählen. Für die Durchführung der Studie werden Modellkristalle anhand der verfügbaren Informationen zu Form, Fallgeschwindigkeit und Masse ausgewählt. Die Modellergebnisse werden in Transformationsfunktionen umgewandelt und anschließend unter Benutzung eines modellierten Datensatzes miteinander verglichen. Zum Abschluss wird eine These, wie die Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer funktionieren könnte, aufgestellt und diskutiert.

4.1 Das 'Ray Tracing' Modell

Für diese Studie muss das Modell in der Lage sein das Schattenbild eines dreidimensionalen Körpers zu erzeugen. Dies kann z.B. dadurch bewerkstelligt werden, dass ein Modellkörper mit einer großen Anzahl an Strahlen beschossen wird. Das Verhältnis der Treffer zu den Strahlen, welche den Körper verfehlten, führt zusammen mit der bestrahlten Fläche zur Abschattungsfläche des Körpers. Eine Möglichkeit der Realisierung dieses Prinzips ist das 'Ray-Tracing'-Modell.

Das verwendete 'Ray-Tracing'-Modell stammt aus der Dissertation von Macke (1994). Dort wird es benutzt, um den Einfluss der Kristallform auf das Streuverhalten zu untersuchen. Dabei wird vorausgesetzt, dass alle Kristallstrukturen groß gegen die Wellenlänge des einfallenden Lichtes sind, wie es auch bei den Disdromettermessungen der Fall ist. Beliebige geformte Polyeder können vom Modell berücksichtigt werden. Das Streuverhalten wird anhand einzelner Strahlen untersucht, welche nach den Gesetzen der geometrischen Optik reflektiert, transmittiert und gebrochen werden.

Dabei finden das Snelliussche Brechungsgesetz sowie die Fresnelschen Formeln Anwendung. Während der Berechnung des Strahlenganges durch den Kristall werden bei jedem Auftreffen des Strahls auf eine ebene Fläche entsprechende Brechungswinkel und Reflexionswinkel ermittelt, um die nächste Trefferfläche und den nächsten Treffpunkt berechnen zu können (Abbildung 4.2). Dies wird solange ausgeführt, bis die Energie der im Kristall verbleibenden Substrahlen klein gegen die Energie des einfallenden Strahls

ist. Das zugehörige numerische Verfahren setzt voraus, dass jede Kristallfläche durch ein konvexes Polygon beschrieben wird. Zusätzlich ist das ‚Ray Tracing‘ Modell in der Lage,

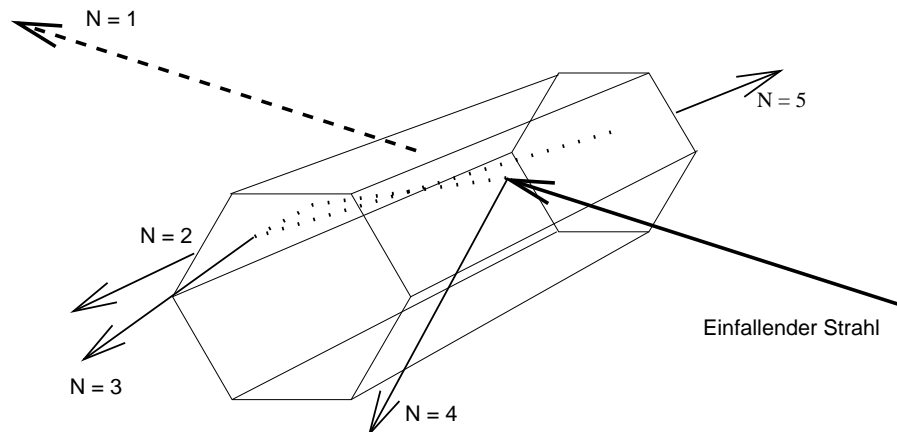


Abbildung 4.2: Strahlengang durch einen Kristall beim ‚Ray Tracing‘, $N=1$ transmittierter Strahl, $N=2, \dots, 5$ reflektierte und gebrochene Strahlen.

die Energie zu berechnen, welche in den geometrischen Schatten gebeugt und gebrochen wird. Dieser Effekt kann bei einzelnen klaren Kristallen dazu führen, dass die vom Disdrometer gemessene Schattenfläche systematisch unterschätzt wird. Die Anwendung als ‚Ray Tracing‘ Modell ist wesentlich komplexer als die Erfordernisse, welche die vorliegende Studie verlangt. Hier ist es notwendig, möglichst viele Strahlen räumlich gleichmäßig verteilt auf einen Kristall zu senden und auszuwerten, welcher Strahl den Kristall getroffen hat und welcher nicht. Sämtliche Lichtstrahlen des Senders, welche am Kristall reflektiert oder gebrochen werden und trotzdem den Empfänger erreichen, würden nicht mehr registriert werden, da sie nicht mehr parallel zu den anderen Strahlen verlaufen und eine zeitliche Verzögerung aufweisen. Die Transmission wird hier vernachlässigt.

Beim ‚Ray Tracing‘ muss also die Zahl der zugelassenen Reflexionen und Brechungen auf 1 beschränkt werden. Die Transmission von Strahlen sollte komplett unterbunden werden, da reale Schneeflocken, welche Aggregate einzelner Kristalle darstellen, meist weiß sind und somit Licht nicht unbeeinflusst durch den Kristall treten kann. In Abbildung 4.3 ist solch ein Vorgang für eine Orientierung und 20000 Strahlen mit dem Kristall „P1e“ mit einem maximalen Durchmesser von $100 \mu\text{m}$ dargestellt. Die Strahlen, welche den Kristall verfehlen, werden mit einem Punkt gekennzeichnet, die Treffer mit einem „X“. Die abgeschattete Fläche lässt sich so leicht aus den Abmessungen der bestrahlten Fläche und dem Verhältnis von verfehlten Strahlen zu den Treffern errechnen.

Das ‚Ray Tracing‘-Modell funktioniert für diese Anwendung, aber durch seine Komplexität benötigt es für komplizierte Kristalle enorme Rechenzeiten. Bei der Konstruktion der Kristalle muss unbedingt darauf geachtet werden, dass sich keine Flächen des Kristalls gegenseitig durchdringen.

Bedingt durch diese Umstände wird eine zweite Möglichkeit der Problemlösung in Betracht gezogen. Eine zweidimensionale Projektion, wie in Abbildung 4.3 (rechts) zu Darstellung des untersuchten Kristalls erzeugt, könnte zur Auswertung der Schattenfläche dienen.

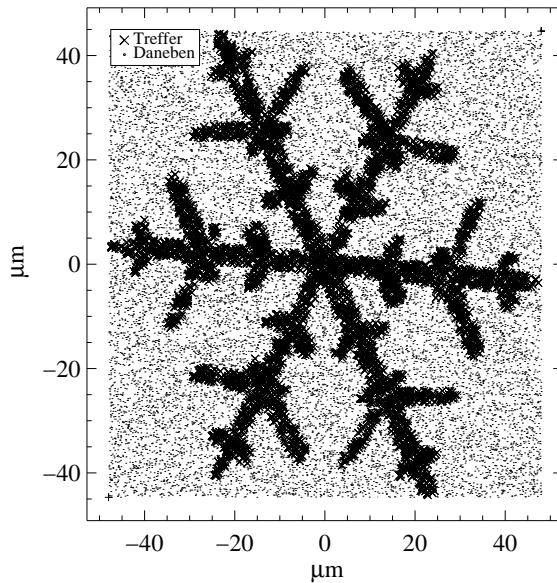
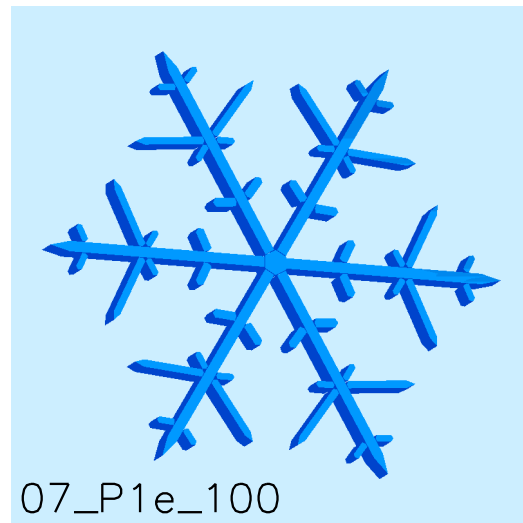


Abbildung 4.3: Ray-Tracing-Ausgabe



IDL-Bild des Kristalls.

4.2 IDL-Mean-Area-Image-Processor (IMAIP)

Das Ziel des Abschnitts 4.2 ist die Entwicklung eines alternativen Modells zur Ermittlung der mittleren Schattenfläche eines dreidimensionalen Körpers.

Die Kristalle, welche das 'Ray Tracing'-Modell untersucht, können mit einem IDL (Interactive Data Language)-Programm dargestellt werden, das von Prof. Dr. A. Macke (Macke (1994)) entwickelt wurde. Dieses erzeugt eine zweidimensionale Projektion des Kristalls in einer bestimmten Orientierung. Das IDL-Darstellungsprogramm und die Routinen für die Rotation der Körper aus dem 'Ray Tracing'-Modell werden als Basis für die Entwicklung eines neuen IDL-Modells zur Untersuchung der mittleren Schattenfläche beliebiger Körper benutzt. Dieses Schattenmodell wird im Folgenden mit IMAIP bezeichnet.

4.2.1 Maßstabsgetreue Abbildung

Erster Punkt bei der Entwicklung von IMAIP ist der Nachweis, dass die Kristallbilder vom Modell auch maßstabsgetreu erzeugt werden und nicht eine IDL-interne Skalierung erfolgt.

Dies wird mit einem Quader bekannter Dimension und Oberfläche getestet. Dafür wird der Quader in drei verschiedenen Orientierungen betrachtet (Abbildung 4.4).

Im ersten Bild ist der Quader so orientiert, dass nur eine Stirnseite zu sehen ist. Die Fläche dieser Stirnseite wird aus der Bildmatrix bestimmt. Die Orientierung im zweiten Bild ist so gewählt, dass nur eine Längsseite des Quaders zu sehen ist. Die Fläche dieser Längsseite wird wieder aus der Bildmatrix bestimmt. Im dritten Bild ist der Quader so orientiert, dass eine möglichst große Querschnittsfläche erzielt wird. Jetzt kann die Oberfläche des Quaders einfach aus zwei mal der Stirnfläche plus vier mal der Seitenfläche berechnet werden. Diese stimmt mit dem definierten Quader der Kantenlängen $420\ \mu\text{m}$ und 126

µm genau überein. Es wird also von IDL keine Skalierung der vorgegebenen Quadergröße vorgenommen.

Ein Viertel der Oberfläche eines konvexen Körpers ist gleich der mittleren Querschnittsfläche desselben für hinreichend viele gleichmäßig verteilte Orientierungen (Goldsmith und Salmon (1987)). Der Vergleich der abgebildeten Fläche zum Viertel der Oberfläche des Quaders zeigt, dass in der beliebigen Orientierung (unteres Bild in Abbildung 4.4) der Wert der abgebildeten Schattenfläche deutlich größer ist als ein Viertel der Gesamtoberfläche des Quaders, wohingegen in den anderen beiden Orientierungen die abgebildeten Flächen dem Verhältnis entsprechend kleiner sind. Dies entspricht den Erwartungen. Um sicherzustellen, dass auch bei veränderter Größe des untersuchten Körpers die Größenverhältnisse stimmen, zeigt Abbildung 4.4 auf der rechten Seite den gleichen Test noch einmal mit einem Quader doppelter Größe. Auch hier stimmen die aus den Bildmatritzen ermittelten Flächen mit den vorher definierten Quadergrößen überein.

Das IDL-Modell ist bezüglich der maßstabsgetreuen Abbildung zur Vermessung der Abschattungsflächen von dreidimensionalen Körpern geeignet.

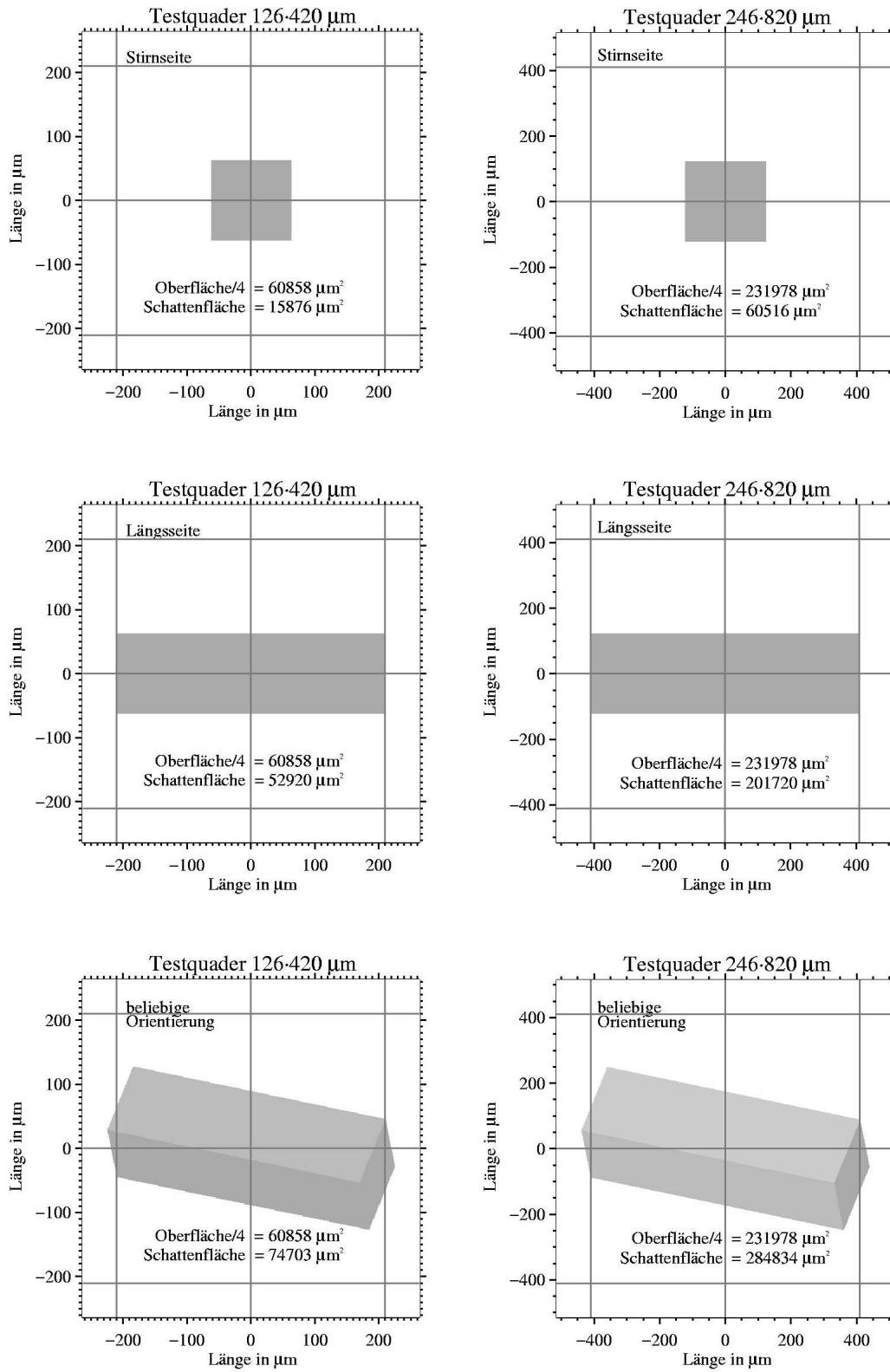


Abbildung 4.4: Test der maßstabsgetreuen Abbildung von IMAIP mit einem Quader in zwei Größen (links: klein, rechts: groß).

4.2.2 Normierung der Kristallgröße

Ein Computermodell speichert ein Bild in Form einer Matrix. Entscheidend für die benötigte Rechenzeit zur Auswertung eines Bildes ist die Größe dieser Matrix. Abschnitt 4.2.2 beschreibt, wie die erzeugte Bildmatrix der Projektion in ihrer Größe beschränkt wird und warum dies in dieser Studie notwendig ist.

Für eine zweidimensionale Projektion eines dreidimensionalen Körpers erstellt IDL eine 2D-Bildmatrix. Wenn z.B. ein Kristall mit einem maximalen Durchmesser von $D_{\max} = 400\mu\text{m}$ dargestellt werden soll, würde eine Bildmatrix der Dimension $400 \cdot 400$ Pixel genügen, um den Körper bis auf einen Mikrometer genau projizieren zu können. Wird nun der Körper schrittweise bis auf einen maximalen Durchmesser von $D_{\max} = 22\text{mm}$ vergrößert und dabei immer im gleichen Maßstab projiziert, so ist bei der letzten Größe eine 2D-Bildmatrix der Dimension $22000 \cdot 22000$ Pixel notwendig. Diese Matrix ist zu groß, um sie mit IDL für eine große Anzahl an Orientierungen zu erzeugen und auszuwerten. Die Rechenzeit wäre enorm.

Das Modell normiert daher die Matrizen auf eine Bildauflösung von $500 \cdot 500$ Pixel. Der Maßstab wird also mit zunehmendem Durchmesser des modellierten Kristalls größer. Bezüglich des optischen Disdrometers ist diese Auflösung ausreichend. Im ungünstigsten Fall, wenn der Modellkristall auf einen maximalen Durchmesser von $D_{\max} = 22\text{mm}$ gesetzt wird, entspricht der Durchmesser eines Pixels der normierten Bildmatrix etwa $440\mu\text{m}$, was gerade der minimal möglichen Auflösung des Disdrometers entspricht. Bei kleineren Kristallen verringert sich die repräsentierte Größe der Pixel entsprechend.

Die Normierung läuft folgendermaßen ab:

Als Erstes wird eine ".crystal"-Datei mit den Eckdaten des gewählten Kristalls eingelesen (Tabelle 4.2). Die Eckpunkte jeder ebenen Fläche werden dabei in kartesischen Koordinaten in X-, Y- und Z-Vektoren gespeichert, im Programm p1, p2 und p3 genannt. Um die gewünschte Kristallgröße einzustellen, werden die X- und Y-Vektoren mit einem Vergrößerungsfaktor multipliziert.

Im nächsten Schritt folgt die Ermittlung der maximalen Ausdehnung des Kristalls in dieser XY-Ebene. Je nach Kristallart wird mit einem entsprechenden Algorithmus aus Tabelle 4.4 und der maximalen Ausdehnung in der XY-Ebene die Kristalldicke berechnet. Die XYZ-Vektoren enthalten damit die wahren Eckpunkte des Kristalls für eine bestimmte Größe abhängig vom Vergrößerungsfaktor.

Anschließend wird die maximale Dimension des Kristalls (D_{\max}) berechnet. Um die Normierung durchzuführen und damit die Bildmatrizen auf eine bestimmte Größe zu beschränken, werden die XYZ-Vektoren durch die maximale Dimension des Kristalls geteilt und mit dem Normierungsfaktor $f_n = 500$ multipliziert:

$$p1 = \frac{p1}{D_{\max}} \cdot f_n \quad p2 = \frac{p2}{D_{\max}} \cdot f_n \quad p3 = \frac{p3}{D_{\max}} \cdot f_n. \quad (4.1)$$

Jetzt kann die 2D-Bildmatrix des Kristalls mit Hilfe von p1, p2 und p3 für viele beliebige Orientierungen erzeugt werden, um die mittlere normierte Schattenfläche (A_{S_n}) zu ermitteln. Diese Schattenfläche muss jetzt wieder vom normierten Wert auf die reale Größe

(A_S) umgerechnet werden mit:

$$A_S = \frac{A_{Sn}}{f_n^2} \cdot D_{\max}^2. \quad (4.2)$$

Für den Test der Normierung wird der Kristall P1a modelliert. Dieser eignet sich besonders gut, da dessen Beziehung zwischen maximaler Dimension und Dicke nach Auer und Veal (1970) (Tabelle 4.4) stark nicht linear ist. Der ursprüngliche Kristall aus der Datei "P1a_100.crystal" wird zum Ersten mit dem Vergrößerungsfaktor $f_V = 1$ und zum Zweiten mit $f_V = 123$ in seiner Größe verändert. Die Berechnung der mittleren Schattenfläche erfolgt mit jeweils 2000 zufallsverteilten Orientierungen, einmal mit der Normierung und einmal ohne. Die Anzahl der Orientierungen wurde auf 2000 beschränkt, weil die Rechenzeit für die nicht normierte Bildmatrix schon enorm lang war und für den Test der Normierung auch ausreichend genau ist, wie die Ergebnisse in Tabelle 4.1 zeigen.

	f_V	D_{\max} in μm	A_S in μm^2
normierte Rechnung	1	100,0	4459,9293
nicht normierte Rechnung	1	100,0	4459,7930
normierte Rechnung	123	12.300,0	50.389.398,0
nicht normierte Rechnung	123	12.300,0	50.570.239,0

Tabelle 4.1: Test der Normierungsfunktion.

Die mittleren Schattenflächen, berechnet einmal mit der Normierung und einmal mit der realen Matrixgröße, bei $f_V = 123$ unterscheiden sich nur um absolut $\Delta A_S = 180.841,0 \mu\text{m}^2 (\cong \Delta A_S = 0,3576\%)$ und bei $f_V = 1$ um absolut $\Delta A_S = 0,1363 \mu\text{m}^2 (\cong \Delta A_S = 0,0031\%)$. Laut dem Vergleich der Modelle (Unterkapitel 4.3) ist diese Abweichung deutlich innerhalb der Rechenungenauigkeit.

Damit ist bewiesen, dass die Normierung der Bildmatrizen das Ergebnis der berechneten Schattenfläche nicht verfälscht. Die Funktionsweise der Normierung zeigt sich auch bei der Betrachtung der auszuwertenden normierten Projektion. Die Bildmatrix und der Kristalldurchmesser bleiben bei Vergrößerung des Kristalls gleich, nur die Kristalldicke ändert sich bezüglich der Beziehungen nach Auer und Veal (1970) aus Tabelle 4.4.

Das IDL-Modell ist für die Berechnung der mittleren Schattenfläche eines dreidimensionalen Körpers geeignet. Bevor 'Ray-Tracing'- und IDL-Modell miteinander verglichen werden, wird noch kurz die Funktionsweise von Letzterem beschrieben.

4.2.3 Modellablauf

Abschnitt 4.2.3 beschreibt die Vorgehensweise vom IDL-Modell und erklärt die Zusatzoptionen, welche bei einem Durchlauf des Modells gewählt werden können. Es dient dem besseren Verständnis des im Anhang A abgedruckten Quellcodes.

Kristall einlesen:

Das IMAIP-Modell untersucht während eines Durchlaufs immer nur einen Kristalltyp. Als Erstes werden die in kartesischen Koordinaten weggeschriebenen Eckpunkte des modellierten Kristalls aus einer ".crystal"-Datei (Format siehe Tabelle 4.2) geladen.

```

um          : Anzahl der ebenen Flächen
vm(1)      : Anzahl der Eckpunkte von
             Fläche 1
.          : .
.          : .
vm(um)     : Anzahl der Eckpunkte von
             Fläche um
p1(1,1),p2(1,1),p3(1,1) : x,y,z Koordinaten des
                         ersten Punktes von Fläche
                         1
.          : .
.          : .
p1(1,vm(1)),p2(1,vm(1)),p3(1,vm(1)) : x,y,z Koordinaten des
                                         Punktes vm(1) von Fläche
                                         1
p1(2,1),p2(2,1),p3(2,1) : x,y,z Koordinaten des
                         ersten Punktes von Fläche
                         2
.          : .
.          : .
p1(2,vm(2)),p2(2,vm(2)),p3(2,vm(2)) : x,y,z Koordinaten des
                                         Punktes vm(2) von Fläche
                                         2

```

und so weiter für alle ebenen
Flächen des Körpers.

Tabelle 4.2: Format einer .crystal-Datei.

Bei der Erstellung einer solchen Kristalldatei ist darauf zu achten, dass die Eckpunkte einer Oberfläche im Uhrzeigersinn angeordnet werden, wenn man die Fläche in der Startorientierung von außen betrachtet.

Kristallgröße einstellen und vermessen:

Wenn die Vektoren p_1 , p_2 und p_3 gelesen sind, startet eine Zählschleife von 0 bis 150 über den Laufindex 'gr_i', welcher zum Einstellen der jeweiligen Kristallgröße benutzt wird. Jeder Kristall wird somit in 151 verschiedenen Größen untersucht.

Im nächsten Schritt werden die Vektoren p_1 und p_2 mit dem Faktor 'gr' multipliziert. Der Vektor p_3 wird abhängig von der Kristallform nach den von Auer und Veal (1970)

bestimmten Beziehungen zwischen Durchmesser und Dicke von Dendriten bzw. Platten (Tabelle 4.4) neu berechnet, oder im Falle der Kristalle 03_R2c, 04_r, 05_g und 10_P6c einfach ebenfalls mit 'gr' multipliziert. Anschließend wird die maximale Dimension des Kristalls aus den neuen Eckpunktvektoren ermittelt.

Mit dieser erfolgt die Normierung des Kristalls, um die Bildmatrix auf $500 \cdot 500$ Pixel zu beschränken. Nach erneuter Bestimmung der maximalen Dimension des jetzt normierten Kristalls werden in der Subroutine 05 "p3DVektoren" die Vektoren p_1 , p_2 und p_3 und einige Systemvariablen für die Erstellung einer Projektion entsprechend manipuliert. Nach dem Öffnen des gewählten Devices startet eine Zählschleife von Null bis fünf über den Laufindex 'tori'. Hier werden sechs Testbilder des Kristalls in bestimmten Orientierungen erzeugt, um die maximale Dimension des Kristalls aus der Bildmatrix zu ermitteln. Diese Dimension wird nur zur Sicherheit mit der vorher aus den Koordinaten ermittelten maximalen Kristalldimension verglichen. Sollte die Abweichung zu groß werden, liegt ein Fehler vor und das Programm wird mit einer Fehlermeldung abgebrochen.

Bei den flachen Kristallen darf die Abweichung nicht mehr als zwei Pixel betragen, denn ihre maximale Dimension lässt sich im Bild sehr leicht und genau ermitteln, wenn der Kristall flach dargestellt wird. Die Differenz von zwei Pixeln entsteht nur durch den Diskretisierungsfehler bei der Erzeugung der Bildmatrix. Die maximale Dimension der Koordinaten wird hier auch nur in den Punkten der XY-Ebene gesucht, um Rechenzeit zu sparen.

Bei den räumlich stark variablen Kristallen 04_r und 05_g dagegen ist es schwierig, die maximale Dimension aus sechs Testorientierungen zu ermitteln, da sie nicht in einer der Hauptebenen liegt. Die reale, maximale Dimension aus den Koordinaten berechnet sich hier dadurch, dass für jeden Eckpunkt einmal die Strecke zu jedem anderen Eckpunkt bestimmt wird. Dies benötigt bei komplizierten Kristallen viel Rechenzeit. Die Abweichung zwischen der Dimension aus dem Bild und der realen, maximalen Dimension aus den Koordinaten liegt bei den Kristallen 04_r und 05_g bei 11 Pixeln. Es werden bei allen Kristallen die realen, maximalen Dimensionen aus den Koordinaten mit der ermittelten mittleren Schattenfläche weggeschrieben.

Mittlere Schattenfläche bestimmen:

Nach der Feststellung und Kontrolle der maximalen Ausdehnung startet eine Zählschleife über den Laufindex 'orient' bis zur angegebenen Anzahl an Orientierungen. Hier wurde mit jeweils 3000 Orientierungen gerechnet, um die mittlere Schattenfläche zu ermitteln (Abschnitt 4.3). Die Koordinaten werden mit einem Zufallsgenerator nach den Eulerschen Winkeln rotiert.

Zuerst wird um einen Winkel ϕ um die z-Achse des Laborsystems (Z) gedreht. Es folgt eine Rotation um den Winkel θ um die neue x-Achse (X') und schließlich um den Winkel ψ um die nach den beiden vorherigen Drehungen erhaltene z-Achse Z''.

Diese Prozedur wird "x-Konvention" (Z,X',Z) genannt und lässt sich mathematisch durch folgende Drehmatrix (DM) darstellen:

$$\mathbf{DM} = \begin{pmatrix} \cos\psi \cos\phi - \cos\theta \sin\phi \sin\psi & -\sin\psi \cos\phi - \cos\theta \sin\phi \cos\psi & \sin\theta \sin\phi \\ \cos\psi \sin\phi + \cos\theta \cos\phi \sin\psi & -\sin\psi \sin\phi + \cos\theta \cos\phi \cos\psi & -\sin\theta \cos\phi \\ \sin\psi \sin\theta & \cos\psi \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}$$

Nach der Rotation der Koordinaten wird eine 2D-Bildmatrix erzeugt. Daraus wird die Schattenfläche mit der Subroutine 17 "shadow" ermittelt, indem alle Pixel der Bildmatrix ungleich Null gezählt werden. Die Zahlenwerte der Matrix entsprechen der Farbtabelle "0" in IDL, bei welcher die Null ein schwarzes Pixel deklariert und alle Werte größer Null bis 255 immer heller werdende Grautöne bis hin zu weiß darstellen. Aus dem Verhältnis von der Gesamtzahl der Bildpixel zu der Anzahl an schwarzen Pixeln wird die abgeschattete Fläche bestimmt. Nachdem die voreingestellte Anzahl an Orientierungen abgearbeitet ist, wird die mittlere normierte Schattenfläche wieder in die reale Größe zurückgerechnet und zusammen mit der maximalen Dimension des Kristalls aus den Koordinaten weggeschrieben. Die Kristalle werden bis zu einem maximalen Durchmesser von 22 mm berechnet. Dabei ändern sich die Größenschritte wie auch beim Disdrometer mit zunehmendem Durchmesser, sodass mehr Informationen bei kleineren Größen gewonnen werden.

Zusatzoptionen:

Im Programm wird die Option gegeben, den jeweiligen Modellkristall in vier verschiedenen Größen mit jeweils 20 zufälligen Orientierungen direkt auf dem Bildschirm zu betrachten. Zusätzlich werden vom Programm gegebenenfalls eine Reihe von Informationen während des Programmablaufs ausgegeben. Diese Einstellung wird durch Setzen der Variablen 'out=1' und 'silent=1' direkt am Anfang des Programmcodes gewählt.

4.3 Anzahl an Orientierungen und Vergleich von IMAIP und 'Ray-Tracing'

Sowohl das IDL-Modell als auch das 'Ray-Tracing'-Modell kann einen bestimmten Kristall in verschiedenen Größen, in vielen, gleichmäßig verteilten Orientierungen betrachten und für jedes Bild die Querschnittsfläche des Kristalls bestimmen. Es stellt sich nun die Frage, welches der beiden Modelle für diese Untersuchung besser geeignet ist und wieviele Orientierungen eines Modellkristalls erzeugt werden müssen, um eine ausreichende Genauigkeit zu erzielen.

Die notwendige Anzahl der zufälligen Orientierungen zur Bestimmung des Durchmessers aus der mittleren Schattenfläche wird ermittelt, in dem die Modelle mit einem Testquader bekannter Größe, wie schon in Unterkapitel 4.2 benutzt, rechnen. Die Oberfläche ist bekannt und somit, da es sich beim Quader um einen konvexen Körper handelt, auch die mittlere Schattenfläche. Die Kantenlängen des Quaders sind so gewählt, dass dessen

mittlere Querschnittsfläche einem Kreis mit einem Durchmesser von $400 \mu\text{m}$ entspricht. Die Anzahl der Orientierungen wird, startend bei 10, jeweils um 10 bis zu 10000 Orientierungen erhöht. Für jeden Schritt wird der Durchmesser eines äquivalenten Kreises mit der mittleren Schattenfläche berechnet und die Abweichung vom Mittelwert des Durchmessers ($400 \mu\text{m}$) über die jeweilige Anzahl an Orientierungen aufgetragen (Abbildung 4.5 oben). Um die Genauigkeit des berechneten Durchmessers abzuschätzen, wird die laufende Standardabweichung ebenfalls über die Anzahl der Orientierungen berechnet (Abbildung 4.5 unten).

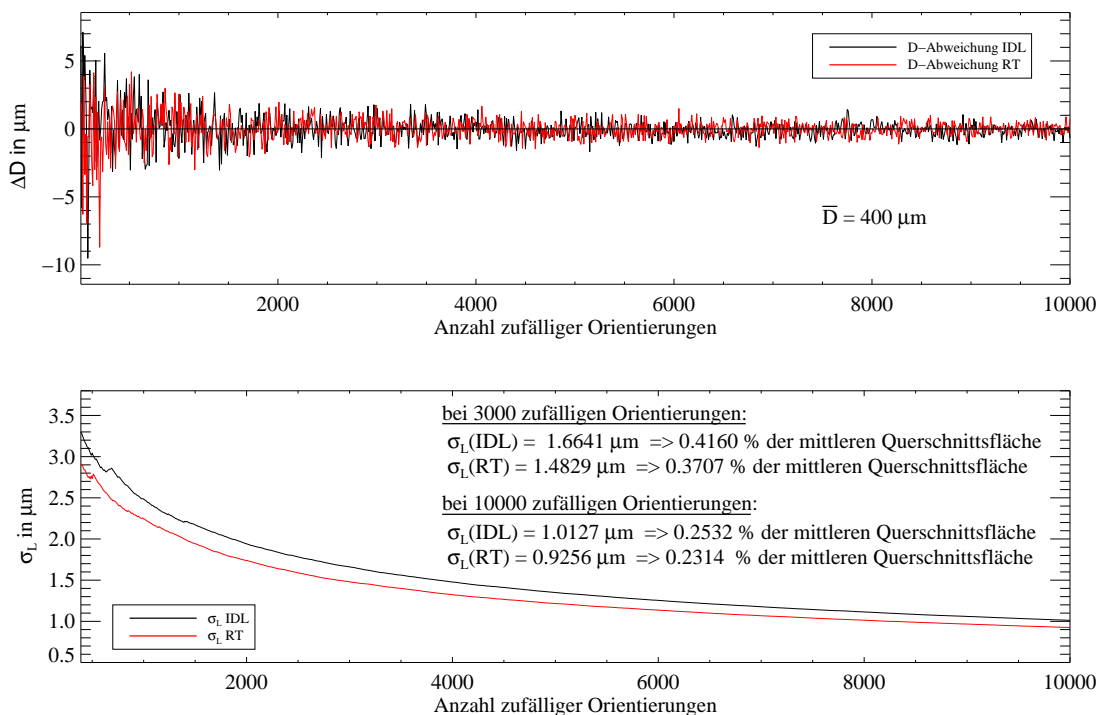


Abbildung 4.5: Bestimmung der notwendigen Anzahl an Orientierungen mit einem Quader (Vergleich von 'Ray Tracing' und IMAIP).

Sie beträgt beim IDL-Modell bei 3000 zufälligen Orientierungen nur noch $\sigma = 1,66 \mu\text{m}$, was $0,416 \%$ des mittleren Durchmessers entspricht und beim 'Ray Tracing' $\sigma = 1,48 \mu\text{m}$ oder $0,371 \%$. Wird die Berechnung mit 10000 zufälligen Orientierungen durchgeführt, sinkt die Standardabweichung nur auf $\sigma = 1,01 \mu\text{m}$ oder $0,253 \%$ beim IMAIP und $\sigma = 0,93 \mu\text{m}$ oder $0,231 \%$ beim 'Ray Tracing'. Es ist somit sinnvoll, die Anzahl der Orientierungen auf 3000 zu beschränken. Die gewonnene Genauigkeit bei 10000 Orientierungen ist gering im Vergleich zur gesteigerten Rechenzeit (Tabelle 4.3) und für diese Studie nicht relevant, wie weiter unten begründet.

Nach der Festlegung der Anzahl der zu erzeugenden Orientierungen auf 3000 muss noch entschieden werden, welches Modell am besten für diese Untersuchung geeignet ist.

Um die Genauigkeit beider Modelle miteinander vergleichen zu können, werden zwei

Testquader unterschiedlicher Größe benutzt. Die Kantenlängen des kleineren Quaders sind dabei so gewählt, dass dessen Querschnittsfläche einem Kreis mit einem Durchmesser von $400\ \mu\text{m}$ entspricht, also der kleinsten auflösbaren Größenklasse des Disdrometers entsprechend. Der größere Quader hat eine maximale Kantenlänge von $22\ \text{mm}$, welches dem Durchmesser des Messvolumens entspricht, also die maximale Größe, die das Disdrometer in jeder Orientierung auflösen kann. Dieser Quader hat eine mittlere kreisrunde Schattenfläche mit einem Durchmesser von $14581\ \mu\text{m}$.

Beim 'Ray Tracing'-Modell werden sowohl für den minimal als auch für den maximal auflösbaren Quader 20000 Strahlen pro Orientierung verwendet. Bei besonders komplizierteren Kristallen ist diese hohe Anzahl an Strahlen durchaus notwendig, um sie möglichst gut aufzulösen (Abbildung 4.3). Beide Modelle berechnen für den Vergleich jeweils in Schritten von 10 Orientierungen bis zu einem Maximum von 3000 Orientierungen die mittlere Schattenfläche.

Oben in Abbildung 4.6 ist von beiden Modellen die Abweichung des ermittelten Durchmessers vom Durchmesser der exakten, mittleren Schattenfläche abhängig von der Anzahl der verwendeten Orientierungen beim minimal auflösbaren Quader dargestellt. Die grüne und die blaue Linie zeigen die jeweils nächsten Größenklassen an. Da der mittlere Durchmesser näher an der grünen Linie liegt, würde diese Messung der Klasse 13 zugeordnet werden. Die Standardabweichung bei beiden Modellen liegt mit weniger als $1.67\ \mu\text{m}$ unter $0.42\ \%$ des Durchmessers der mittleren Querschnittsfläche.

Im unteren Bild von Abbildung 4.6 ist die laufende Standardabweichung wie schon in Abbildung 4.5 dargestellt. Die blaue Linie zeigt die Breite der Größenklasse 13 an. Bei 3000 zufälligen Orientierungen ist die Standardabweichung beider Modelle kleiner fünf Prozent der Breite der entsprechenden Größenklasse.

Im Extremfall des maximal auflösbaren Quaders (Abbildung 4.7) liegt die laufende Standardabweichung beider Modelle mit weniger als $60.6\ \mu\text{m}$ unter $0.42\ \%$ des Durchmessers der mittleren Querschnittsfläche. Bezüglich der Breite der Größenklasse 112 beträgt die relative Abweichung beim IMAIP-Modell $15.87\ \%$ und beim 'Ray Tracing' $13.68\ \%$.

Die Modelle können also die Größe der mittleren Schattenfläche besser auflösen als das Disdrometer und sind somit bezüglich ihrer Genauigkeit für die Durchführung der vorliegenden Untersuchung geeignet. Das 'Ray Tracing'-Modell ist im Punkt Genauigkeit dem IMAIP geringfügig überlegen. Aber der Vergleich der benötigten Rechenzeiten (Tabelle 4.3) und die Unempfindlichkeit gegen Fehler in der Kristallkonstruktion spricht für das IDL-Modell. Wenn z. B. bei den räumlichen, komplizierten Kristallen eine Fläche eine Andere durchdringt, so wird das IMAIP nur die Schattierung etwas anders wählen. Das Ergebnis der Schattenfläche bleibt dabei jedoch gleich. Das 'Ray Tracing' dagegen kann diese Fläche nicht auswerten und erzeugt einen Fehler.

Bei 450.000 zufälligen Orientierungen des kleineren Quaders rechnet das IMAIP mit Normierung der Bildgröße mehr als vier Mal schneller als das 'Ray Tracing' bei 20000 Strahlen pro Orientierung. Bei $1.500.000$ zufälligen Orientierungen ist das IDL-Modell fast um das Fünffache schneller. Die Anzahl an Orientierungen von 450.000 kommt dadurch zustande, dass der jeweilige Kristall in 150 verschiedenen Größen mit jeweils 3000 zufälligen Orientierungen untersucht wird. Die Zahl $1.500.000$ setzt sich aus jeweils 10.000

Quadergröße	Orientierungen	'Ray Tracing'	IMAIP	
181 x 603 μm	450.000	7:27 h	1:44 h mit Normierung	2:29 h ohne Normierung
181 x 603 μm	1.500.000	24:38 h	5:46 h mit Normierung	8:15 h ohne Normierung
6600 x 22000 μm	450.000	7:27 h	1:44 h mit Normierung	— ohne Normierung

Tabelle 4.3: Vergleich der Rechenzeiten von 'Ray Tracing' und IMAIP bei unterschiedlicher Anzahl an Orientierungen und bei unterschiedlichen Quadergrößen.

zufälligen Orientierungen bei 150 verschiedenen Kristallgrößen zusammen.

Die Notwendigkeit der Normierung der Kristallgröße im IDL-Modell zeigt sich in Tabelle 4.3. Die mittlere Querschnittsfläche beim Testquader mit der maximalen Ausdehnung ohne Normierung lässt sich nicht mehr bestimmen. Die Werte der XYZ-Vektoren werden dabei für die Erstellung einer Bildmatrix zu groß.

Das IDL-Modell ist nur unerheblich ungenauer als das 'Ray Tracing'-Modell. Es ist aber unempfindlich gegen Fehler in der Kristallkonstruktion und benötigt weniger als ein Viertel der Rechenzeit des 'Ray Tracings'. Deshalb wurde in dieser Studie das IDL-Schattenmodell verwendet.

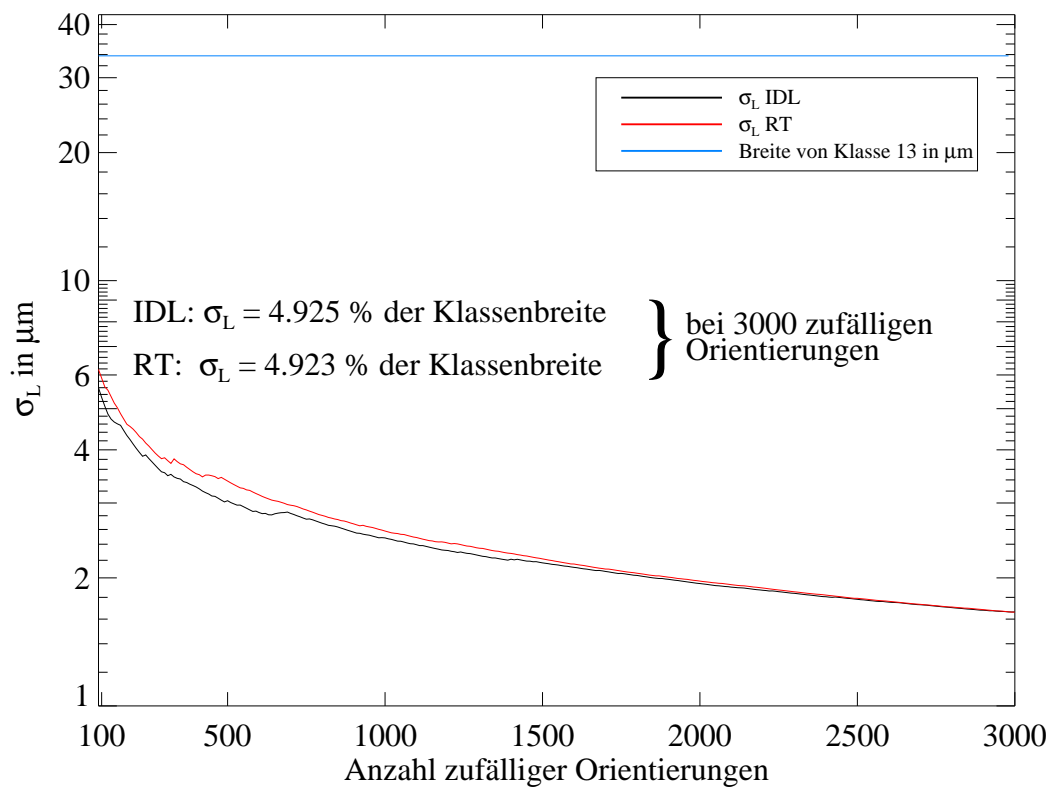
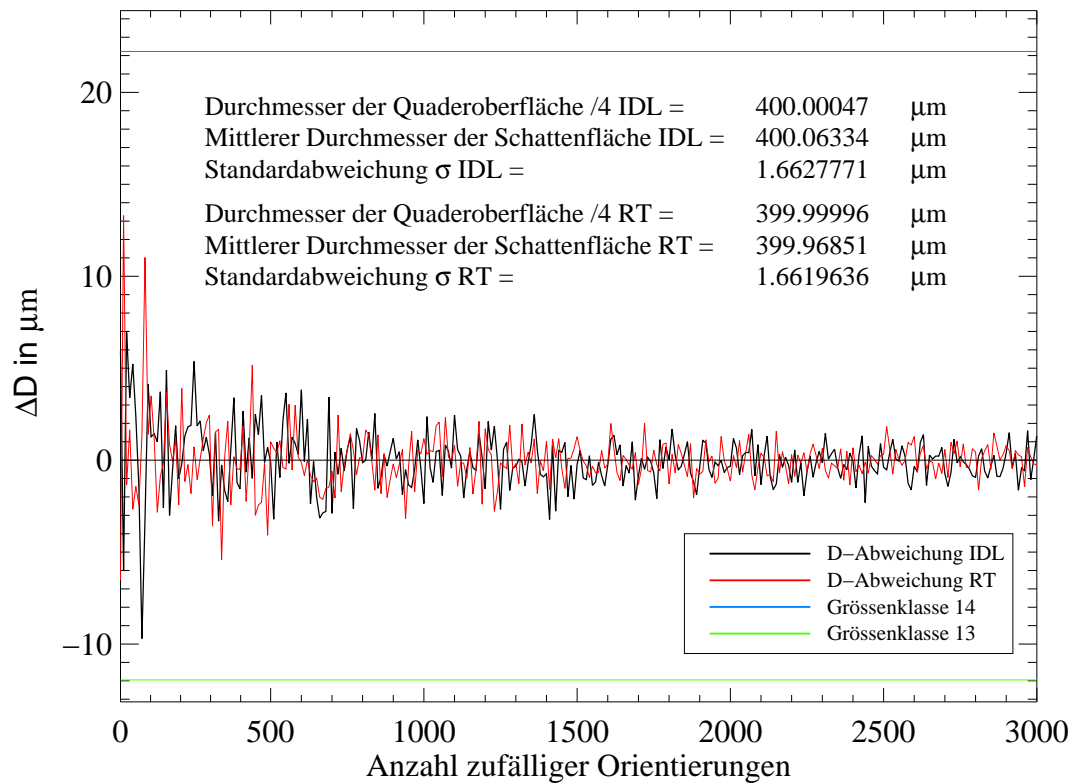


Abbildung 4.6: Modellvergleich zwischen 'Ray Tracing' und IMAIP mit einem kleinen Quader, Abschätzung der Modell-Genauigkeit zum Auflösungsvermögen des optischen Disdrometers.

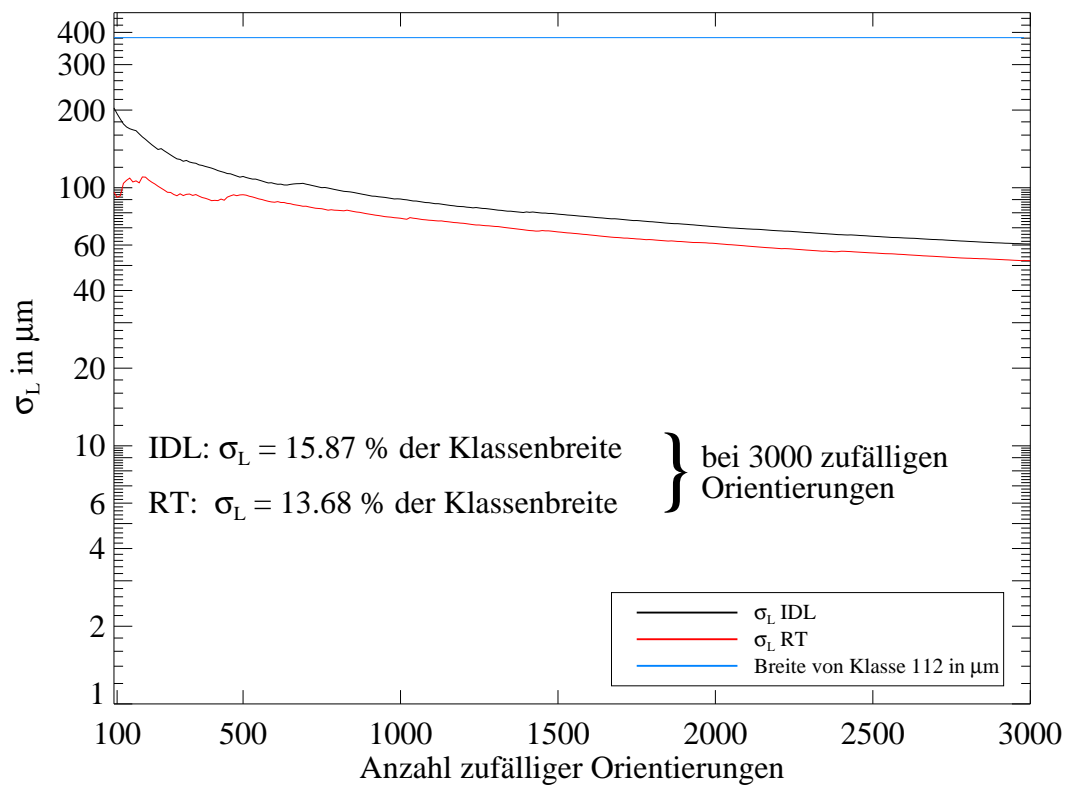
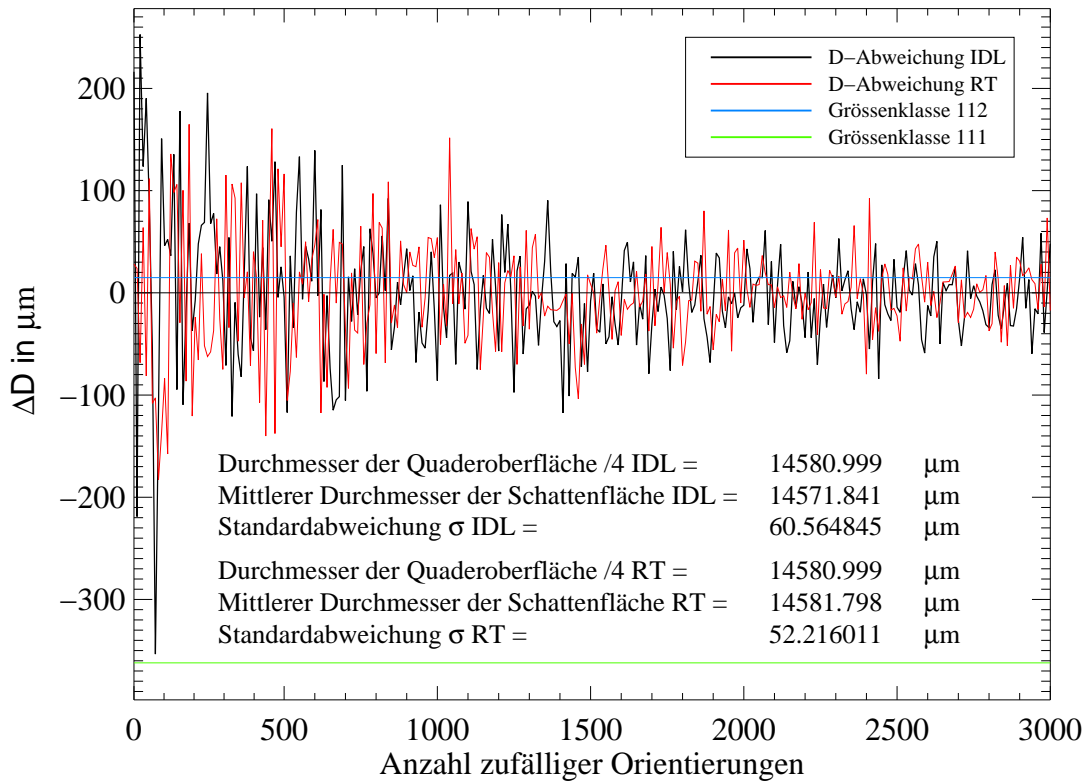


Abbildung 4.7: Modellvergleich zwischen 'Ray Tracing' und IMAIP mit einem großen Quader, Abschätzung der Modell-Genauigkeit zum Auflösungsvermögen des optischen Disdrometers.

4.4 Auswahl der Kristalle

Für die Untersuchung der mittleren Schattenfläche von Kristallen müssen einige spezielle Kristallformen ausgewählt werden.

Grundlage der folgenden Auswahl bezüglich der unterschiedlichen Kristallformen ist die Klassifizierung nach Magono und Lee (1966) (Abbildung 4.8). Es liegen nur sehr begrenzt die benötigten Messdaten bezüglich der Relationen von maximaler Kristalldimension zu Fallgeschwindigkeit und Masse bestimmter Kristalle und Kristallaggregate vor. In der verwendeten Literatur sind z. B. keine Beziehungen für säulen- oder nadelartige Kristalle zu finden. Daher können diese Kristallformen hier nicht mit berücksichtigt werden. Im Ausblick wird kurz darauf eingegangen, wie man eventuell für diese Formen die benötigten Beziehungen durch theoretische Ansätze erhalten kann.

Auer und Veal (1970) bestimmten einige Beziehungen zwischen Durchmesser und Dicke von Dendriten bzw. Platten und Dicke und Länge von Säulen an Hand realer Kristalle in einer natürlichen Wolke. Dafür begaben sie sich im Herbst 1967 in das 3350 m hoch gelegene Bergobservatorium in den Elk Mountains (Colorado). Aufgrund des Reliefs formen sich dort Wolken an den Berghängen, wodurch die Untersuchung in der Wolke möglich wird. Die einzelnen Kristalle wurden mittels Hochleistungsmikroskop analysiert und die Dimensionen durch die Differenzen in der kalibrierten Feinabstimmung bei Fokussierung auf Ober- und Unterseite eines Kristalls ermittelt. Bei wiederholten Messungen an Objekten bekannter Größe wurde eine Genauigkeit des Ergebnisses von $\pm 10 \mu\text{m}$ festgestellt.

Die in Tabelle 4.4 dargestellten Beziehungen ergaben sich durch Anpassen von Potenz- oder Polynomfunktionen an die gemessenen Daten. Die Dimensionsbeziehungen nach Auer und Veal (1970) sind sehr hilfreich bei der Modellierung von flachen Kristallen. Die Form der Kristalle kann somit aus der Tabelle von Magono und Lee (1966) (Abbildung 4.8) entnommen und mit der entsprechenden Dicke kombiniert werden. Liegen keine Informationen über die Dicke der Kristalle zu ihrer maximalen Dimension vor, so muss bei der Modellierung einfach eine bestimmte Dicke mit Hilfe von Abbildung 4.8 geschätzt werden.

Hogan (1994) und Locatelli und Hobbs (1974) liefern die benötigten Beziehungen für Kristalldimension zu Fallgeschwindigkeit und Masse. Die maximale Dimension (D_{max}) ist dabei der Durchmesser des Kreises, welcher den Kristall in der Ebene seiner maximalen Ausdehnung gerade einschließt (Abbildung 4.1). Beide Veröffentlichungen definieren für die Masse $m(D_{\text{max}})$ und die Fallgeschwindigkeit $v(D_{\text{max}})$ Potenzfunktionen der Form:

$$m(D_{\text{max}}) = a \cdot D_{\text{max}}^{\alpha} \quad , \quad v(D_{\text{max}}) = b \cdot D_{\text{max}}^{\beta} \quad (4.3)$$

Mit a = Massenkonzstante in g , α = Massenexponent, b = Konstante für die Fallgeschwindigkeit in cm/s und β = Exponent für die Fallgeschwindigkeit. In den Potenzfunktionen von Hogan (1994) wird D_{max} in cm angegeben, bei Locatelli und Hobbs (1974) in mm . Tabelle 4.5 enthält die Beziehungen für die Masse und die Fallgeschwindigkeit der modellierten Kristalle (Abbildung 4.9 und 4.10).

Die Kristalle P1a, P1b, P1d, P1e, P2c, P2e, P6c, R2c und R4bH aus Hogan (1994) und R4bL,

Code	Kristalltyp	Temperatur	Dimensionsbeziehung
Pla	hexagonale Platte	-10 bis -13 -17 bis -20	$h = 2.020 d^{0.449}$
P1b	Platte mit zweigartigen Ästen	-10 bis -13 -17 bis -20	
P2e	Platte mit einfachen Auslegern	-13 bis -20	
P2f	Platte mit zweigartigen Auslegern	-13 bis -20	
P1c	Kristall mit breiten Ästen	-13 bis -17	$h = 2.028 d^{0.431}$
P1d	sternförmiger Kristall	-13 bis -17	
P2a	sternförmiger Kristall mit Endplatten	-10 bis -17	
P2b	sternförmiger Kristall mit zweigartigen Enden	-10 bis -17	
P1e	gewöhnlicher Dendrit	-13 bis -17	$h = 2.801 d^{0.377}$
P1f	farnartiger Kristall	-13 bis -17	
P2c	dendritischer Kristall mit Endplatten	-10 bis -17	
P2g	Platte mit Dendritenauslegern	-13 bis -20	
P3c	vierarmiger Kristall	-13 bis -17	
P4b	dendritischer Kristall mit 12 Armen	-13 bis -17	
C1g	massive, dicke Platte	-9.5 bis -11 -18.5 bis -20	$h = 0.402 d^{1.018}$
C1h	dicke Platte in Gitterform	-9.5 bis -11 -18.5 bis -20	
C1e	massive Säule	-8 bis -10; <-20	$W = -8.479 + 1.002L - 0.00234L^2$; $L \leq 200\mu$ $W = 11.3L^{0.414}$; $L > 200\mu$; $h = 0.866W$
C1f	hohle Säule	-8 bis -10; <-20	
N1a	einfache Nadel	-4 bis -6	$W = 1.099L^{0.61078}$
N1e	lange, massive Säule	-6 bis -8	$h = W$

Tabelle 4.4: Empirische Dimensionsbeziehungen. Einheiten in μm , h =Höhe, d =Durchmesser, W =Breite, L =Länge. (Auer und Veal (1970))

g und r aus Locatelli und Hobbs (1974) werden modelliert und mit dem IMAIP-Modell bezüglich ihrer größenabhängigen mittleren Schattenfläche untersucht. Die abgeleiteten Transformationsfunktionen werden in Unterkapitel 4.5 vorgestellt.

Code	beobachtete maximale Ausdehnung D	Massenkonstante a	Massenexponent α	Konstante für die Fallgeschwindigkeit b	Exponent für die Fallgeschwindigkeit β
P1a	0.03-0.06 cm	0.0376 g	3.31	297 cm/s	0.86
P1b	0.04-0.16 cm	0.00634 g	2.83	190 cm/s	0.81
P1d	0.04-0.24 cm	0.00096 g	2.59	58 cm/s	0.55
P1e	0.06-0.53 cm	0.00061 g	2.29	55 cm/s	0.48
P2c	0.13-0.56 cm	0.0027 g	3.12	54 cm/s	0.20
P2e	0.05-0.21 cm	0.0043 g	2.81	129 cm/s	0.68
P6c	0.16-0.49 cm	0.00062 g	2.02	57 cm/s	0.21
R2c	0.30-0.62 cm	0.00073 g	1.74	75 cm/s	0.24
R4bH	0.04-0.90 cm	0.0107 g	3.10	733 cm/s	0.78
R4bL	0.50-3.00 mm	0.078 mg	2.8	1.3 m/s	0.66
g	0.80-2.80 mm	0.039 mg	2.1	1.1 m/s	0.12
r	1.00-3.00 mm	0.037 mg	1.9	0.69 m/s	0.41

Tabelle 4.5: Empirische Beziehungen für Fallgeschwindigkeit und Masse. P1a, P1b, P1d, P1e, P2c, P2e, P6c, R2c und R4bH aus Hogan (1994) (D_{\max} in cm, v_{fall} in cm/s, m in g), R4bL, g und r aus Locatelli und Hobbs (1974) (D_{\max} in mm, v_{fall} in m/s, m in mg).















































































	N1a Elementary needle		C1f Hollow column		P2b Stellar crystal with sectorlike ends
	N1b Bundles of elementary needles		C1g Solid thick plate		P2c Dendritic crystal with plates of ends
	N1c Elementary sheath		C1h Thick plate of spherion form		P2d Dendritic crystal with sectorlike ends
	N1d Bundles of elementary sheaths		C1i Scroll		P2e Plate with simple extensions
	N1e Long solid needle		C2a Combination of bullets		P2f Plate with sectorlike extensions
	N2a Combination of needles		C2b Combination of columns		P2g Plate with dendritic extensions
	N2b Combination of sheaths		P1a Hexagon plate		P3a Two branched crystal
	N2c Combination of long solid columns		P1b Crystal with sectorlike branches		P3b Three-branched crystal
	C1a Pyramid		P1c Crystal with broad branches		P3c Four-branched crystal
	C1b Cup		P1d Stellar crystal		P4a Broad branch crystal with 12 branches
	C1c Solid bullet		P1e Ordinary dendritic crystal		P4b Dendritic crystal with 12 branches
	C1d Hollow bullet		P1f Fennel crystal		P5 Malformed crystal
	C1e Solid column		P2a Stellar crystal with plates at ends		P6a Plate with apical plates
	P6b Plates with apical dendrites		CP3d Plate with scrolls at ends		R3c Groupelike snow with nonrimmed extensions
	P6c Stellar crystal with apical dendrites		S1 Side planes		R4a Hexagonal groupel
	P6d Stellar crystal with sectorlike dendrites		S2 Scalloped side planes		R4b Lump groupel
	P7a Radiating assemblage of plates		S3 Combination of side planes, bullets, and columns		R4c Conic groupel
	P7b Radiating assemblage of dendrites		R1a Rimmed needle crystal		I1 Ice particle
	CP1a Column with plates		R1b Rimmed columnar crystal		I2 Rimmed particle
	CP1b Column with dendrites		R1c Rimmed plate or sector		Ba Broken branch
	CP1c Multiple capped column		R1d Rimmed stellar crystal		Bb Rimmed broken branch
	CP2a Bullet with plates		R2a Densely rimmed plate or sector		I4 Miscellaneous
	CP2b Bullet with dendrites		R2b Densely rimmed stellar crystal		G1 Minute column
	CP3a Stellar crystal with needles		R2c Stellar crystal with rimmed apical branches		G2 Germ of skeletal form
	CP3b Stellar crystal with columns		R2a Groupelike snow of hexagonal types		G3 Minute hexagonal plate
	CP3c Stellar crystal with scrolls at ends		R2b Groupelike snow of lump type		G4 Minute stellar crystal

Abbildung 4.8: Eiskristallklassifikation nach Magono und Lee (1966)

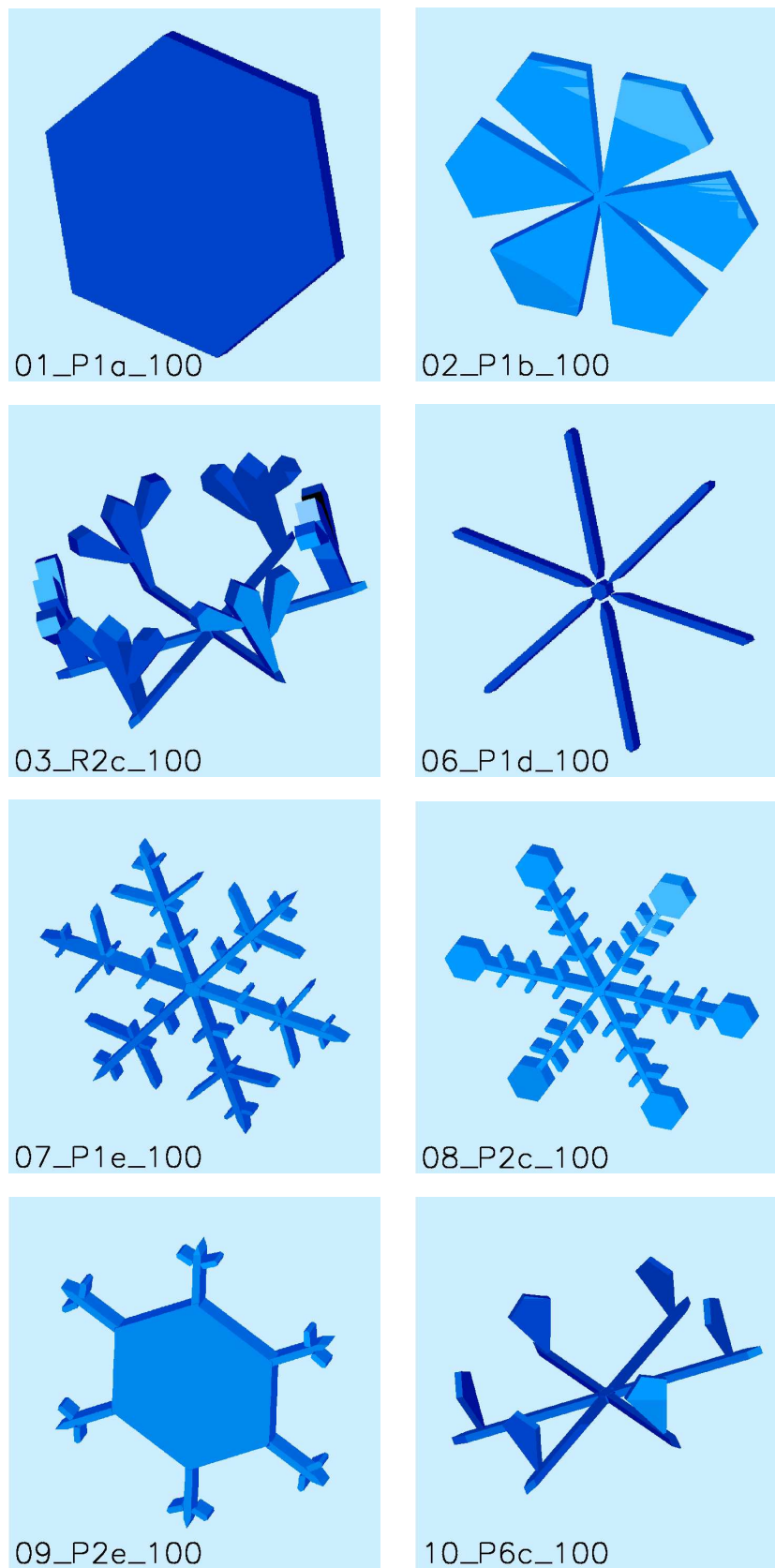


Abbildung 4.9: Mit Beziehungen von Hogan (1994) konstruierte Kristalle.

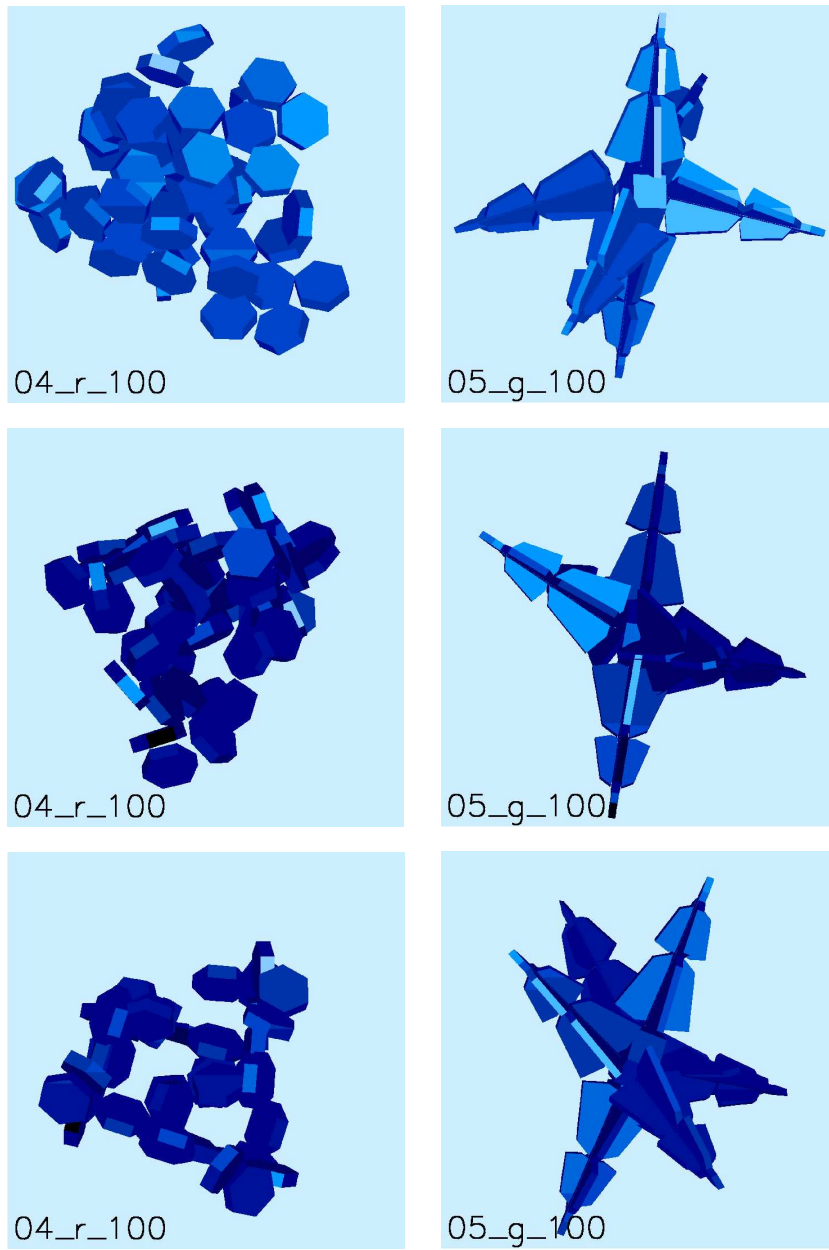


Abbildung 4.10: Mit Beziehungen von Locatelli und Hobbs (1974) konstruierte Kristalle.

4.5 Die Transformationsfunktionen

Das Ziel der Modellstudie ist es, eine Beziehung zwischen der mittleren Abschattungsfläche und der maximalen Ausdehnung bestimmter Kristalltypen zu erhalten.

Bezüglich der vorliegenden Dimensionsbeziehungen und Informationen über Kristallformen und -dicke (Unterkapitel 4.4) werden verschiedene Kristalltypen (Abbildung 4.9 und 4.10) konstruiert und mit dem IMAIP-Modell bezüglich ihrer mittleren Abschattungsfläche in verschiedenen Größen für jeweils 3000 zufällige Orientierungen untersucht.

Das Ergebnis sind die mittleren Schattenflächen des jeweiligen Kristalls in verschiedenen Größen zu den maximalen Ausdehnungen (D_{\max}). In einem Streuplot (Abbildung 4.11) sind die aus der mittleren Schattenfläche berechneten Durchmesser (D_{bin}) über die maximale Dimension aufgetragen. Dabei wurde jeder Kristalltyp nur in dem Größenbereich dargestellt, in welchem er laut Hogan (1994) und Locatelli und Hobbs (1974) auch beobachtet wurde.

Die Anordnung der Punkte im Streuplot lässt lineare Beziehung zwischen D_{\max} und D_{bin} bei allen untersuchten Kristalltypen erkennen. Eine lineare Regression, in Abbildung 4.11 als farblich gekennzeichnete Linien dargestellt, liefert die gesuchte Transformationsfunktion für jeden Kristall.

Die Regressionsgerade des Kristalls '01_P1a' liegt dabei vollständig unterhalb der unteren Grenze der Auflösung des Disdrometers; alle anderen zumindest teilweise darüber. Mit den Koeffizienten der Regressionen werden die Transformationsfunktionen (Tabelle 4.6) erstellt. Die Korrelationen sind durchweg sehr hoch.

Die Transformationsfunktionen stellen die gesuchte analytische Beziehung zwischen der mittleren Abschattungsfläche und der maximalen Ausdehnung bestimmter Kristalltypen dar.

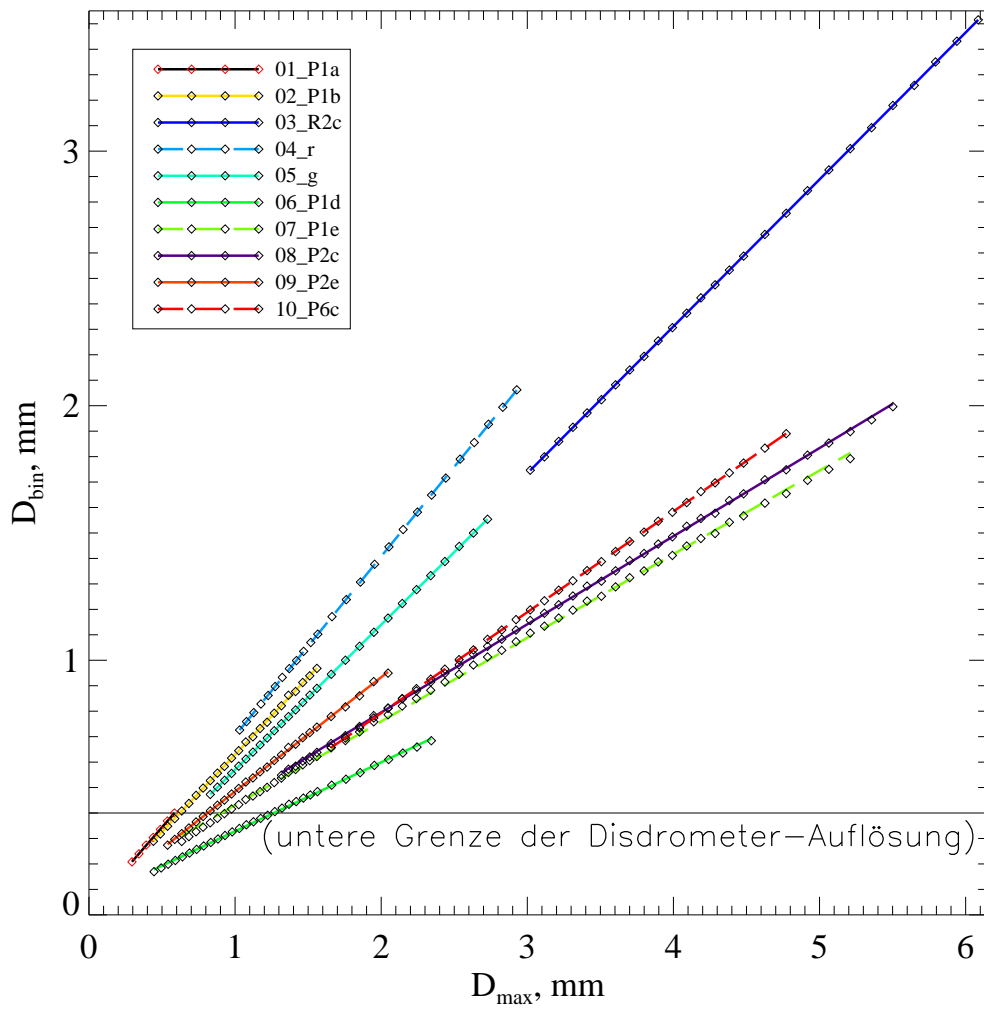


Abbildung 4.11: Fitten der Transformationsfunktionen im definierten Bereich.

Kristall	Transformationsfunktion $D_{\max} (\mu\text{m}) =$	Definitionsbereich $D_{\max} (\mu\text{m})$	Korrelation r
01_P1a	$(D_{\text{bin}} - 15.1273)/0.657826$	294 bis 585	0.999941
02_P1b	$(D_{\text{bin}} - 21.7282)/0.607769$	441 bis 1560	0.999877
03_R2c	$(D_{\text{bin}} - 2.39331)/0.577247$	3020 bis 6086	0.999993
04_r	$(D_{\text{bin}} - 0.148193)/0.703887$	1031 bis 2928	0.999995
05_g	$(D_{\text{bin}} + 0.141541)/0.570005$	830 bis 2728	0.999996
06_P1d	$(D_{\text{bin}} - 57.5696)/0.270779$	445 bis 2343	0.999630
07_P1e	$(D_{\text{bin}} - 102.886)/0.328473$	635 bis 5210	0.999736
08_P2c	$(D_{\text{bin}} - 102.741)/0.346165$	1317 bis 5502	0.999906
09_P2e	$(D_{\text{bin}} - 35.5568)/0.448928$	538 bis 2047	0.999844
10_P6c	$(D_{\text{bin}} - 0.358643)/0.396106$	1657 bis 4772	0.999994

Tabelle 4.6: Transformationsfunktionen für die modellierten Kristalle (Abbildung 4.9 und 4.10).

4.6 Vergleich der Modellergebnisse

Die Transformationsfunktionen aus Abschnitt 4.5 werden jetzt auf die Berechnung der Niederschlagsrate angewendet. Dabei wird verglichen, wie sich eine simulierte Messung des Disdrometers mit und ohne diesen Transformationen für die betrachteten Kristalltypen verhält.

Für die Simulation einer spektralen Niederschlagsrate wird $nr(\text{bin})$ nach Gleichung 3.11 mit jeweils einem Messwert pro Größenklasse ($N(\text{bin}) = 1$) nach der Zeitmethode berechnet. Gleichung 3.11 reduziert sich somit auf:

$$nr(\text{bin}) = 3600 \cdot V_{\text{fall}}(\text{bin}) \cdot M_{\text{tr}}(\text{bin}). \quad (4.4)$$

Die simulierten Niederschlagsraten werden über den Durchmesser eines Kreises, dessen Flächeninhalt der mittleren Schattenfläche eines bestimmten Kristalltyps entspricht, im für jeden Kristalltyp definierten Größenbereich aufgetragen (Abbildung 4.12).

Das bedeutet z.B., wenn Kristall '10_P6c' laut Hogan (1994) mit einer maximalen Ausdehnung von minimal 1,657 mm bis maximal 4,772 mm beobachtet wurde, dann wird mit der in Unterkapitel 4.5 ermittelten Transformationsfunktion der Durchmesser, den das Disdrometer aus der Annahme einer kreisförmigen Abschattung liefern würde, nur für diesen Größenbereich berechnet und auf der Abzisse aufgetragen. Die Niederschlagsrate wird, egal ob mit oder ohne Anwendung der Transformationsfunktion berechnet, immer über diese Schattendurchmesser aufgetragen.

Für die Berechnung der Niederschlagsrate ohne Anwendung der Transformationsfunktion wird dieser Schattendurchmesser in Gleichung 4.4 für die Bestimmung der Fallgeschwindigkeit und Masse eingesetzt (Abbildung 4.12 **A**).

Im Fall der Anwendung der Transformationsfunktion auf die Berechnung der Niederschlagsrate (Abbildung 4.12 **B**) werden die simulierten Messwerte ebenfalls über die Durchmesser der mittleren Schattenfläche aufgetragen. Für die Berechnung von $nr(\text{bin})$ wird aber der transformierte Durchmesser, welcher im Mittel der wahren maximalen Ausdehnung des Kristalls entsprechen sollte, bei der Bestimmung der Fallgeschwindigkeit und Masse der Teilchen eingesetzt. Die Anwendung der Transformation korrigiert die Niederschlagsraten somit zu höheren Werten hin.

In Abbildung 4.12 wurde die simulierte Niederschlagsrate in drei verschiedenen Achsen-einteilungen dargestellt. Abbildung **A1/B1** zeigt die Werte mit einer doppellinearen Einteilung über den gesamten Bereich. Aufgrund des deutlich größeren Definitionsbereichs von 'R4bH' im Vergleich zu den anderen Kristallen sind diese kaum zu erkennen. Abbildung **A2/B2** zeigt die selbe Darstellung mit verkürzter X- und Y-Achse und Abbildung **A3/B3** zeigt wieder den gesamten Bereich mit einer doppeltlogarithmischen Achsen-einteilung.

Durch die Darstellung der Niederschlagsrate über die Durchmesser der im Mittel belegten Größenklassen wird der Kristall '01_P1a' in diesem Vergleich nicht dargestellt, weil er durch seine geringe beobachtete Größe und unter Anwendung der Transformation auf die mittleren Schattenflächen aus dem Messbereich des Disdrometers heraus fällt (Unterkapitel 4.5).

Die Kristalle 'R4bH' (Hogan (1994)) und 'R4bL' (Locatelli und Hobbs (1974)) werden beide als 'Lump Graupel' bezeichnet, welcher als quasi kugelförmig angenommen wird. Daher braucht hier keine Transformation des Durchmessers der Schattenfläche durchgeführt werden, die Kurven in den Darstellungen mit und ohne Transformation (Abbildung 4.12 B,A) sind identisch. Es sind allerdings große Unterschiede in den 'Lump Graupel'-Niederschlagsraten zwischen den beiden Quellen zu erkennen, obwohl es sich um ein und denselben Kristalltyp handelt.

Die Gründe dieser Unterschiede in den simulierten Niederschlagsraten liegen in den unterschiedlichen Parametrisierungen der Masse und Fallgeschwindigkeit. Bei Locatelli und Hobbs (1974) liefert die Parametrisierung von Masse und Fallgeschwindigkeit für 'Lump Graupel' bei gleicher beobachteter maximaler Ausdehnung höhere Werte als bei Hogan (1994). Dies kann auf die Fehler bei der Ermittlung der empirischen Funktionen zurückgeführt werden.

Die Anwendung der Transformationsfunktionen auf die Berechnung der Niederschlagsrate zeigt für die simulierten Kristalltypen deutliche Unterschiede zu den berechneten Niederschlagsraten ohne Anwendung der Transformationsfunktionen. Abschnitt 4.7 untersucht diese Unterschiede und stellt eine These auf, wie die Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer ausgewertet werden kann.

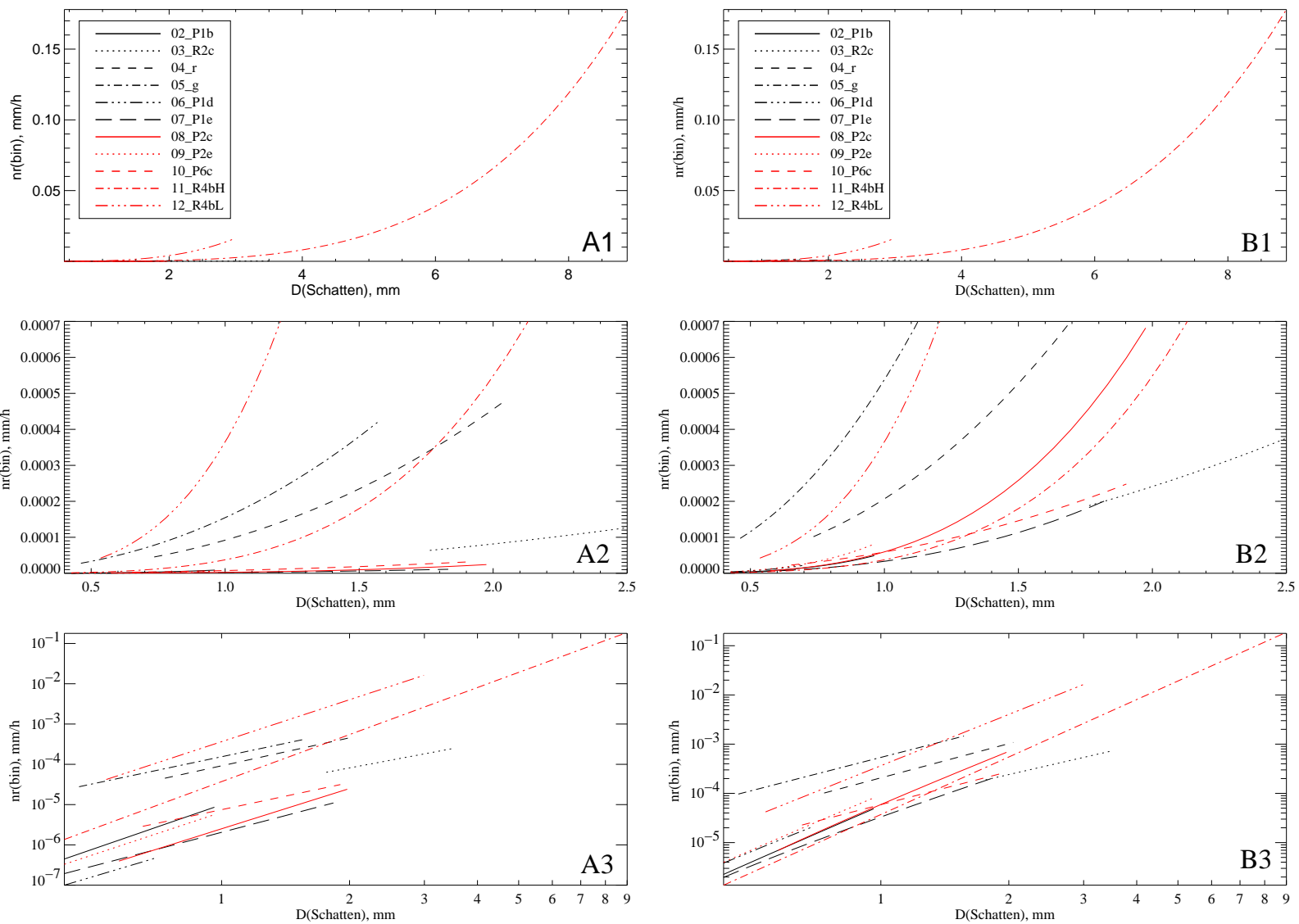


Abbildung 4.12: Spektrale Niederschlagsrate nach der Zeitmethode unter Annahme einer Anzahldichte von $N(\text{bin})=1$ im definierten Bereich der Kristalle, **A:** ohne Transformationsfunktion, **B:** mit Transformationsfunktion.

4.7 Diskussion der Modellergebnisse

Die in Abschnitt 4.6 dargestellten Modellergebnisse, zwischen der mit und ohne Transformationsfunktion berechneten simulierten Niederschlagsrate, zeigen deutliche Unterschiede. Abschnitt 4.7 dient der Interpretation dieser Ergebnisse und der daraus resultierenden Festlegung, ob und wie fester Niederschlag mit dem optischen Disdrometer gemessen werden kann.

Es ist zu erwarten, dass alle Kristallparametrisierungen, deren Kristalle eine maximale Ausdehnung größer als der Durchmesser ihrer mittleren Schattenfläche haben, ohne Anwendung der Transformation eine niedrigere Niederschlagsrate produzieren als 'Lump Graupel'. Anderenfalls müssten komplizierte Schneeflocken, bestehend aus einzelnen Kristallen und Dendriten, eine wesentlich höhere Fallgeschwindigkeit und/oder einen wesentlich höheren Flüssigwassergehalt haben als die kompakten Graupelteilchen. Die Niederschlagsraten der Kristalle '04_r' und '05_g' sind aber schon ohne Transformation für jede beobachtete Größe höher als die von Kristall '11_R4bH' (Abbildung 4.12 A3).

Im Vergleich zum 'Lump Graupel' von Locatelli und Hobbs (1974) ('12_R4bL') dagegen liegen sie, wie erwartet, darunter. Die Parametrisierungen dieser beiden Kristalle basieren ebenfalls auf Locatelli und Hobbs (1974). Alle anderen Parametrisierungen, welche ohne Transformation auch unterhalb der Niederschlagsrate von '11_R4bH' liegen stammen von Hogan (1994). Man kann also vermuten, dass systematische Unterschiede oder Fehler zwischen beiden Quellen bei der Erstellung der Parametrisierungen auftreten. Aufgrund dieser Unterschiede ist ein direkter Vergleich der aus Parametrisierungen von Locatelli und Hobbs (1974) und Hogan (1994) berechneten, transformierten Niederschlagsraten nicht möglich. Im Weiteren werden bei der Fehlerabschätzung beide Quellen unterschieden.

Werden die simulierten Niederschlagsraten der einzelnen Kristallparametrisierungen mit Anwendung der Transformationsfunktionen berechnet, so verschieben sie sich in Richtung der Niederschlagsrate von 'Lump Graupel'.

These:

Die Verschiebung der Niederschlagsraten der einzelnen Kristalle in Richtung der Niederschlagsrate von 'Lump Graupel' durch Verwendung der einzelnen Transformationsfunktionen lässt vermuten, dass im Mittel als Ansatz zur Berechnung der Niederschlagsrate aus Messungen mit dem optischen Disdrometer bei festem Niederschlag die Parametrisierungen der Masse und Fallgeschwindigkeit für 'Lump Graupel' ohne Transformation ausreichen.

Um diese These zu erhärten, werden nachfolgend mehrere Untersuchungen vorgenommen. Zunächst werden für jeden untersuchten Kristalltyp die Beträge der Differenzen der Niederschlagsraten mit und ohne Transformation zu der Niederschlagsrate des 'Lump Graupels' gebildet (Abbildung 4.13).

Dabei beziehen sich die Kristalle '04_r' und '05_g' auf die Parametrisierung '12_R4bL' aus

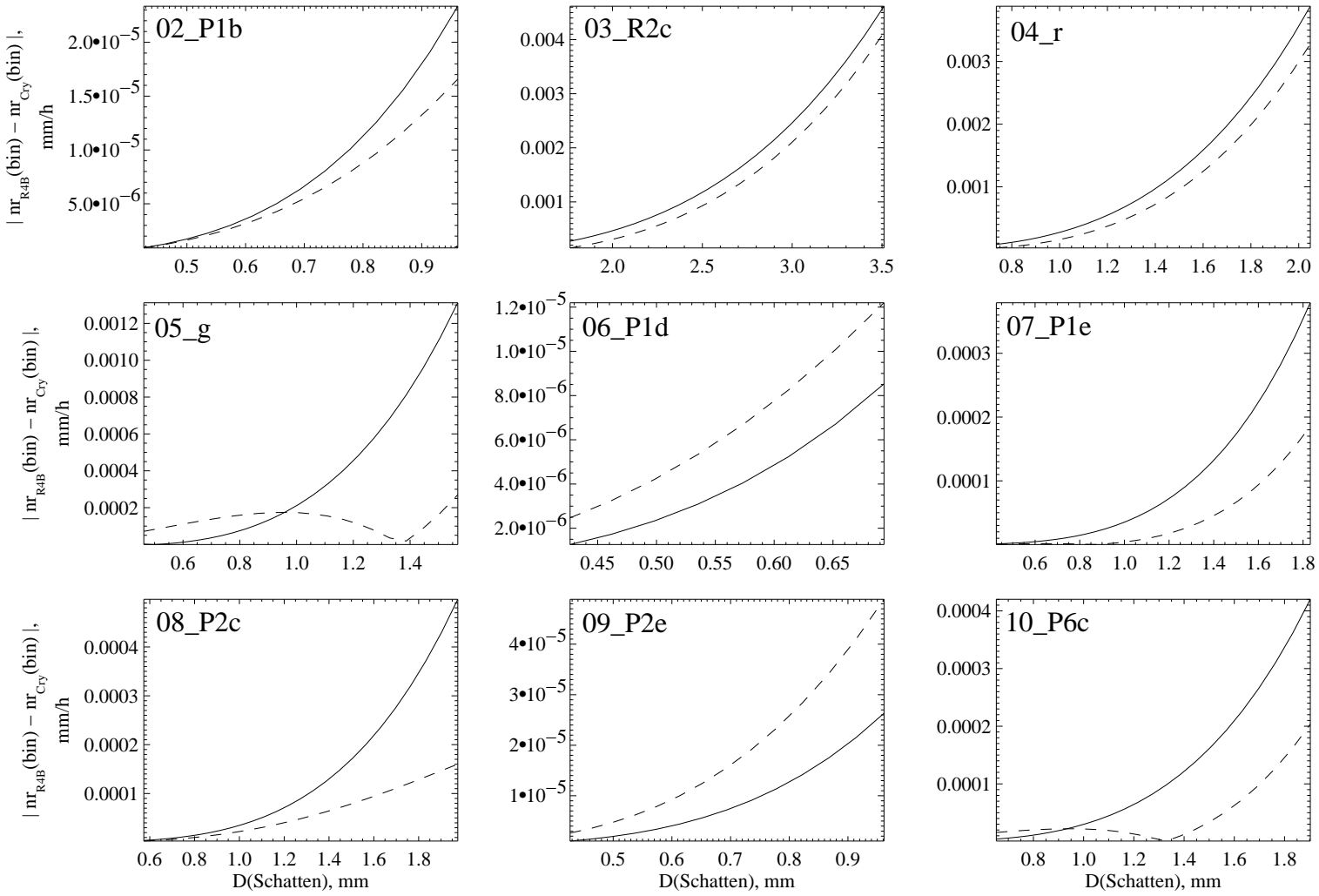


Abbildung 4.13: Differenzbetrag der Niederschlagsrate eines bestimmten Kristalls zum 'Lump Graupel' ohne Transformation (durchgezogene Linie) und mit Transformation (gestrichelte Linie).

Locatelli und Hobbs (1974) und alle anderen auf die Parametrisierung '11_R4bH' aus Hogan (1994). Bei den Kristallen '02_P1b', '07_P1e', '08_P2c' und '10_P6c' liegen die transformierten Differenzbeträge der Niederschlagsrate deutlich unterhalb der nicht transformierten Beträge. Sie sind demnach der Niederschlagsrate des 'Lump Graupels' ähnlicher. Bei Kristall '03_R2c' ist der Unterschied zur nichttransformierten Niederschlagsrate nur gering. Für die Kristalle '06_P1d' und '09_P2e' vergrößert sich der Differenzbetrag. Das bedeutet, dass bei diesen beiden die Anwendung der Transformation die Niederschlagsrate mehr überschätzen würde, als sie ohne Transformation unterschätzt wird.

Aus der Disdrometermessung ist die Kristallart nicht zu ermitteln. Deshalb wird angenommen, dass alle untersuchten Kristalle gleichmäßig verteilt vorkommen können und die Summe der Differenzen der Niederschlagsraten der einzelnen Kristalle zur Niederschlagsrate von 'Lump Graupel' gebildet (Abbildung 4.14, nur für die sieben Parametrisierungen von Hogan (1994)). Für diesen Vergleich wird wieder, wie schon in Abbildung

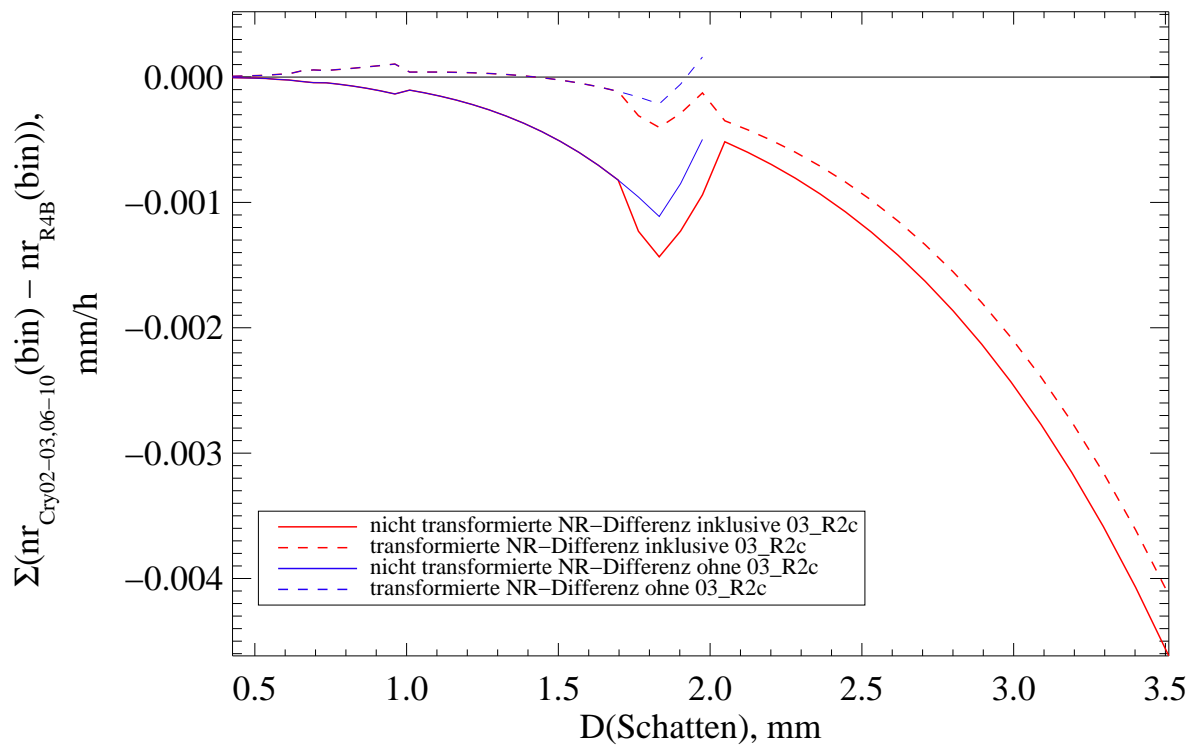


Abbildung 4.14: Summe der Differenzen der simulierten Niederschlagsraten der Kristalle zum 'Lump Graupel' ohne Transformation (durchgezogene Linie) und mit Transformation (gestrichelte Linie).

4.12 und 4.13, im definierten Bereich der Kristalle jeder Größenklasse eine Anzahldichte von $N(\text{bin}) = 1$ zugewiesen und die Niederschlagsrate berechnet. Anschließend werden die Differenzen der Niederschlagsrate jedes in der jeweiligen Größenklasse vorkommenden Kristalls zur Niederschlagsrate von 'Lump Graupel' gebildet und aufaddiert. Da diese Differenzen sowohl negativ als auch positiv sein können (Abbildung 4.12 B3 bei $D = 1 - 2\text{mm}$) und der Betrag der Differenz bei fünf von sieben Kristallen durch die

Transformation geringer wird (Abbildung 4.13) ist die Summe der Differenzen der Niederschlagsraten mit Anwendung der Transformationsfunktion im Mittel geringer als ohne Transformationsfunktion. Besonders im Größenbereich von 0,5 mm bis 2 mm Durchmesser der Schattenfläche, in welchem die meisten der modellierten Kristalle definiert sind, ist dies deutlich zu erkennen.

Ab einem Schattendurchmesser von etwa 2,05 mm trägt nur noch der Kristall '03_R2c' zur Kurve in Abbildung 4.14 bei und sie ähnelt dessen Kurve in Abbildung 4.13. Zum Vergleich zeigen die blauen Linien die Summen der Differenzen ohne den Kristall 03_R2c. Der Fehler durch den Kristall 03_R2c wird an späterer Stelle diskutiert.

Da sich die Summe der Differenzen bei Anwendung der Transformation im Vergleich zur Summe der Differenzen ohne Anwendung der Transformation verringert, kann man annehmen, dass die transformierten Niederschlagsraten in den entsprechenden Größenklassen relativ gleichverteilt um die Niederschlagsrate von 'Lump Graupel' herum liegen.

Eine Fehlerabschätzung, zum Beispiel nach dem Gauss'schen Fehlerfortpflanzungsgesetz, macht bei dieser Untersuchung wenig Sinn, da dieses Verfahren den Fehler der Einzelmessung vom wahrscheinlichen Wert bestimmen würde. Wie am Anfang von Kapitel 4 schon diskutiert, ist die genaue Messung der Niederschlagsrate eines einzelnen Kristalls mit dem eindimensional messenden Disdrometer nicht möglich, sondern nur im statistischen Mittel vieler Messereignisse sinnvoll. Ausserdem müsste bei der Berechnung des mittleren Messfehlers eines einzelnen Niederschlagsteilchens nach der Gauss'schen Fehlerfortpflanzung jeder mögliche Fehler genau bekannt sein, was bei den Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und Masse nicht der Fall ist.

Im Folgenden wird untersucht, ob die Parametrisierungen der Masse und Fallgeschwindigkeit von 'Lump Graupel' im Mittel bei Auftreten unterschiedlicher Kristalltypen zur Berechnung der Niederschlagsrate ausreicht. Dafür werden die Differenzen der simulierten Niederschlagsraten der verschiedenen Kristalle zu 'Lump Graupel' aus einem Intervall mehrerer benachbarter Größenklassen zusammengefasst und der Mittelwert und dessen Standardabweichung dieser Verteilung bestimmt. Dafür wird wieder die Niederschlagsrate nach dem Schema in Abbildung 4.12 simuliert, die Differenz zu LG gebildet und jeweils in mehrere Intervalle von etwa 40 Werten aus zusammenhängenden Größenklassen eingeteilt, wobei die Intervalle sich jeweils um eine Größenklasse von der kleinsten bis zur größtmöglichen Klasse durchschieben. Das erste Intervall beginnt mit Größenklasse 14 und endet mit Klasse 22 (Abbildung 4.15). Das folgende Intervall beginnt mit Klasse 15 und endet mit 23, das letzte Intervall umfasst die Klassen 38 bis 60. Die Intervallbreite vergrößert sich zu größeren Durchmessern hin, da die Zahl der beobachteten Kristalle abnimmt und die Anzahl der Werte im Intervall auf etwa 40 gehalten wird.

Die einzelnen Differenzen aus den transformierten Niederschlagsraten der Kristalle, welche zur Berechnung des Mittelwertes und der Standardabweichung benutzt werden sind jeweils für das erste und letzte Intervall als Symbol mit eingezeichnet. Zum Vergleich zeigt eine schwarze Linie den Mittelwert der Absolutwerte von 'Lump Graupel' für jedes Intervall, wenn die etwa 40 Werte alle mit der LG-Parametrisierung berechnet werden.

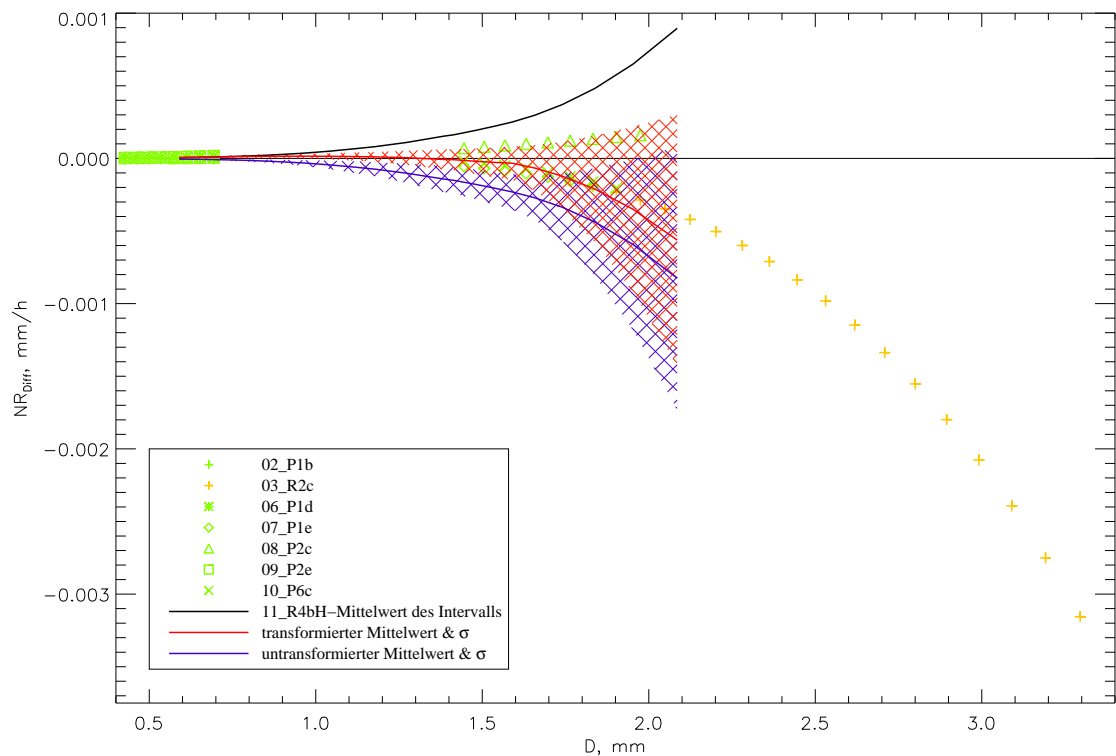


Abbildung 4.15: Laufende Mittelwerte und laufende Standardabweichungen der Differenzen der Niederschlagsrate der Kristalle zu LG in Intervallen zu 40 Werten über mehrere Größenklassen eingeteilt. Alle mit Parametrisierungen von Hogan (1994) simulierten Kristalle.

In Abbildung 4.15 liegt der Mittelwert der transformierten Differenzen (rot) bis etwa 1,6 mm Schattendurchmesser sehr dicht an der Nulllinie und die Standardabweichung ist relativ gering. Danach vergrößert sich die mittlere, transformierte Differenz und deren Standardabweichung ähnlich stark wie die nicht transformierte (blau).

Angenommen:

- es sind mehrere Größenklassen bei einer Messung belegt (insgesamt ca. 40 Werte),
- die Kristallart jedes einzelnen Messwertes in einer Klasse ist bekannt und entspricht in jedem Fall einem der modellierten Kristalle aus Hogan (1994),
- die Transformation für die entsprechenden Kristalle wird zur Berechnung der Niederschlagsrate angewendet.

=> Dann weicht die berechnete Niederschlagsrate nur in dem Maße von der Niederschlagsrate der 'Lump Graupel'-Parametrisierung ohne Transformation ab, wie die rote Linie in Abbildung 4.15 von der Nulllinie abweicht.

Bei größeren Durchmessern ist diese Abweichung sehr groß und kaum besser, als die untransformierten Niederschlagsraten. Da besonders die großen Teilchen den Betrag der Niederschlagsrate bestimmen, ist dieses Ergebnis keine Bestätigung der aufgestellten These.

Bei Betrachtung der einzelnen transformierten Messwertdifferenzen, welche für den Mit-

telwert und die Standardabweichung des letzten Intervalls bei etwa 2,09 mm Schattendurchmesser verantwortlich sind, ist klar die Dominanz des Kristalls 03_R2c (+) zu erkennen. Dies ist dadurch begründet, dass der Kristall 03_R2c laut seiner beobachteten Größe und der ermittelten Transformationsfunktion als einziger der betrachteten Fälle eine runde mittlere Schattenfläche von 2 mm bis 3,5 mm Durchmesser erzeugt. Alle anderen Kristalle wurden nur bei kleineren Schattendurchmessern von 0,4 bis 2 mm beobachtet. Die Annahme, dass sich die transformierten Niederschlagsraten der Kristallparametrisierungen gleichmäßig um die Niederschlagsrate von 'Lump Graupel' verteilen kann also oberhalb von 2 mm Schattendurchmesser bei diesem Datensatz nicht mehr zutreffen, da ab dieser Größe nur noch ein Kristall zur Verfügung steht.

Aber wie weiter oben bemerkt und in Abbildung 4.13 zu sehen, zeigen gerade die Parametrisierungen des Kristalls 03_R2c keine große Reaktion auf die Anwendung der ermittelten Transformationsfunktion bei der Berechnung der Niederschlagsrate. Dies kann durch eine fehlerhafte Konstruktion des Kristalls begründet sein.

Der Kristall 03_R2c wurde vermutlich zu massiv konstruiert. Eventuell sind die Äste, welche senkrecht auf dem Dendriten stehen, zu dick.

Der Grund für diese fehlerhafte Konstruktion liegt im Mangel an Information über die Beschaffenheit des Kristalls. Alle verfügbaren Informationen sind die beobachteten Größen der maximalen Ausdehnung und die Skizze der Kristallform aus Abbildung 4.8. Für die Kristalle 02_P1b, 06_P1d, 07_P1e, 08_P2c, 09_P2e existieren zusätzlich Beziehungen zwischen deren maximaler Ausdehnung und Dicke (Tabelle 4.4). Außerdem sind sie alle flach und daher leichter zu konstruieren.

Die Konstruktion der Kristallform bestimmt somit entscheidend das Ergebnis der simulierten Niederschlagsraten. Die Tatsache, dass der Kristall 10_P6c nicht ähnlich große Fehler wie Kristall 03_R2c verursacht, scheint durch eine zufällig gut getroffene Konstruktion begründet zu sein. Für diesen Kristall stehen die gleichen Informationen wie für 03_R2c zur Verfügung.

Die gleiche Untersuchung bezüglich der laufenden Mittelwerte und Standardabweichungen wird in Abbildung 4.16 ohne Kristall 03_R2c durchgeführt. Das letzte Intervall umfasst jetzt die Klassen 31 bis 44. Es ist deutlich ein Unterschied zwischen den Differenzen der transformierten und der nichttransformierten Niederschlagsraten zu erkennen. Der Mittelwert der Intervalle der transformierten Differenzen liegt nur knapp über oder unter der Nulllinie, der Bereich der Standardabweichung enthält ab etwa 0,9 mm Schattendurchmesser die Nulllinie und liegt bei kleineren Durchmessern nur knapp darüber.

Im Vergleich zur berechneten Niederschlagsrate der verschiedenen Kristallparametrisierungen ohne Anwendung der Transformation wird die transformierte Niederschlagsrate gut von der Lump-Graupel-Parametrisierung ohne Transformation wiedergegeben.

Dieses Ergebnis untermauert die aufgestellte These, ohne Transformation und nur mit den Parametrisierungen von 'Lump Graupel' die Niederschlagsrate berechnen zu können.

Weil kleine Fehler in der Konstruktion der Kristallform schon große Auswirkungen auf das Ergebnis haben können, werden die simulierten Kristalltypen '04_r' und '05_g' von Locatelli und Hobbs (1974) nicht näher betrachtet. Die einzigen Informationen für die

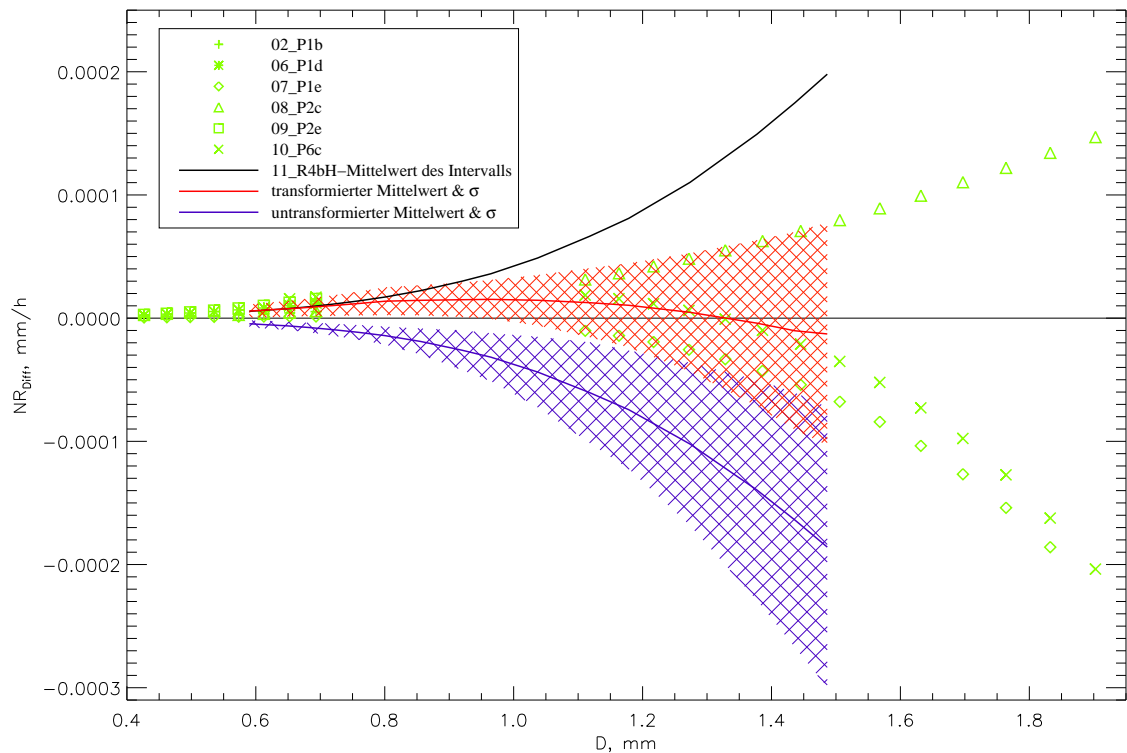


Abbildung 4.16: Laufende Mittelwerte und laufende Standardabweichungen der Differenzen der Niederschlagsrate der Kristalle zu LG in Intervallen zu 40 Werten über mehrere Größenklassen eingeteilt. Kristalle mit Parametrisierungen von Hogan (1994) simuliert, ohne Kristall 03_R2c.

Erstellung der virtuellen Kristalle bestehen in jeweils einem qualitativ schlechten Foto (Abbildung 4.17) und in den Größenangaben der Kristalle. Zusätzlich handelt es sich um räumlich sehr variable Kristalltypen.

Die Fehler in der Konstruktion der Kristalle sind aber nicht die einzigen, welche in die Berechnung der Niederschlagsrate eingehen. Die Funktionen der Fallgeschwindigkeit und Masse bezüglich des Durchmessers eines Kreises, welcher den Kristall in der Ebene seiner maximalen Ausdehnung gerade einschließt, sind empirische Formeln. Diese haben gewisse Fehler, denn sie resultieren aus verhältnismäßig wenig Messwerten, welche relativ breit um die Regressionskurven streuen (Hogan (1994) und Locatelli und Hobbs (1974)) (Abbildung 4.18 und 4.19).

Bei Verwendung der Anzahlmethode muss der Wind zusätzlich gemessen werden und geht mit seinem Messfehler in die Rechnung ein. Da die Wahrheit nicht bekannt ist und nicht alle genannten Fehler genau bestimmt werden können ist es an dieser Stelle nicht möglich einen Absolutfehler der Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer anzugeben.

Bei der Messung spezieller Kristalltypen kann der relative Fehler aufgrund der Anwendung der Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und der Masse von 'Lump Graupel' aus Abbildung 4.16 grob abgeschätzt werden. Im letzten betrachteten Intervall von

etwa 1,1 mm bis 1,9 mm Durchmesser der Schattenfläche liegt die Abweichung der Niederschlagsrate für unterschiedliche Kristalltypen zwischen ca. 20 bis 40 % des Absolutwertes der entsprechenden 'Lump Graupel'-Niederschlagsrate (schwarze Linie).

Bei den Intervallen mit kleineren Schattendurchmessern verschlechtert sich dieser relative Fehler. Bei festem Niederschlag kann aber in den meisten Fällen von deutlich größeren Niederschlagspartikeln ausgegangen werden.

Die Ergebnisse der Modellstudie zeigen, dass die Chance besteht, aus Messungen festen Niederschlags sinnvolle Werte der Niederschlagsrate mit den Parametrisierungen von 'Lump Graupel' zu erhalten. Dazu sind weitere Untersuchungen mit realen Messwerten notwendig, welche ansatzweise in Kapitel 5 folgen.

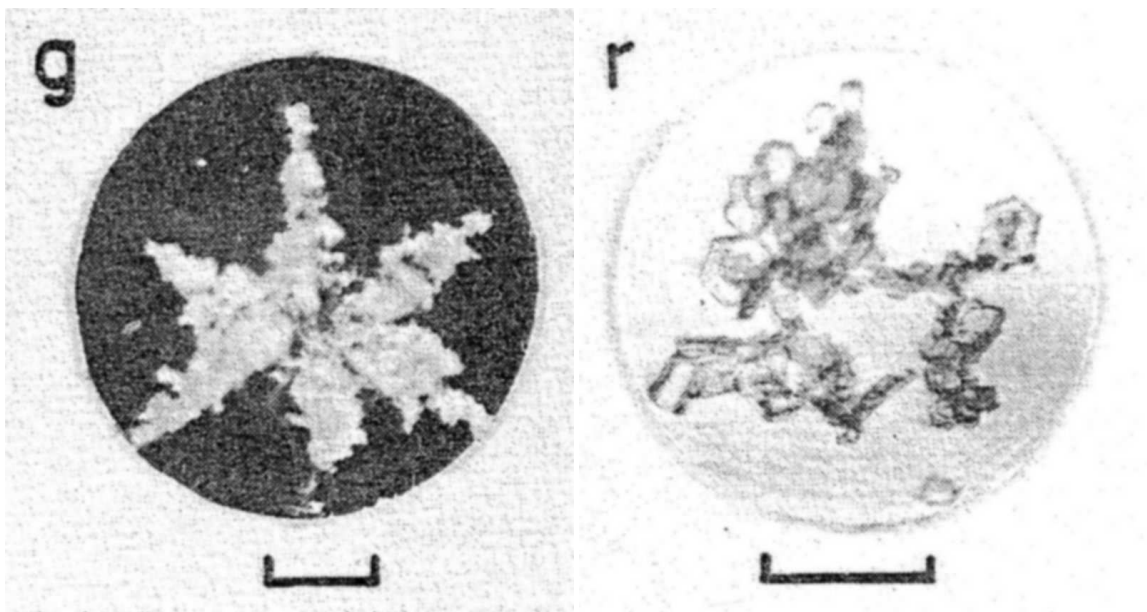


Abbildung 4.17: Von Locatelli und Hobbs (1974) untersuchte Kristalltypen: **g** densely rimed radiating assemblage of dendrites, **r** unrimed aggregate of bullets, columns, assemblages of plates and side planes. Die Linie unter den Fotos entspricht einem Millimeter.

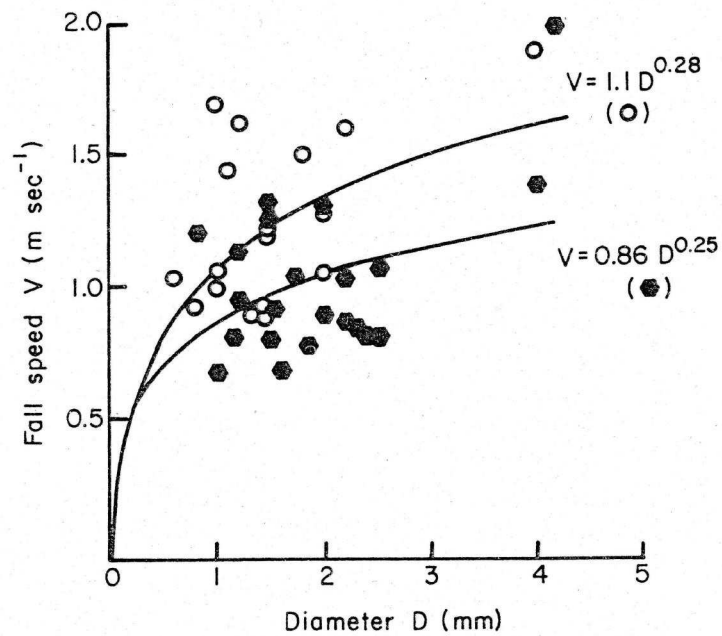


Abbildung 4.18: Fallgeschwindigkeit über Durchmesser für graupelähnlichen Schnee in 'Lump'-Form (Kreise) und in hexagonaler Form (Sechsecke) (Locatelli und Hobbs (1974)).

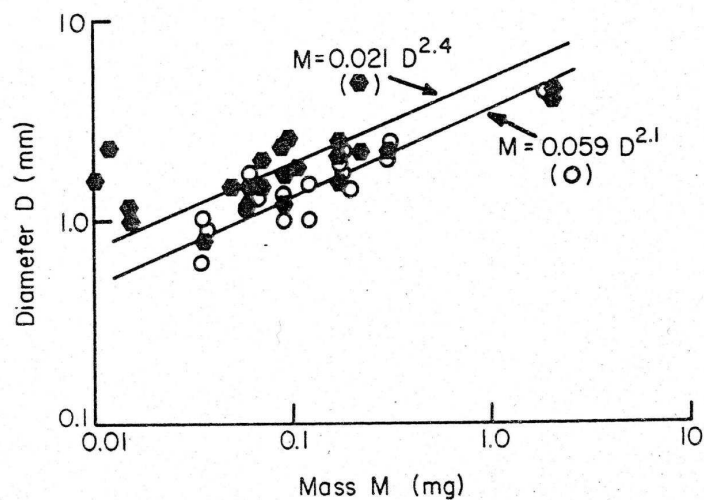


Abbildung 4.19: Durchmesser über Masse für graupelähnlichen Schnee in 'Lump'-Form (Kreise) und in hexagonaler Form (Sechsecke) (Locatelli und Hobbs (1974)).

Kapitel 5

Auswertung von Disdrometer-Messungen

Es wurden mehrere Messungen mit dem Schneedisdrometer durchgeführt. Für eine Validierung des Gerätes sind diese allerdings nicht ausreichend. In diesem Kapitel werden die Daten kurz vorgestellt und unter Anwendung der Ergebnisse aus Kapitel 4 ausgewertet.

5.1 Beschreibung des Datensatzes

Im Winter 1999/2000 wurde das Schneedisdrometer in Uppsala, etwa 40 km nördlich von Stockholm, aufgebaut. Um einen Vergleich der gemessenen Niederschlagsrate zu erhalten befand sich in unmittelbarer Nähe des Disdrometers ein Geonor-Niederschlagsmessgerät wie in Abbildung 5.1 dargestellt.



Abbildung 5.1:
*Geonor-Niederschlagsmessgerät mit
einfachem Windschutz
(GEONOR-Inc (2006))*

Zusätzlich wurde einmal pro Tag der neu gefallene Niederschlag mittels manueller Messung bestimmt. Dafür wurde der Niederschlag mit einem vor Wind geschützten Behälter aufgefangen und die gefallene Menge Wasser mit einem Messbecher ermittelt. Im Falle von Schnee wurde dieser vorher geschmolzen. Das Geonor ist ein Niederschlagsmesser nach dem Vibrationsdrahtprinzip. In einem kleinen Behälter mit Öffnung nach oben werden die Niederschlagsteilchen gesammelt. Die Niederschlagsrate bestimmt sich aus der Massendifferenz innerhalb eines bestimmten Messzeitraumes. Dafür muss die Masse des Behälters ständig bestimmt werden. Er ist an drei dünnen Drähten aufgehängt. Diese Drähte werden ständig in Vibration versetzt, wobei die Frequenz der Schwingungen gemessen wird.

Bei Massenzunahme dehnen sich die Drähte und die Schwingungsfrequenz erhöht sich. Sie ist proportional zur Masse des gefallenen Niederschlags.

Das Geonor hat bezüglich des Windes die gleichen Probleme wie z.B. ein Hellmann-Niederschlagssammler. Um den Umströmungsfehler zu minimieren wird ein Windschutz um das Geonor installiert. Der in Abbildung 5.1 verwendete Windschutz ist auf die Messung von Regen optimiert. Für die Schneemessung auf freiem Feld werden normalerweise zusätzlich zwei hohe Lattenzäune (DFIR - Double Fence International Reference) verwendet, welche in bestimmten Abständen konzentrisch um das Gerät aufgestellt sind (Abbildung 5.2).



Abbildung 5.2: Geonor mit einfachem Windschutz (links) und mit DFIR-Windschutz (rechts) Cole (2006).

Für die vorliegende Messung wurde allerdings nur der in Abbildung 5.1 abgebildete Windschutz verwendet. Dies ist legitim, da das Messfeld in weiterem Abstand von mehreren Häusern umgeben war und so schon eine gewisse Windgeschütztheit erreicht wurde. Die Messbedingungen waren aber nach WMO-Richtlinien (Kapitel 2.4) nicht optimal. Zudem gab es während des Messzeitraumes technische Probleme mit dem Geonor. Einer der drei Sensoren war zweimal defekt und musste ausgetauscht werden. Aus diesem Grund können die Disdrometerdaten nur an den Tagen mit den Daten vom Geonor verglichen werden, an denen die Tagessumme vom Geonor mit den manuellen Messungen annähernd übereinstimmen. Die Disdrometer-Messungen liegen in Einminutenmitteln vor, die Geonor-Daten in Zehnminutenmitteln und die manuellen Messungen in Tageswerten.

Um die Wetterverhältnisse einschätzen zu können werden Synop-Daten vom etwa 20 km entfernten Flughafen Arlanda herangezogen. Die Verschlüsselung der Synopdaten ent-

spricht nicht der üblichen Schlüssel­tafel vom DWD. Um herauszufinden, wie der Wetterverlauf (W1 und W2) codiert ist, werden die Schlüssel­zahlen über die Zeitreihe zusammen mit der Schlüssel­zahl für das momentane Wetter (ww) aufgetragen. Eine Mustererkennung führt zu dem Ergebnis, dass zur Mehrzahl der Schlüssel­zahlen W1 und W2 nur ein Wert von 10 dazu addiert wurde. Nach der Korrektur entspricht die Verschlüsselung der allgemein Üblichen.

Im folgenden Abschnitt wird diskutiert, wie offensichtliche Messfehler in den Spektren der Disdrometermessungen zu erkennen und zu beseitigen sind. Im Anschluss erfolgt die Auswertung der Daten bezüglich der Niederschlagsrate.

5.2 Korrektur der Spektren

Das Schneedisdrometer verfügt nicht, wie das Regendisdrometer, über einen Filter, welcher für Regentropfen unrealistisch lange Aufenthaltszeiten im Messvolumen herausfiltert (Abschnitt 3.2.2).

Bei Regen oder Schnee kann es dazu kommen, dass sich Wasser oder Schnee auf dem Gehäuse des Disdrometers sammelt und in Form größerer Tropfen oder Schneeklumpen herabtröpft. Der Messimpuls, der durch diesen Vorgang erzeugt wird, ist meist in einer deutlich höheren Größenklasse anzutreffen, als die Niederschlagsteilchen, welche ungehindert durch das Messvolumen gefallen sind.

Dies ist im Spektrum daran zu erkennen, dass zwischen den von Niederschlagsteilchen belegten Größenklassen und der fehlerhaften Messung viele zusammenhängende Größenklassen nicht belegt sind. Zwei dieser fehlerhaften Spektren sind in Abbildung 5.3 dargestellt. Die relative Häufigkeit der registrierten Niederschlagspartikel ist über den gemessenen Schattendurchmesser aufgetragen. Die Karos unterhalb der Nulllinie stellen die nicht belegten Größenklassen dar.

Im linken Bild ist die fehlerhafte Messung sehr eindeutig; bei einer Lufttemperatur von 10°C ist nicht mehr mit Schnee zu rechnen, der Synop gibt für diese Messung keine Hinweise auf Hagel, also war es sehr wahrscheinlich ein großer Wassertropfen, welcher langsam durch das Messvolumen tropfte.

Im rechten Bild von Abbildung 5.3 ist die Anzahl der unbelegten Größenklassen bis zum größten Messwert etwas geringer, aber die Gesamtzahl der registrierten Partikel in diesem Spektrum ist mit $N=1925$ deutlich höher. Damit sinkt die Wahrscheinlichkeit, dass ein einzelnes Partikel deutlich größer ist als alle anderen.

Um diese Fehler in den Spektren zu korrigieren, wird der größte Messwert jedes Spektrums verworfen, wenn mehr als 10 Größenklassen bis zum zweitgrößten Messwert unbelegt sind.

Die Ergebnisse werden im nächsten Abschnitt vorgestellt.

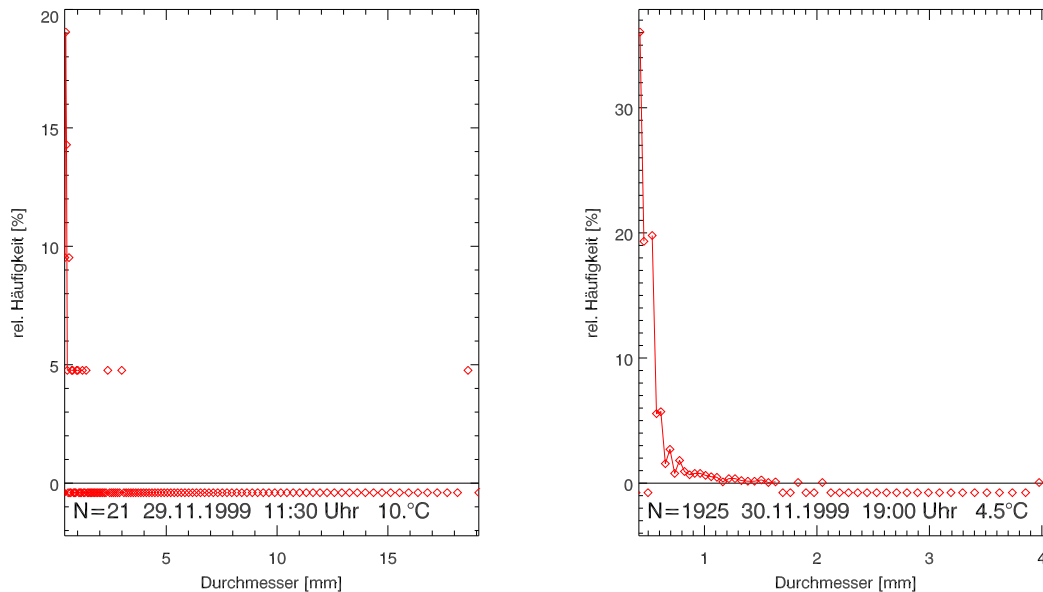


Abbildung 5.3: Fehlerhafte Spektren. Relative Häufigkeit der gemessenen Niederschlags- teilchen über den gemessenen Durchmesser aufgetragen. Nicht belegte Größenklassen liegen unterhalb der Nulllinie. **Links:** Zehnminutenmessung mit $N=21$ registrierten Teilchen, **rechts:** Zehnminutenmessung mit $N=1925$ registrierten Teilchen.

5.3 Gemessener Niederschlag, Uppsala 1999/2000

Nach der Korrektur der Spektren können die dazugehörigen Niederschlagsraten nach Gleichung 3.11 berechnet werden.

Als erstes wird die spektrale Anzahldichte jedes Spektrums nach der Zeitmethode (Gleichung 3.12) ermittelt. Die Anzahlmethode kann hier nicht angewendet werden, da die Windgeschwindigkeit auf der Höhe des Disdrometers nicht gemessen wurde.

Im nächsten Schritt müssen Masse und Fallgeschwindigkeit für jede Größenklasse bestimmt werden, wobei die Art des gefallenen Niederschlags entscheidend ist. Das Disdrometer ist nicht in der Lage, diese zu bestimmen. Der vorliegende Datensatz aus Uppsala beginnt am 24.11.1999 und endet am 12.04.2000. Der Großteil der Niederschläge in diesem Zeitraum ist fester Art.

Deshalb wurde im ersten Versuch die Niederschlagsrate aus dem gesamten Datensatz mit den Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' berechnet. Die Disdrometerdaten wurden zu Tagessummen von jeweils 6 bis 6 Uhr zusammengefasst und mit den Daten vom Geonor-Niederschlagssammler und den manuellen Messungen verglichen (Abbildung 5.4).

Zusätzlich wurde die Temperatur mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Minuten dargestellt. Abbildung B.1 in Anhang B zeigt dieselben Daten zusammen mit dem Luftdruck und der Windgeschwindigkeit an der Station.

Es ist zu erkennen, dass das Disdrometer teilweise deutlich mehr (3.12.1999; 19.1.2000;

24.2.2000; 3.3.2000) und teilweise deutlich weniger (25.12.1999; 29.1.2000; 4.4.2000) Niederschlag misst als die Vergleichsmessungen. Bei einer Überschätzung der Vergleichsmessung handelt es sich meistens um festen Niederschlag. Die Tatsache, dass das Disdrometer erheblich mehr Niederschlag als die Vergleichsmessung angibt, kann zum einen damit begründet sein, dass das Vergleichsgerät die wahre Niederschlagsmenge aufgrund von hohen Windgeschwindigkeiten unterschätzt (Sevruk et al. (1989)) oder dass für dieses Niederschlagsereignis die Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' zu große Werte liefern. Wenn die Vergleichsmessungen gar keinen Niederschlag liefern, kann dies mit einem Defekt des Vergleichsgerätes oder der Tatsache, dass die manuelle Messung an diesem Tag nicht durchgeführt wurde, erklärt werden.

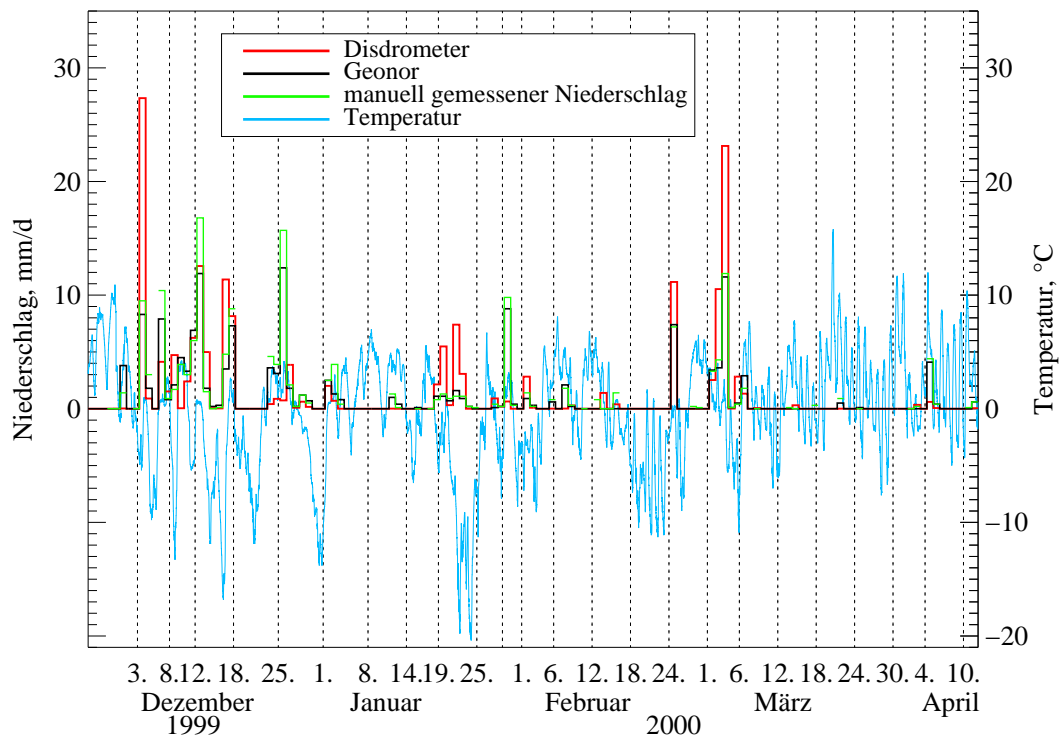


Abbildung 5.4: Vergleich der Tagessummen des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' zur Berechnung der Niederschlagsrate, zusammen mit der Temperatur in 10 Minutenmitteln über die Zeit aufgetragen.

Wenn das Disdrometer die Vergleichsmessungen deutlich unterschätzt, dann kann man von flüssigem Niederschlag ausgehen. Das Disdrometer unterschätzt die Niederschlagsmenge um ein Vielfaches, wenn flüssiger Niederschlag mit den Parametrisierungen für

die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' behandelt wird.

Wenn das Disdrometer die Vergleichsmessungen nur knapp unterschätzt (1.3.2000; 6.3.2000), kann gemischter Niederschlag dafür verantwortlich sein. Dann wird nur der flüssige Anteil des Niederschlags vom Disdrometer unterschätzt.

Für eine Abschätzung der gefallen Niederschlagsmenge während des gesamten Messzeitraumes von 141 Tagen werden die Tagessummen aus Abbildung 5.4 über die Zeit aufsummiert und aufgetragen (Abbildung 5.5). Die Gesamtsumme des Niederschlags

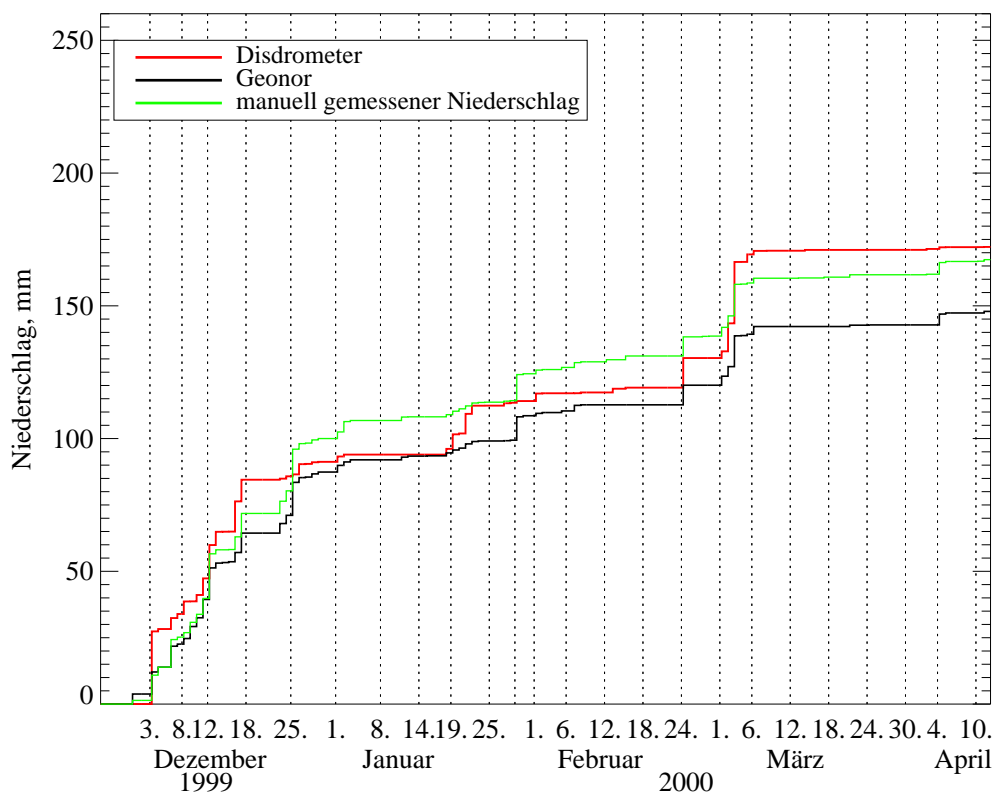


Abbildung 5.5: Vergleich der Summe der Tageswerte des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' zur Berechnung der Niederschlagsrate.

stimmt beim Disdrometer und den manuellen Messungen relativ gut überein, das Geonor zeigt eine etwas größere Unterschätzung. Dies kann durch die Defekte des Geonors bedingt sein.

Die Form der Graphen von den Disdrometer- und den manuellen Messungen in Abbildung 5.5 zeigen einige Ähnlichkeiten, aber auch deutliche Unterschiede. Um den Zusammenhang zwischen den beiden Messungen zu untersuchen, werden die Tagessummen der Niederschläge in einem Streudiagramm gegeneinander aufgetragen (Abbildung

5.6).

Dabei werden nur Messungen mit einbezogen, bei denen das Disdrometer mindestens 0,01 mm Niederschlag pro Tag und die manuelle Messung mindestens 0,1 mm Niederschlag pro Tag aufweisen.

Die roten Linien zeigen die linearen Regressionen einmal bezüglich der Disdrometerdaten und zum anderen bezüglich der manuellen Messungen. Die blaue Linie zeigt die mittlere Regression. Die schwarze Linie stellt die 1:1-Gerade dar.

Aus den 141 Tagen des Untersuchungszeitraumes konnten nur $N=48$ Tage in Abbildung 5.6 dargestellt werden. Die Korrelation beträgt $r=0,626$. Die mittlere Regression deutet auf eine Überschätzung der Niederschlagsrate bei den manuellen Messungen hin.

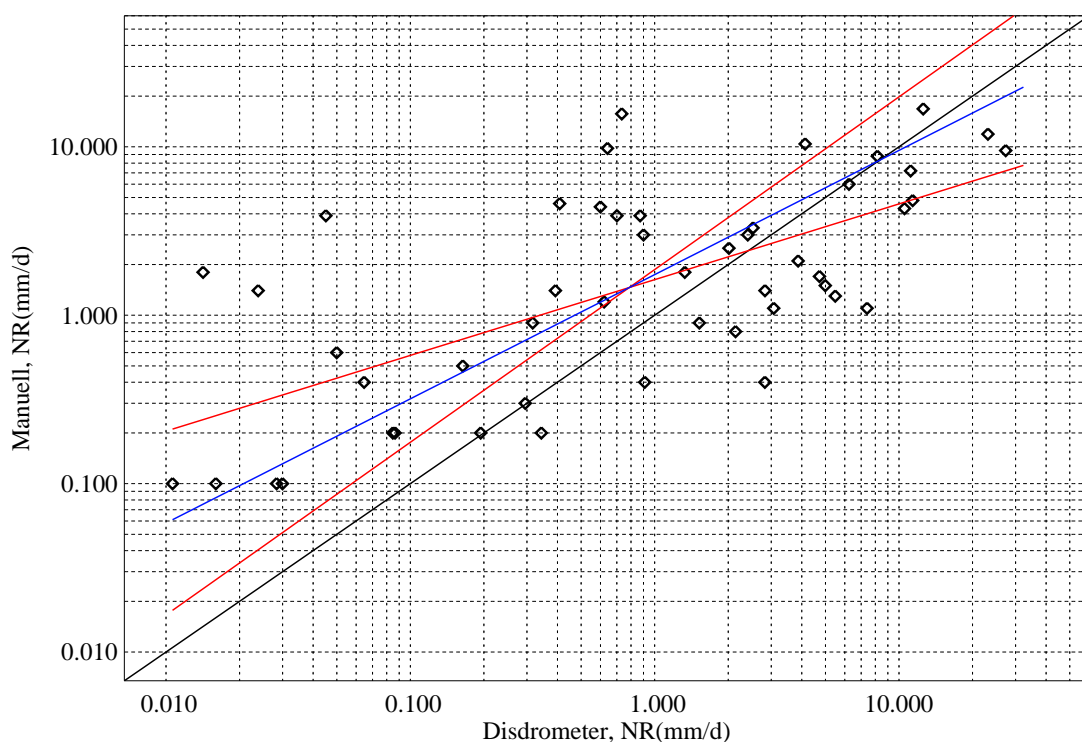


Abbildung 5.6: Vergleich der Tagessummen des Disdrometers (Minimum 0,01 mm/d) gegen die manuellen Messungen (Minimum 0,1 mm/d) mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' zur Berechnung der Niederschlagsrate.

Eine Überschätzung der manuellen Messungen gegenüber den Disdrometermessungen ist jedoch nicht zu erwarten. Bei Betrachtung der Temperaturen an der Station und der Synopdaten vom Flughafen Arlanda können mehrere Niederschlagsereignisse mit großer Wahrscheinlichkeit als Regen identifiziert werden.

Die Annahme, für den gesamten Messzeitraum vom 24.11.1999 bis 12.04.2000 die Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und der Masse von 'Lump Graupel' anwenden zu können ist somit falsch.

Für die genaue Berechnung der Niederschlagsrate aus den Disdrometerdaten ist es notwendig, zu jedem Zeitpunkt die Art des Niederschlags zu kennen.

Um die Berechnung der Niederschlagsrate zu korrigieren, wird mit Hilfe der Temperatur und der Synopdaten versucht, die Art des Niederschlags, ob fest oder flüssig, zu bestimmen. In Einzelfällen wurde auch die Berliner Wetterkarte hinzugezogen, um sich ein Bild von der Großwetterlage zu verschaffen.

Die Temperaturschwelle wird auf $T=4^{\circ}\text{C}$ gesetzt. Bei höheren Temperaturen wird in jedem Fall Regen angenommen, bei tieferen Temperaturen entscheidet der Synop, ob es definitiv Regen war, oder auch Schnee gemessen wurde. Wenn auch Schnee angegeben ist, werden die Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' verwendet.

Bei einer Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von Regen auf eine Schneemessung würde die Niederschlagsrate erheblich überschätzt werden.

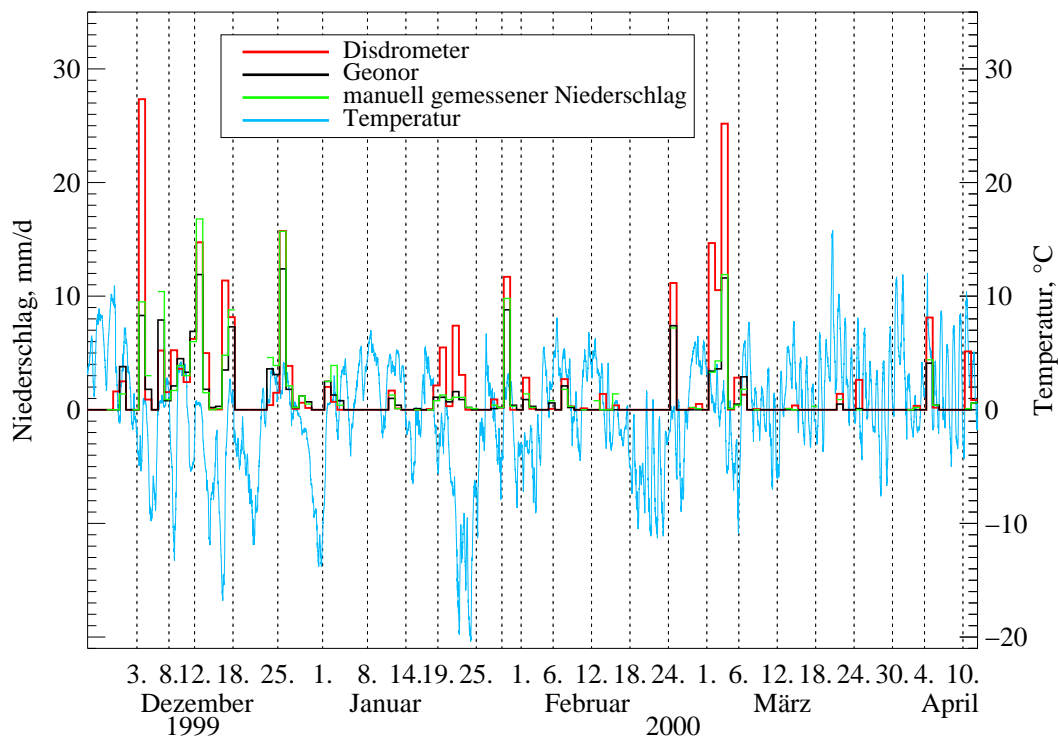


Abbildung 5.7: Vergleich der Tagessummen des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' bei gemischtem oder festem Niederschlag und der Parametrisierungen von Regen bei flüssigem Niederschlag zur Berechnung der Niederschlagsrate, zusammen mit der Temperatur in 10 Minutenmitteln über die Zeit aufgetragen.

Wenn Niederschlagsereignisse mit großer Wahrscheinlichkeit als Gemisch aus Regen und Schnee identifiziert werden, wird das Spektrum aufgeteilt. Alle gemessenen Niederschlagspartikel mit einem Durchmesser der Abschattungsfläche kleiner als 2 mm werden als Regen behandelt, alle größeren Partikel als 'Lump Graupel'. Die Begründung für diese Annahme bei Gemischten Spektren folgt in Abschnitt 5.4.

Nach der Identifizierung der Niederschlagsart werden wieder die Tagessummen des Niederschlags miteinander verglichen (Abbildung 5.7). Die Niederschlagsmenge der Disdrometermessung wurde an mehreren Tagen (25.12.1999; 29.1.2000; 7.2.2000; 4.4.2000) deutlich nach oben korrigiert. Die Temperatur betrug an diesen Tagen meistens deutlich über null Grad Celsius, aber nicht in jedem Fall über vier Grad Celsius (29.1.2000). An diesem Tag wird die Art des Niederschlags aufgrund des Synops als Regen identifiziert. Abbildung B.2 in Anhang B zeigt die gleiche Darstellung zusammen mit dem Bodenluftdruck und der Windgeschwindigkeit an der Station.

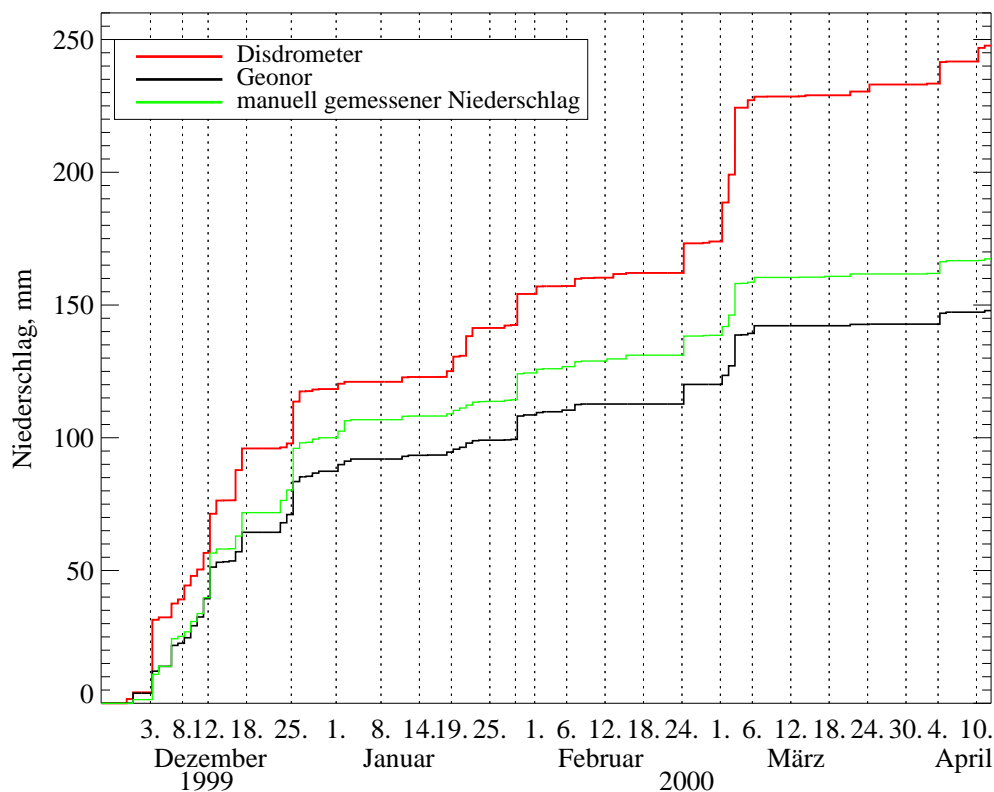


Abbildung 5.8: Vergleich der Summe der Tageswerte des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' bei gemischtem oder festem Niederschlag und der Parametrisierungen von Regen bei flüssigem Niederschlag zur Berechnung der Niederschlagsrate.

Die Identifizierung ist relativ ungenau. Die einzigen verfügbaren Beobachtungen stammen vom etwa 20 km entfernten Flughafen Arlanda; für den Vergleich von Niederschlag eine sehr große Distanz.

Trotzdem scheint eine Verbesserung, der aus den Disdrometerdaten berechneten Niederschlagsmengen, eingetreten zu sein. Um dies näher zu untersuchen wird wieder die Summe der Tagesniederschläge gebildet und über die Zeit aufgetragen (Abbildung 5.8). Die Disdrometermessung liefert wie erwartet deutlich mehr Niederschlag als die Vergleichsmessungen. Dies liegt zum einen daran, dass das Disdrometer als einziges während des gesamten Zeitraumes ohne Unterbrechung gemessen hat und zum anderen an einer möglichen Unterschätzung des Niederschlags der Vergleichsmessungen aufgrund des Windeinflusses.

Die Form der Graphen von den Disdromter- und den manuellen Messungen in Abbildung 5.8 zeigen mehr Ähnlichkeiten als in Abbildung 5.5. Der Zusammenhang zwischen den beiden Messungen wird wieder mit einem Streudiagramm untersucht (Abbildung 5.9). Es werden nur Messungen mit einbezogen, bei denen das Disdrometer mindestens

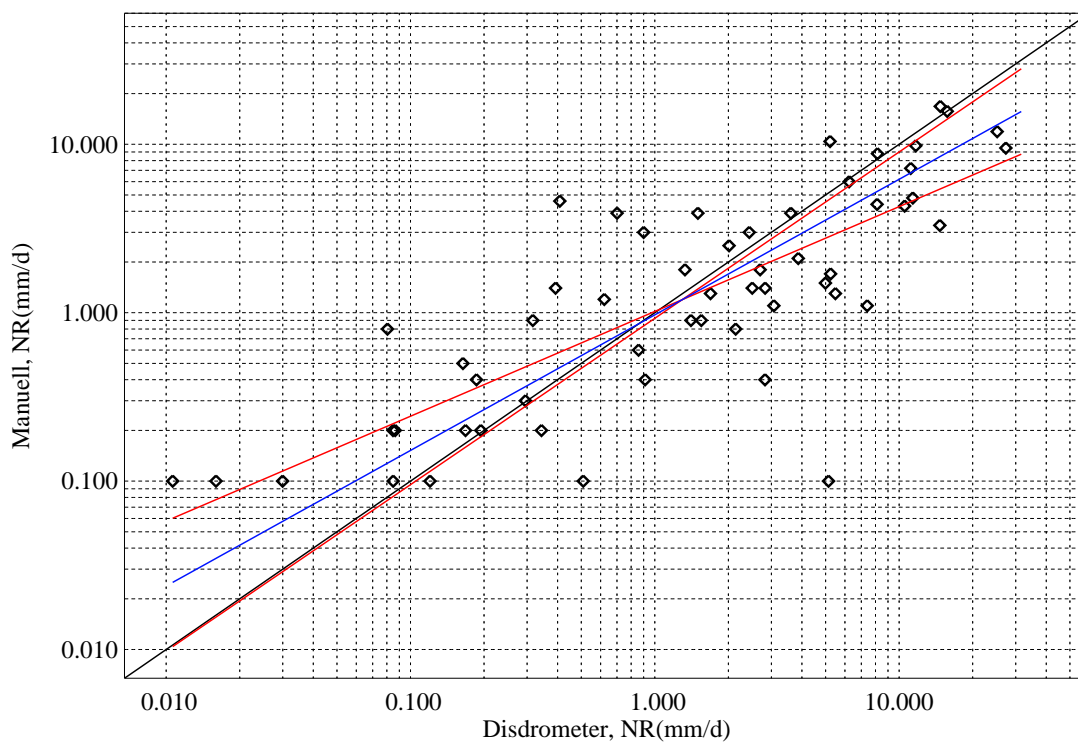


Abbildung 5.9: Vergleich der Tagessummen des Disdrometers (Minimum 0,01 mm/d) gegen die manuellen Messungen (Minimum 0,1 mm/d) mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' bei gemischtem oder festem Niederschlag und der Parametrisierungen von Regen bei flüssigem Niederschlag zur Berechnung der Niederschlagsrate.

0,01 mm Niederschlag pro Tag und die manuelle Messung mindestens 0,1 mm Niederschlag pro Tag aufweisen.

Die roten Linien zeigen die linearen Regressionen einmal bezüglich der Disdrometerdaten und zum anderen bezüglich der manuellen Messungen. Die blaue Linie zeigt die mittlere Regression. Die schwarze Linie stellt die 1:1-Gerade dar.

Aus den 141 Tagen des Untersuchungszeitraumes konnten $N=56$ Tage in Abbildung 5.6 dargestellt werden. Die Korrelation beträgt $r=0,794$.

Die mittlere Regression liegt auf der 1:1-Geraden. Bei kleineren Niederschlagsmengen liegt sie leicht darüber, bei größeren Niederschlagsmengen leicht darunter. Dies deutet darauf hin, dass das Disdrometer bei starken Niederschlägen höhere Niederschlagsmengen misst als die manuelle Messung. Bei geringen Niederschlägen liegt nur eine kleine Anzahl an Vergleichsmessungen vor und die Auflösung der manuellen Messungen ist mit 0,1 mm minimalem Tagesniederschlag begrenzt.

Die Untersuchung der Messergebnisse zeigt, dass zumindest in der Tagessumme das Disdrometer realistische Werte bei der Messung festen Niederschlags liefert. Entscheidend für die Auswertung der Daten ist jedoch die Kenntnis der Niederschlagsart. Ein erster Versuch, die Niederschlagsart zu bestimmen, wird nach der Betrachtung der Spektrformen in Abschnitt 5.4 durchgeführt.

5.4 Eigenschaften der Spektren

Das Disdrometer misst die einzelnen Niederschlagsteilchen und registriert deren Größe. Die Größenverteilung, auch Spektrum genannt, wird dabei von der Art des Niederschlags bestimmt.

Um die Form von Niederschlagsspektren unterschiedlicher Messungen vergleichen zu können, wird die nach der Zeitmethode bestimmte Anzahldichte (Abschnitt 3.3.2) mit der Breite der Größenklasse und der Niederschlagsrate, welche dieses Spektrum liefern würde, normiert.

Diese normierten Anzahldichten werden über die zu den belegten Größenklassen gehörenden Durchmesser aufgetragen. Abbildung 5.10 zeigt zwei normierte Spektren aus einem Schneeniederschlagsereignis. Es ist eine annähernd lineare Form zu erkennen. Die rote Linie stellt die lineare Regressionsgerade dar.

Die Korrelationen sind mit $r=-0,955$ im linken und $r=-0,984$ im rechten Bild hoch. Die Steigungen der Regressionsgeraden a und die Regressionskonstanten c sind unterhalb von r abgebildet. Am unteren Bildrand ist mit N die Anzahl der registrierten Pulse dieses Spektrums, das Datum, die Uhrzeit und die Temperatur an der Station angegeben.

Das Spektrum im linken Bild von Abbildung 5.10 enthält Messwerte mit mehr als 8 mm Schattendurchmesser, das Spektrum im rechten Bild enthält Partikel mit mehr als 11 mm Schattendurchmesser. Das ist schon ein deutliches Zeichen für Schnee, da Regen nur sehr selten Messwerte mit einem Schattendurchmesser von mehr als 5 mm erzeugt, mehr als 6 mm Durchmesser wurde mit dem optischen Disdrometer bei Regen noch nie gemessen (Clemens (2002)).

Ein weiterer Hinweis darauf, dass es sich um Schneespektren handelt, ist die tiefe Temperatur. Der Synop hat zu diesen Zeitpunkten ebenfalls Schneefall angegeben. Eine Eigenschaft dieser Spektren ist der flache Anstieg zu kleineren Schattendurchmessern hin. Die Beträge der Steigungen sind deutlich kleiner als eins.

Abbildung C.2 und Abbildung C.3 in Anhang C zeigen die Zehnminutenspektren von Schneefallereignissen in zeitlicher Reihenfolge. Abbildung C.1 zeigt die absolute Häufigkeitsverteilung der gemessenen Niederschlagspartikel des selben Niederschlagsereignisses wie in Abbildung C.2.

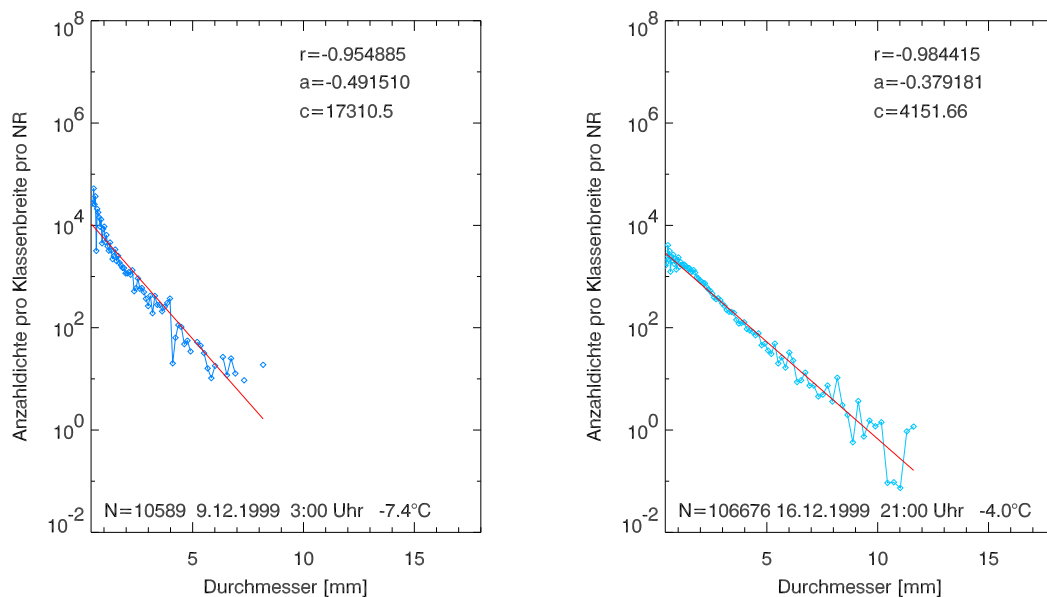


Abbildung 5.10: Niederschlagsspektren bei Schneefall normiert mit der Breite der Größenklasse und der Niederschlagsrate (Mittlungszeit: eine Stunde).

Zum Vergleich sind in Abbildung 5.11 zwei Regenspektren dargestellt. Abbildung C.4 in Anhang C zeigt die Zehnminutenspektren von einem Regenereignis in zeitlicher Reihenfolge. Die Achseneinteilung wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit beibehalten. Die Temperaturen liegen deutlich über null Grad Celsius, der Synop hat ausschließlich Regen für den relevanten Zeitraum gemeldet.

Die Spektren verlaufen deutlich steiler und haben wesentlich kleinere maximale Niederschlagspartikel registriert als die Schneespektren aus Abbildung 5.10. Es liegt die Vermutung nahe, dass Schneespektren einfach durch deren Steigung von den Regenspektren zu trennen sind. Doch die Schneespektren in Abbildung 5.12 widerlegen diese These. Sie sind sehr steil abfallend und wurden bei relativ tiefen Temperaturen gemessen.

Eine Untersuchung der Spektrensteigungen nach der Art des Niederschlags unterteilt (Abbildung 5.13) führt zu keinem eindeutigen Ergebnis. Dafür werden auf eine Stunde gemittelte Niederschlagsspektren so genau wie möglich mit Hilfe der Stationsmessdaten, der Synops vom Flughafen Arlanda und teilweise der Berliner Wetterkarte bezüglich der

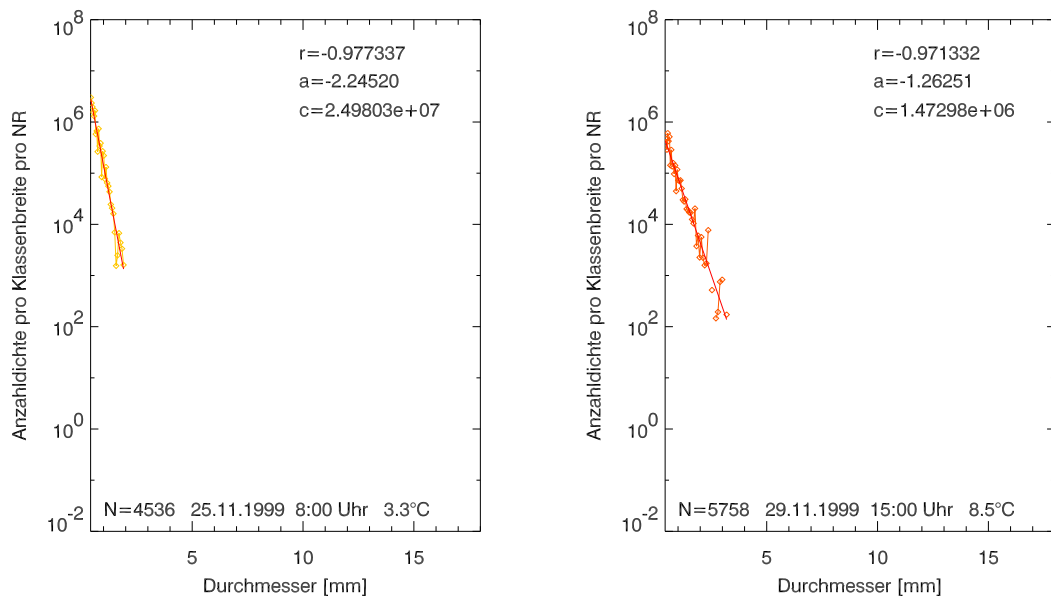


Abbildung 5.11: Niederschlagsspektren bei Regen normiert mit der Breite der Größenklasse und der Niederschlagsrate (Mittlungszeit: eine Stunde).

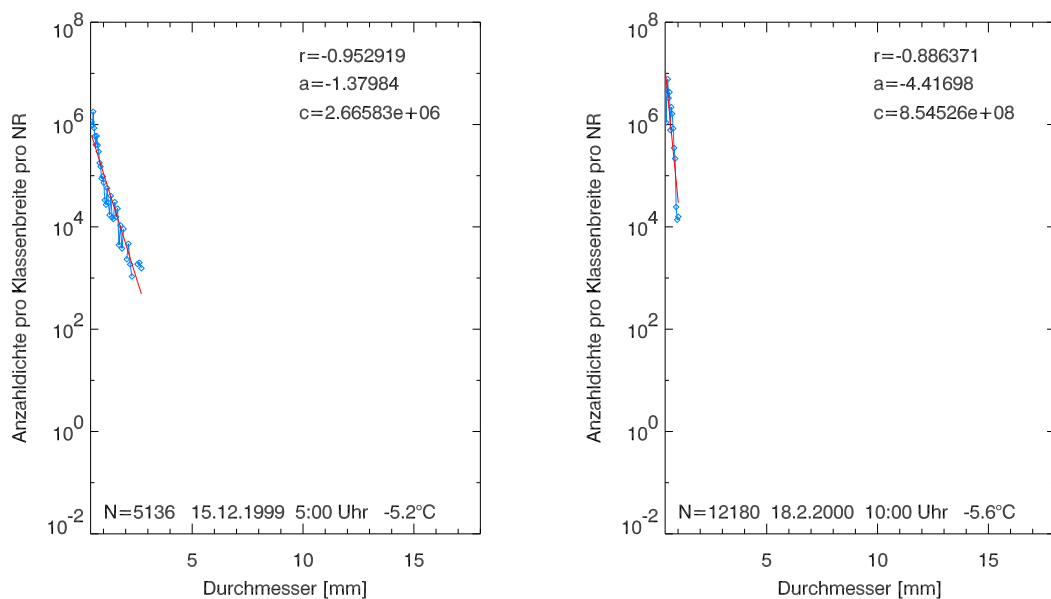


Abbildung 5.12: Niederschlagsspektren bei Schneefall normiert mit der Breite der Größenklasse und der Niederschlagsrate (Mittlungszeit: eine Stunde).

Art des Niederschlags eingeteilt. Blaue Quadrate stehen für Schnee, rote Sterne für Regen und die mit grünen Karos dargestellten Werte können nicht eindeutig zugewiesen werden.

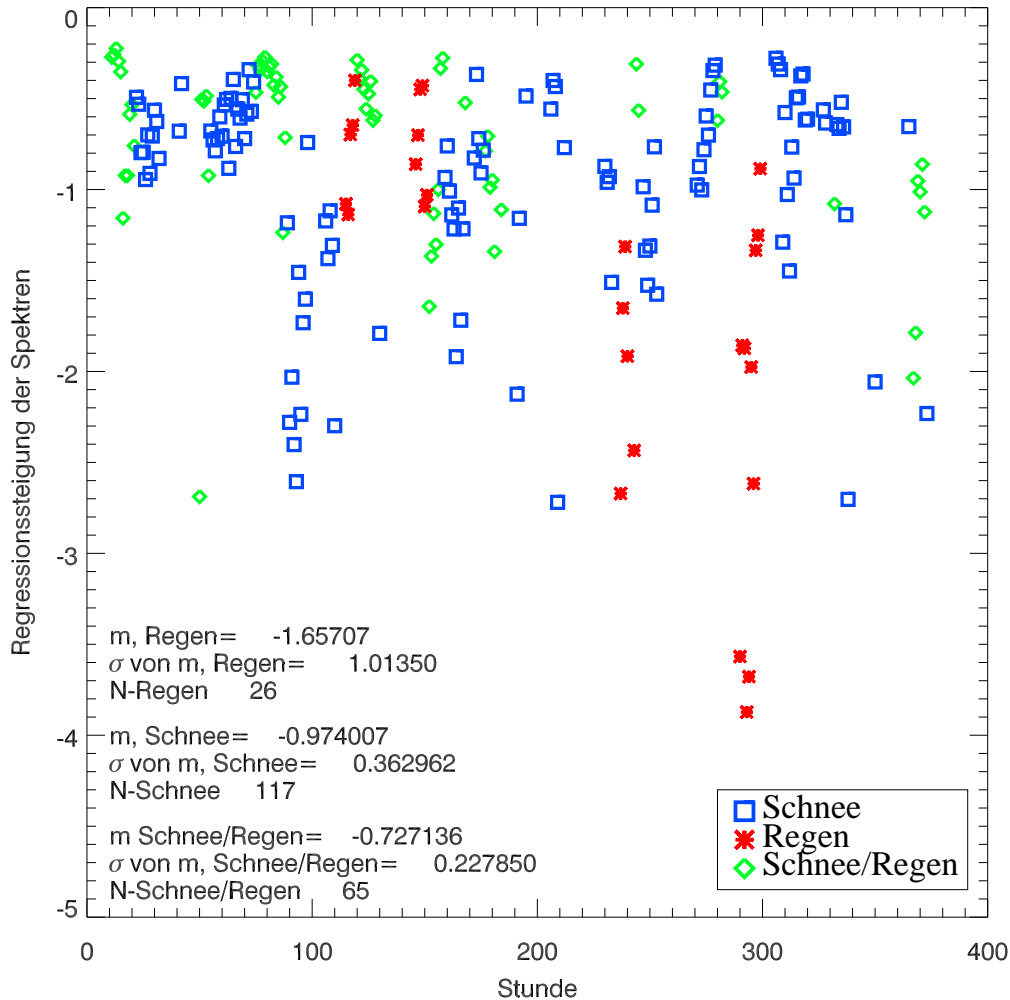


Abbildung 5.13: Vergleich der Steigungen der gemessenen und mit der Niederschlagsrate und der Klassenbreite normierten Spektren von Uppsala 1999/2000 mit der Art des Niederschlags. Spektren wurden auf eine Stunde gemittelt. Nur Spektren mit mehr als 3600 Pulsen verwendet.

Die Zeitachse entspricht hier nicht der realen Zeitachse. Die Messwerte werden der Reihe nach ohne zeitliche Lücken aufgetragen. Es ist zwar eine Anhäufung von Spektren mit festem Niederschlag bei flacheren Steigungen zu finden, die Mittelwerte der Steigungen bezüglich Regen und Schnee unterscheiden sich ebenfalls, aber dieser Sachverhalt ist nicht in jedem Fall eindeutig, da auch Schneespektren mit sehr steilen Steigungen und einige Regenspektren mit sehr flachen Steigungen auftreten.

Möglicherweise kann man diese Untersuchung zusätzlich mit der Temperatur koppeln, um die Art des Niederschlags festzulegen. Eventuell sind Schneespektren nur dann sehr steil, wenn auch die Temperaturen sehr tief sind. Dann ist es wiederum fast ausgeschlos-

sen, dass es sich um Regen handelt. Der Umfang dieses Datensatzes ist aber zu gering und die Informationen über die Art des Niederschlags sind nicht ausreichend für eine Untersuchung.

In Abbildung 5.14 sind zwei Spektren dargestellt, welche mit großer Wahrscheinlichkeit von Niederschlagsereignissen mit Schneeregen stammen. Es sind in beiden Fällen Niederschlagspartikel mit Schattendurchmessern von mehr als 10 mm gemessen worden, die Lufttemperatur lag nur knapp über 0°C und der Synop hat Schnee und Regen angegeben.

Das Besondere an diesen Spektren ist die Nichtlinearität. Die Steigung des Graphen ist von null bis zwei Millimeter Schattendurchmesser deutlich steiler als bei den größeren gemessenen Niederschlagspartikeln.

Wenn angenommen wird, dass Niederschlagsspektren in dieser normierten Darstellung einen linearen Verlauf haben, dann kann man vermuten, dass es sich bei den beiden Spektren in Abbildung 5.14 um eine Überlagerung zweier Niederschlagspopulationen handelt, nämlich Regentropfen und Schneeflocken.

Diese Erkenntnis wird bei der Berechnung der Niederschlagsrate, die als Schneeregen identifiziert wurde, angewendet. Wie in Abschnitt 5.3 beschrieben, werden die Niederschlagselemente bis zu einem Schattendurchmesser von 2 mm als Regen behandelt, die größeren als 'Lump Graupel'.

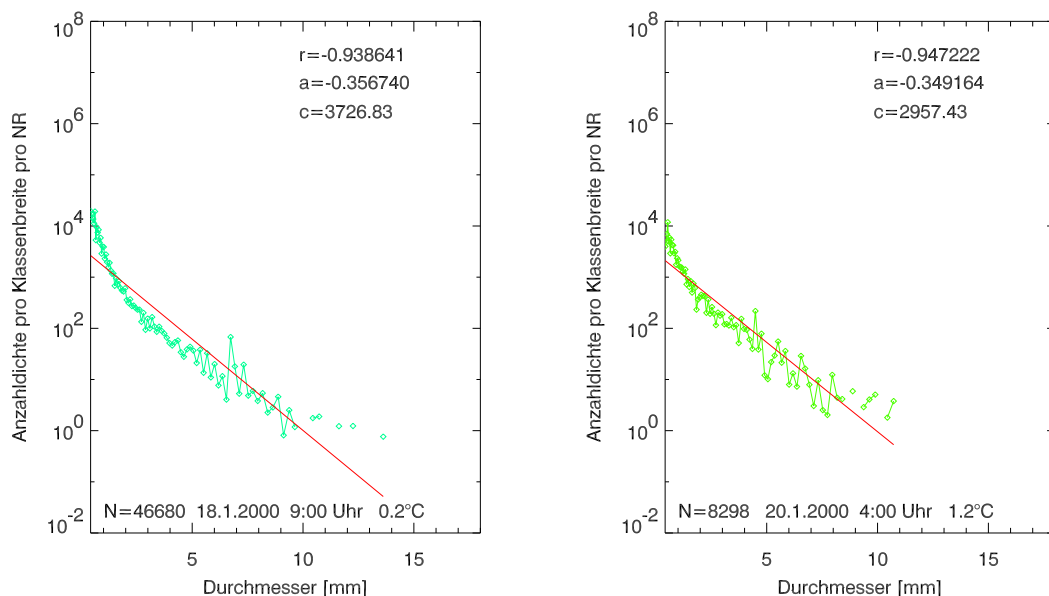


Abbildung 5.14: Niederschlagsspektren bei Schneeregen normiert mit der Breite der Größenklasse und der Niederschlagsrate (Mittlungszeit: eine Stunde).

Insgesamt betrachtet lassen sich mehrere Informationen aus den Spektrenformen gewinnen. Es ist notwendig, diese mittels weiterer Messungen zu untersuchen, um die gezo-

nen Schlussfolgerungen zu bestätigen. Der vorliegende Datensatz ist für eine genaue Untersuchung nicht ausreichend. Neben den technischen Problemen ist die gefallene Niederschlagsmenge von ca. 250 mm, mit dem Disdrometer in einem Zeitraum von 141 Tagen gemessen, zu gering.

Bei der Untersuchung der Spektrenformen ist eine weitere Eigenschaft der Spektren aufgefallen. Diese wird im nächsten Abschnitt kurz diskutiert.

5.5 Spektrensteigung zum maximal gemessenen Schattendurchmesser

Bei der Betrachtung der normierten Spektren fällt auf, dass die Steigungen mit zunehmenden maximal gemessenen Schattendurchmessern immer flacher werden. Dieses Verhalten ist offensichtlich unabhängig von der Art des Niederschlags, wie in Abschnitt 5.4 begründet.

Eine Untersuchung der Spektrensteigung bezüglich des maximal gemessenen Schattendurchmessers eines jeden auf eine Stunde gemittelten Spektrums mit mindestens 3600 registrierten Niederschlagspartikeln zeigt Abbildung 5.15. Es handelt sich offensichtlich um eine nichtlineare Beziehung. Die Korrelation ist relativ hoch und beträgt $r=-0,975$ bei einer Anzahl von $N=386$ Spektren.

Bei genauerer Betrachtung ist bei einem maximalen Schattendurchmesser von etwa einem Millimeter eine Anhäufung bei vielen unterschiedlich großen Steigungen zu erkennen, welche nicht zu der ermittelten Regression passt. Dies kann dadurch begründet sein, dass bei Spektren mit gemessenen maximalen Schattendurchmessern kleiner als ein Millimeter die Bestimmung der Steigung der linearen Regression ungenau wird, da die Spektren sehr kurz sind.

Zumindest die relativ betrachtete Tatsache, dass offensichtlich umso weniger kleine Partikel gemessen werden, je größer die größten gemessenen Partikel eines Spektrums sind, kann damit zusammenhängen, dass bei Niederschlag die großen Partikel auf Kosten der Kleinen wachsen (Abschnitt 2.5).

Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass es sich in diesem Fall um einen vom Disdrometer abhängigen Effekt handelt.

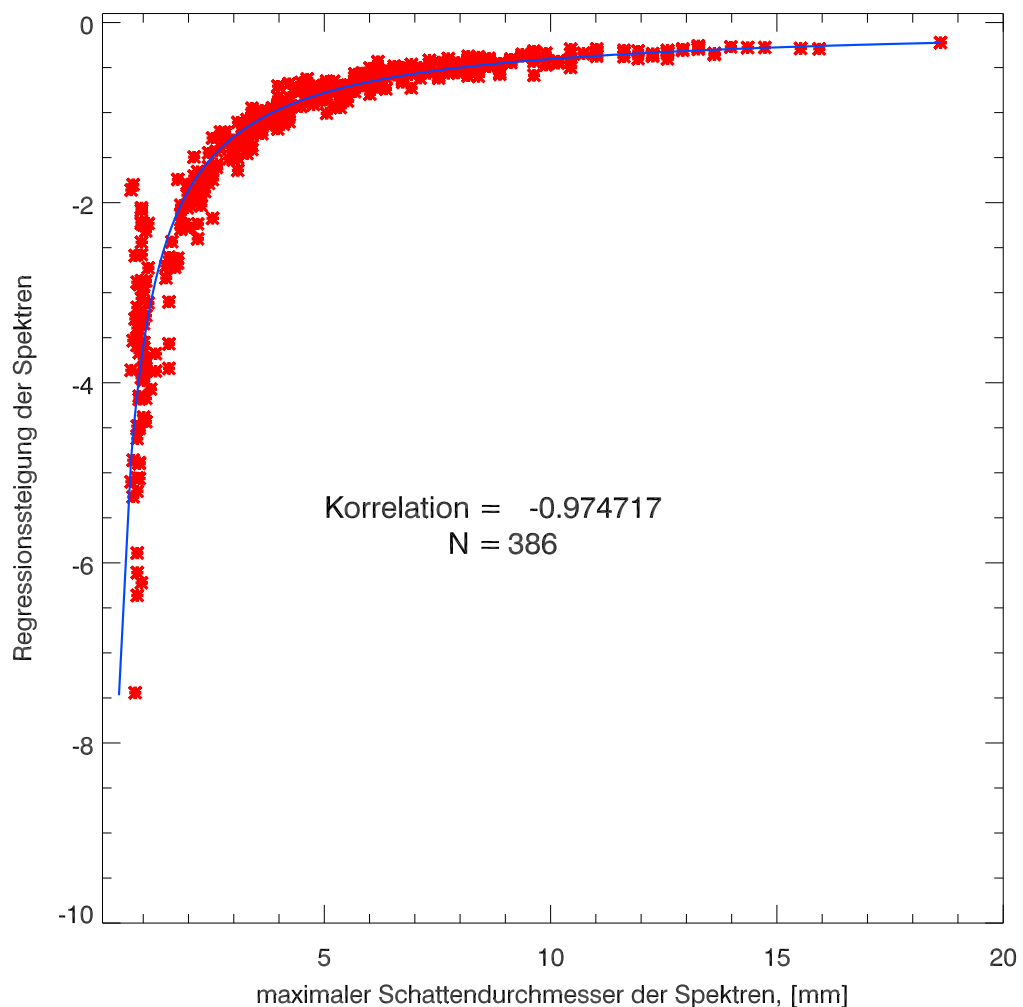


Abbildung 5.15: Vergleich der Steigungen der gemessenen und mit der Niederschlagsrate und der Klassenbreite normierten Spektren von Uppsala 1999/2000 mit deren maximalen Schattendurchmessern. Spektren wurden auf eine Stunde gemittelt. Nur Spektren mit mehr als 3600 Pulsen verwendet.

5.6 Fehlerbetrachtung

Die von der Regenmessung bekannten Randeffekte (Kapitel 3.3.4) können ebenfalls bei der Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer auftreten. Auf eine statistische Korrektur der Spektren bezüglich dieser Effekte wurde aufgrund des geringen Umfangs des vorliegenden Datensatzes verzichtet.

Die Korrektur der streifenden Durchgänge müsste für festen Niederschlag überarbeitet werden. Da besonders feuchte Schneeflocken deutlich größer als 2,2mm werden können (Lawson et al. (1998)), kann dies zu einer Abschätzung des gesamten Messvolumens

führen. In diesem Fall würde das Disdrometer selbst mit einem Messwert in der Größenklasse 128 die Größe der Schneeflocke unterschätzen. Defakto handelt es sich um den Effekt eines streifenden Durchgangs. Eine Korrektur eines solchen Messwertes zu größeren Durchmessern ist jedoch nicht möglich, weil das Maximum schon erreicht ist. Die Fallgeschwindigkeit, die Masse und daraus resultierend laut Gleichung 3.11 die Niederschlagsrate würden unterschätzt werden.

Wie in Abschnitt 5.2 gezeigt kann es bei Regen oder Schnee dazu kommen, dass sich Wasser oder Schnee auf dem Gehäuse des Disdrometers sammelt und in Form größerer Tropfen oder Schneeklumpen herabtropft. Diese Fehler wurden in den Spektren vor der Berechnung der Niederschlagsrate korrigiert.

Basierend auf den modellierten Kristallen kann die Genauigkeit der Messungen nur grob abgeschätzt werden. Bezüglich der Messung spezieller Kristalltypen beträgt der relative Fehler aufgrund der Anwendung der Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und der Masse von 'Lump Graupel' ca. 20 bis 40 %, wenn die Kristalle mit Durchmessern der Abschattungsfläche von 1,1 mm bis 1,9 mm untersucht werden.

Dieser Fehler ist definitiv kleiner als der Umströmungsfehler herkömmlicher Messgeräte bei hohen Windgeschwindigkeiten.

Für eine weitergehende Validierung hat sich gezeigt, dass neben qualitativ hochwertigen Messungen Vorortbeobachtungen unerlässlich sind. Diese stehen für den untersuchten Datensatz nicht zur Verfügung.

Kapitel 6

Schlussbetrachtung und Ausblick

In der Studie über die Machbarkeit zur Messung festen Niederschlags mit dem optischen Disdrometer werden verschiedene Eiskristallformen nach Magono und Lee (1966) bezüglich ihrer mittleren Schattenfläche untersucht.

Das optische Disdrometer misst beim Durchgang eines Niederschlagspartikels dessen Abschattungsfläche und rechnet diese in den Durchmesser einer äquivalenten Kreisfläche um. Es wird angenommen, dass der gemessene Schattendurchmesser im Mittel bei vielen registrierten Eiskristallen desselben Typs dem Durchmesser der mittleren kreisförmigen Schattenfläche des jeweiligen Kristalltyps entspricht.

Die Niederschlagsrate bestimmt sich nach Gleichung 3.11 über die Fallgeschwindigkeit und die Masse der gemessenen Niederschlagspartikel. Die in der Literatur verfügbaren Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und die Masse spezieller Eiskristalltypen beziehen sich auf deren maximale Ausdehnung.

In einer Modellstudie werden verschiedene Kristalltypen bezüglich ihrer mittleren Abschattungsfläche im Verhältnis zur maximalen Ausdehnung untersucht und Transformationsfunktionen erstellt, welche den Schattendurchmesser in die maximale Ausdehnung umrechnen.

Die aus den Parametrisierungen der verschiedenen untersuchten Kristalltypen, unter Verwendung der jeweiligen Transformationsfunktion, ermittelten theoretischen Niederschlagsraten werden miteinander verglichen. Das Ergebnis zeigt, dass im Mittel zur Berechnung der Niederschlagsrate von festem Niederschlag die Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und der Masse von 'Lump Graupel' angenommen werden können. Bei der Messung spezieller Kristalltypen kann der relative Fehler aufgrund der Anwendung der Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und der Masse von 'Lump Graupel' grob abgeschätzt werden. Im letzten betrachteten Intervall von etwa 1,1 mm bis 1,9 mm Durchmesser der Schattenfläche liegt die Abweichung der Niederschlagsrate für unterschiedliche Kristalltypen zwischen ca. 20 bis 40 % des Absolutwertes der entsprechenden 'Lump Graupel'-Niederschlagsrate.

Bei den Intervallen mit kleineren Schattendurchmessern verschlechtert sich dieser relative Fehler. Bei festem Niederschlag kann aber in den meisten Fällen von deutlich größeren Niederschlagspartikeln ausgegangen werden.

Die Anwendung der Parametrisierungen der Fallgeschwindigkeit und der Masse von 'Lump Graupel' auf den Datensatz vom Winter 1999/2000 zeigt, dass die Tagessummen bei festem Niederschlag relativ gut mit den Vergleichsmessungen harmonieren. Bei Regen unterschätzt diese Parametrisierung den Niederschlag erheblich.

Es werden verschiedene Möglichkeiten getestet, um zwischen Regen und Schnee unterscheiden zu können. Dabei werden als erstes die Temperatur an der Messstation und die Synopdaten vom Flughafen Arlanda benutzt. Diese Methode ist jedoch nicht eindeutig. Als weitere Möglichkeit werden die Formen der Spektren untersucht. Dabei zeigt sich, dass die Steigungen der mit der Breite der Größenklasse und der Niederschlagsrate normierten Spektren mit zunehmender maximaler Größe der gemessenen Partikel flacher werden.

Ungünstigerweise gibt es auch Schneespektren, bei denen die Steigung sehr steil ist. Eine Ermittlung der Niederschlagsart ausschließlich aus den Steigungen der Spektren ist somit nicht möglich.

Es besteht eventuell die Möglichkeit, unter Beachtung der Lufttemperatur und der Spektrensteigung die Art des Niederschlags zu ermitteln. Für diese Untersuchung sind mehr Messungen mit gleichzeitigen Beobachtungen und Dokumentationen notwendig.

Es gibt Hinweise darauf, dass Schneeregen aus der Form der Spektren zu erkennen ist. In einigen Spektren, mit vermutetem Schneeregen, ist deutlich eine größere Steigung im Bereich bis zwei Millimeter Schattendurchmesser zu erkennen als im Rest des Spektrums. Bei Schneeregen wird deshalb das Spektrum in zwei Teile geteilt. Alle gemessenen Partikel mit einem Schattendurchmesser von weniger als zwei Millimeter werden als Regen behandelt, alle größeren Partikel als 'Lump Graupel'.

Es besteht die Möglichkeit unter Verwendung einer zweiten Sender- und Empfängereinheit etwa senkrecht zum Messvolumen die Art des Niederschlags zu bestimmen, ohne ein photographisches Abbild erzeugen zu müssen. Dafür ist es notwendig die Streufunktionen der simulierten Kristallformen mit dem Raytracing-Modell für beliebige Orientierungen bei einer festen Wellenlänge zu bestimmen.

Im Vergleich der Streufunktionen sollte sich im Idealfall ein bestimmter Winkel ermitteln lassen, unter welchem die empfangene Streulichtintensität für die verschiedenen Niederschlagsformen starke Unterschiede aufweist. So kann jeder Intensität eine bestimmte Niederschlagsart zugeordnet werden, wenn der Empfänger in diesem Winkel zum Sender installiert wird.

Eine Untersuchung des Streuwinkels von verschiedenen Niederschlagspartikeln wurde von Fuhrhop et al. (1999) mit Hilfe einer Modellstudie durchgeführt. Dabei traten die größten Unterschiede der empfangenen Streulichtintensität abhängig von der Art des Niederschlags bei einem Winkel von etwa 90° auf.

In der praktischen Realisierung sind aber Zweideutigkeiten nicht auszuschließen. So ist es möglich, dass sich unterschiedliche Niederschlagspartikel gleichzeitig im Messvolumen befinden und somit die Messung erschweren.

Für den operationellen Einsatz ist dieses Verfahren wahrscheinlich nicht anwendbar, da es die aerodynamischen Eigenschaften des Disdrometers bezüglich der Niederschlagsmessung bei hohen Windgeschwindigkeiten erheblich verschlechtern würde.

Eine Validierung des optischen Disdrometers für die Messung festen Niederschlags erfordert in jedem Fall Messungen mit geeigneten Vergleichsgeräten und gleichzeitige Beobachtungen des Niederschlagsgeschehens. Dies wird in Zukunft auf dem Dach des IfM-Geomars (Gebäude Westufer) und eventuell an weiteren Messplätzen realisiert. Aufgrund des hohen Personalaufwands sind Beobachtungen nicht immer in der gewünschten Regelmäßigkeit durchführbar. Deshalb ist der Einsatz einer entsprechend schnellen Kamera zum Dokumentieren des Niederschlagsgeschehens zu überdenken.

Abschließend betrachtet zeigen die Ergebnisse dieser Studie, dass das optische Disdrometer durchaus geeignet erscheint, auch festen Niederschlag mit einer hinreichenden Genauigkeit zu messen.

Anhang A

IMAIP-Modell, Ergänzung zum Kapitel 4.2

```
pro crystal_id1 ;Main Program
;=====
; program for the calculation of the mean projection area of a crystal,
; calculates a certain number of random different orientations
; 1. initialise step size for 151 different sizes
; set: silent=1 and out=1
; Note: maximum detectable dimension = 22000 micrometer
; maximum detectable area = 3.8*e+8 micm*micm
; 2. test the step size for 5 different sizes from smallest to biggest size
; 3. Calculate mean shadow area of the crystal, set: silent=0 and out=0
;=====
out=0 ;out=0 Z-Buffer (data
calculation), out=1 X-Device,
plots the crystal on screen
silent=0 ;silent=0 data calculation,
silent=1 test of crystal size,
plot all infos
if(silent eq 1)then begin ;step size for gri loop
id=50 & orientmax = 20 and number of orientations
endif else if(silent eq 0)then begin
id=1 & orientmax = 3000
endif
print,'number of orientations = ',orientmax
constants,pi,seed,help1,nf ;S02=initializes constants
file='05_g' ;read the .crystal-file
;'01_Pla' ;'02_P1b' ;'03_R2c' ;'04_r' ;'06_P1d'
;'07_P1e' ;'08_P2c' ;'09_P2e' ;'10_P6c'
readfile,file,um,vm,sum,polygons,vertices,p1,p2,p3, $ ;S01=readfile
plo,p2o,p3o,count,pointcounts,vm_sum,help1,vmmax, $
pm1,pm2,pm3
openw,12,'/tunix/lempio/DisdroDiplom/Crystalmodel'+ $ ;open file for the results
/'Results/'+file+'_3000proj_normf500_test.dat'
gr=1 ;resize factor
for gri=0,150,id do begin ;Loop over different crystal
sizes
stepsize,gri,f1,silent ;S19=calculates f1 for the
crystal enlargement
gr=gr+f1 ;resize factor starts at 1+f1
cryst_size,p1,p2,p3,p1o,p2o,p3o,gr,silent,file,um, $ ;S03=resize crystal coordinates
vm,pm1,pm2,pm3,dk
```

```

CRYDIM,p3,dk,silent
cmaxdim=round(dk)
print,'maximum dimension of crystal = ',cmaxdim,' $
at size = ',gr,' loop indices = ',gri
normgr=cmaxdim
p1=(p1/normgr)*nf & p2=(p2/normgr)*nf
p3=(p3/normgr)*nf
if((file ne '04_r') and (file ne '05_g'))then begin
CRYD,p1,p2,p3,um,vm,dk,silent,pml,pm2,pm3,dz
endif else if((file eq '04_r') or $
(file eq '05_g'))then begin
CRYD2,p1,p2,p3,um,vm,dk,silent,pml,pm2,pm3,dz
endif
CRYDIM,p3,dk,silent
cmaxdim=round(dk)
if(silent eq 1)then print, $
'maximum dimension of the normalized crystal = ', $
cmaxdim,' at size = ',gr
p3DVektoren,p1,p2,p3,sum,pointcounts,indices,min_x, $
max_x,min_y,max_y,min_z,max_z,eps
xa=0. & ya=0. & za=0.

cbmaxdim=0 & cmaxdima=cmaxdim

cmaxdim=cmaxdim+(2*eps)

plotcrystal,out,cmaxdim

for tori=0,5 do begin

testori,tori,xa,ya,za
if(silent eq 1)then print,'test orientation = ', $
tori,' angles = ',xa,ya,za
scale3n, ax=xa, ay=ya, az=za, xrange=[min_x,max_x], $
yrange=[min_y,max_y], zrange=[min_z,max_z]

crystal=polyshade(p1,p2,p3,polygons,/t3D,/DATA, $
xsize=cmaxdim,ysize=cmaxdim)
if(out eq 0)then begin
crystal=tvrd()
device,/close
plotcrystal,out,cmaxdim
endif else if(out eq 1)then begin
tvscl , crystal
wait,0.1
endif
cryst_dim_a,tori,crystal,cbmaxdim,shadh,silent

endifor
if(silent eq 1)then print, $
'maximum dimension of the crystal image = ',cbmaxdim
if((abs(cmaxdima-cbmaxdim) gt 11) and $
(file eq '04_r')) then begin
print,'difference of image-crystal and '+ $
'data-crystal 04_r = ',abs(cmaxdima-cbmaxdim)
stop
endif else if((abs(cmaxdima-cbmaxdim) gt 10) and $
(file eq '05_g'))then begin
print,'difference of image-crystal and '+$
;S16=compare XY-dimension with
Z-dimension

;normalize the crystal
coordinates and enlarge
by factor nf

;S18=calculates the maximum
dimension in the XY-level

;S20=calculates the real
maximum dimension
;S16=compare XY-dimension
with Z-dimension

;S05=generate the 3D-vectors

;cmaxdima=Maximum of crystal
from file coordinates
;cmaxdimb=Maximum of crystal
from 2D-image-matrix
;add a margin around the
crystal, cmaxdim=length of
2D-image-matrix
;S07= open device, z- or
x-device
;Loop over the 5 test
orientations, to find the
maximum dimension
;S08= select rotation angles

;S15=manipulate the t3d-matrix,
rotation and center the crystal
coordinates
;generate the 2D-image-matrix

;read from Z-buffer
;delete Z-buffer
;S07= open device,
z- or x-device
;plot the crystal

;S13=find the maximum dimension
of the image
; End Loop over the 5
test orientations

```



```

data-crystal 05_g = ',abs(cmaxdima-cbmaxdim)
stop
endif else if((abs(cmaxdima-cbmaxdim) gt 2) and $
(file ne '04_r') and (file ne '05_g'))then begin
print,'difference of image-crystal and '+ $
'data-crystal = ', abs(cmaxdima-cbmaxdim)
stop
endif
vectomatr,p1,p2,p3,pml,pm2,pm3,shads, $
shadss,um,vm,pm7,pm8,pm9
for orient = 0, orientmax-1 do begin
pml=pm7 & pm2=pm8 & pm3=pm9
PSP,pml,pm2,pm3,um,vm,sp1,sp2,sp3
PROT,seed,pi,pml,pm2,pm3,um,vm,sp1,sp2,sp3,vmmmax
matrtovec,pml,pm2,pm3,p1,p2,p3,um,vm

p3DVektorenb,p1,p2,p3,sum
set_shading, reject=1
t3d,/reset
xa=0. & ya=0. & za=0.
scale3n, ax=xa, ay=ya, az=za, xrange=[min_x,max_x], $
yrange=[min_y,max_y], zrange=[min_z,max_z]

crystal=polymshade(p1,p2,p3,polygons,/t3D,/DATA, $
xsize=cmaxdim,ysize=cmaxdim)
if(out eq 0)then begin
crystal=tvrd()
device,/close
plotcrystal,out,cmaxdim
endif else if(out eq 1)then begin
tvsc1 , crystal
endif
shadow,crystal,shads,gsa
shadss=double(shadss)+double(shads)
if(silent eq 1)then print,'Orientation = ',orient, $
' shadow = ',shads,' sum of shadows = ',shadss
if(shadss lt 0)then begin
print,'shadow area not correct'
stop
endif
endifor
if(out eq 0)then device,/close
shadr=shadss/double(orientmax)
shadr=(shadr/(double(nf)^2))*(double(normgr)^2)

cmaxdima=(cmaxdima/nf)*normgr
print,'maximum dimension from file = ',cmaxdima, $
' mean shadow area = ',shadr
printf,12,cmaxdima,shadr
endifor
close,12
print,'done'
end
;=====
;ERROR: maximal dimension is
not in XY-level
;S09= transform the vertex
vectors into matrices
;crystal orientation loop
;get original orientation...
;S11= center of gravity...
;S12= Rotation
;S10= transform back the
matrices into vertex vectors
;S06=generate the 3D-vectors

;S15=manipulate the t3d-matrix,
rotation and center the crystal
coordinates
;generate the 2D-image-matrix

;read from Z-buffer
;delete Z-buffer
;S07= open device,
z- or x-device
;plot the crystal

;S17=determine the shadow area

; crystal orientation loop

;normalized mean shadow area
;transformation from normalized
size back to real values
;real size of the crystal from
file coordinates

;End Loop gr

;Main Program

```

```

Subroutines
;=====
;- S 01 -----
pro readfile,file,um,vm,sum,polygons,vertices,p1,p2,p3,p1o,p2o,p3o, $
count,pointcounts,vm_sum,help1,vmmax,pm1,pm2,pm3
;Subroutine: read the .crystal-files
;input: file
;output: um,vm,sum,polygons,vertices,p1,p2,p3,p1o,p2o,p3o,count,
; pointcounts,vm_sum,help1,vmmax,pm1,pm2,pm3
; The structure of afn is as follows:
; um : number of plane surfaces
; vm(1) : number of edge points in surface 1
; .
; .
; vm(um) : " um
; p1(1,1),p2(1,1),p3(1,1) : x,y,z coordinates of point 1 in plane 1
; .
; .
; p1(1,vm(1)),p2(1,vm(1)),p3(1,vm(1)) : " vm(1) " 1
; p1(2,1),p2(2,1),p3(2,1) : " 1 2
; .
; .
; p1(2,vm(2)),p2(2,vm(2)),p3(2,vm(2)) : " vm(2) " 2
;
; and so on :.
;
; NOTE: The crystal edge points must be given in clockwise order
; when looking from outside !!!
filename1 = '/tunix/lempio/DisdroDiplom/'+ $
'Crystalmodel/Kristalle/Kristalle/'+file+'_100.crystal'
openr,1,filename1
print,'open: '+file+'_100.crystal'
readf,1,um
vm=intarr(um)
readf,1,vm
sum=0
print,'number of plain crystal-surfaces = ',um
for i = 0,um-1 do sum = sum + vm(i)
print,'length of the p-vectors = ',sum
polygons = intarr(um+sum)
vertices = fltarr(3,sum)
p1=fltarr(sum)
p2=fltarr(sum)
p3=fltarr(sum)
count = -1
pointcounts = -1
vm_sum = 0
for i = 0,um-1 do begin
count = count + 1
polygons(count) = vm(i)
vm_sum = vm_sum + vm(i)
subcount = 0
for j = 0, vm(i) - 1 do begin
subcount = subcount + 1
pointcounts = pointcounts + 1
count = count + 1
readf,1, help1
p1(pointcounts) = help1(0)
p2(pointcounts) = help1(1)
p3(pointcounts) = help1(2)

```

```

vertices(0,pointcounts)=p1(pointcounts)
vertices(1,pointcounts)=p2(pointcounts)
vertices(2,pointcounts)=p3(pointcounts)
polygons(count) = vm_sum - subcount
endfor                                     ;End j Loop
endfor                                     ;End i Loop
close,1
p1o=p1                                     ;remember start vectors
p2o=p2
p3o=p3
vmmax=max(vm)
pml=fltarr(um,vmmax)                       ;generate the coordinate
pm2=fltarr(um,vmmax)                       matrices for the Euler-rotation
pm3=fltarr(um,vmmax)
end

;- S 02 -----
pro constants,pi,seed,help1,nf
;Subroutine: initializes constants
;input:
;output: pi,seed,help1,nf
close,1
pi = 4.*atan(1.d0)
seed=1001L
help1=fltarr(3)
nf=500d                                     ;enlargement factor for the
end                                         normalized crystal matrix

;- S 03 -----
pro cryst_size,p1,p2,p3,p1o,p2o,p3o,gr,silent,file,um,vm,pml,pm2,pm3,dk
;Subroutine: resize crystal coordinates
;input: p1,p2,p3,p1o,p2o,p3o,gr,silent,file,um,vm,pml,pm2,pm3
;output: p1,p2,p3,dk
p1=p1o*float(gr)                           ;resize X-crystal coordinates
p2=p2o*float(gr)                           ;resize Y-crystal coordinates
p3=p3o
if((file ne '04_r') and (file ne '05_g'))then begin
CRYD,p1,p2,p3,um,vm,dk,silent,pml,pm2,pm3,dz ;S18=calculates the maximum
endif else if((file eq '04_r') or (file eq   dimension in the XY-level
'05_g'))then begin
CRYD2,p1,p2,p3,um,vm,dk,silent,pml,pm2,pm3,dz ;S20=calculates the real
endif                                         maximum dimension
CRYTHICK,p3,p3o,gr,file,dk,dz              ;S04=resize crystall thickness
end                                         with Auer and Veal (1970)

;- S 04 -----
pro CRYTHICK,p3,p3o,gr,file,dk,dz
;Subroutine: resize crystall thickness with Auer and Veal (1970)
;input: p3,p3o,gr,file,dk,dz
;output: p3
if(file eq '01_P1a' or file eq '02_P1b' or $
file eq 'P2e' or file eq 'P2f')then begin
di=2.02*(dk^(0.449))
p3i=where(p3 ne 0.)
p3(p3i)=di
endif else if(file eq 'P1c' or file eq '06_P1d' or $
file eq 'P2a' or file eq 'P2b')then begin
di=2.028*(dk^(0.431))
p3i=where(p3 ne 0.)
p3(p3i)=di
endif else if(file eq '07_P1e' or file eq '10_P1f' $
or file eq '08_P2c' or file eq 'P2g' $
or file eq 'P3c' or file eq 'P4b')then begin

```

```

di=2.801*(dk^(0.377))
p3i=where(p3 ne 0.)
p3(p3i)=di
endif else if(file eq '15_C1g' or file eq 'Clh') $
then begin
di=0.402*(dk^(1.018))
p3i=where(p3 ne 0.)
p3(p3i)=di
endif else if(file eq '17_C1e' or file eq '18_C1f') $
then begin
di=(dk/11.3)^(1/0.414) ;true for L>200 micrometer
p3i=where(p3 ne 0.)
p3(p3i)=di
endif else if(file eq 'N1a' or file eq '20_N1e') $
then begin
di=(dk/1.099)^(1./(0.61078))
p3i=where(p3 ne 0.)
p3(p3i)=di
endif else begin
p3=p3o*float(gr)*1. ;linear enlargement,
endelse ;like p1 and p2 at snowflakes
end

;- S 05 -----
pro p3DVektoren,p1,p2,p3,sum,pointcounts,indices,min_x,max_x,min_y,max_y,min_z,max_z,eps
;Subroutine: generate the 3D-vectors and manipulate system variables
;input: p1,p2,p3,sum,pointcounts
;output: indices,p1,p2,p3,min_x,max_x,min_y,max_y,min_z,max_z,eps
min_total = min([min(p1),min(p2),min(p3)])
max_total = max([max(p1),max(p2),max(p3)])
eps = (max_total - min_total)/9. ;1/9 margin around the crystal
help1 = moment(p1)
trans_x = help1(0) ;mean of p1
help1 = moment(p2)
trans_y = help1(0) ;mean of p2
help1 = moment(p3)
trans_z = help1(0) ;mean of p3
for i = 0,sum-1 do begin ;translate c.g. to [0,0,0]
p1(i) = p1(i) - trans_x
p2(i) = p2(i) - trans_y
p3(i) = p3(i) - trans_z
endfor
min_x = min(p1) - eps
max_x = max(p1) + eps
min_y = min(p2) - eps
max_y = max(p2) + eps
min_z = min(p3) - eps
max_z = max(p3) + eps
min_total = min([min_x, min_y, min_z])
max_total = max([max_x, max_y, max_z])
!X.S = [-min_total,1.]/(max_total - min_total)
!Y.S = !X.S
!Z.S = !X.S
!x.range = [min_total,max_total]
!y.range = !x.range
!x.style = 5
!y.style = 5
indices=[indgen(pointcounts + 1)]
end

```

```

;- S 06 -----
pro p3DVektorenb,p1,p2,p3,sum
;Subroutine: generate the 3D-vectors
;input: p1,p2,p3,sum
;output: p1,p2,p3
  help1 = moment(p1)
  trans_x = help1(0) ;mean von p1
  help1 = moment(p2)
  trans_y = help1(0)
  help1 = moment(p3)
  trans_z = help1(0)
  for i = 0,sum-1 do begin ;translate c.g. to [0,0,0]
    p1(i) = p1(i) - trans_x
    p2(i) = p2(i) - trans_y
    p3(i) = p3(i) - trans_z
  endfor
end

;- S 07 -----
pro plotcrystal,out,cmaxdim
;Subroutine: open device, z- or x-device
;input: out,cmaxdim
;output:
  if(out eq 0)then begin
    set_plot, 'Z'
    DEVICE, SET_RESOLUTION=[cmaxdim,cmaxdim]
  endif else if(out eq 1)then begin
    set_plot, 'x'
    Window, 0,xsize=cmaxdim,ysize=cmaxdim
    wset,0
    DEVICE, DECOMPOSED = 0
  endif
end

;- S 08 -----
pro testori,tori,xa,ya,za
;Subroutine: select rotation angles
;input: tori
;output: xa,ya,za
  set_shading, reject=1
  t3d,/reset
  if(tori eq 0)then begin
    xa=0. & ya=0. & za=0.
  endif else if(tori eq 1)then begin
    xa=0. & ya=0. & za=90.
  endif else if(tori eq 2)then begin
    xa=90. & ya=0. & za=90.
  endif else if(tori eq 3)then begin
    xa=90. & ya=90. & za=90.
  endif else if(tori eq 4)then begin
    xa=180. & ya=90. & za=90.
  endif else if(tori eq 5)then begin
    xa=45. & ya=45. & za=45.
  endif
end

;- S 09 -----
pro vectomatr,p1,p2,p3,pm1,pm2,pm3,shads,shadss,um,vm,pm7,pm8,pm9
;Subroutine: transform the vertex vectors into matrices
;input: p1,p2,p3,pm1,pm2,pm3,um,vm
;output: pm1,pm2,pm3,shads,shadss,pm7,pm8,pm9

```

```

shads=0d & shadss=0d & pn=0d
for i=0,um-1 do begin
for j=0,vm(i)-1 do begin
pm1(i,j)=p1(pn)
pm2(i,j)=p2(pn)
pm3(i,j)=p3(pn)
pn=pn+1
endfor
endfor
pm7=pm1
pm8=pm2
pm9=pm3
end

;- S 10 -----
pro matrtovec,pm1,pm2,pm3,p1,p2,p3,um,vm
;Subroutine: transform back the matrices into vertex vectors
;input: pm1,pm2,pm3,um,vm
;output: p1,p2,p3
pn=0
for i=0,um-1 do begin
for j=0,vm(i)-1 do begin
p1(pn)=pm1(i,j)
p2(pn)=pm2(i,j)
p3(pn)=pm3(i,j)
pn=pn+1
endfor
endfor
end

;- S 11 -----
pro PSP,pm1,pm2,pm3,um,vm,sp1,sp2,sp3
;Subroutine: center of gravity
;input: pm1,pm2,pm3,um,vm
;output: sp1,sp2,sp3
sp1 = 0
sp2 = 0
sp3 = 0
n = 0
for su = 0, um-1 do begin
for sv = 0, vm(su)-1 do begin
n = n + 1
sp1 = pm1(su, sv) + sp1
sp2 = pm2(su, sv) + sp2
sp3 = pm3(su, sv) + sp3
endfor
endfor
sp1 = sp1 / n
sp2 = sp2 / n
sp3 = sp3 / n
end

;- S 12 -----
pro PROT,seed,pi,pm1,pm2,pm3,um,vm,sp1,sp2,sp3,vmmmax
;Subroutine: rotation of crystal coordinates with Euler-rules
;input: seed,pi,pm1,pm2,pm3,um,vm,sp1,sp2,sp3,vmmmax
;output: pm1,pm2,pm3
pm4=fltarr(um,vmmmax)
pm5=fltarr(um,vmmmax)
pm6=fltarr(um,vmmmax)
pm4(*,*)=0.
pm5(*,*)=0.
pm6(*,*)=0.

```

```

rand1 = randomu(seed)
alpha_euler = 2.*pi*(rand1)
rand2 = randomu(seed)
beta_euler = acos(1.0 - 2.0*rand2)
rand3 = randomu(seed)
gamma_euler = 2.*pi*rand3
s1 = sin(alpha_euler)
s2 = sin(beta_euler)
s3 = sin(gamma_euler)
c1 = cos(alpha_euler)
c2 = cos(beta_euler)
c3 = cos(gamma_euler)
r11 = -c2*s1*s3 + c1*c3
r12 = -c2*s1*c3 - c1*s3
r13 = s2*s1
r21 = c2*c1*s3 + s1*c3
r22 = c2*c1*c3 - s1*s3
r23 = -s2*c1
r31 = s2*s3
r32 = s2*c3
r33 = c2
pm4 = pm1 - sp1
pm5 = pm2 - sp2
pm6 = pm3 - sp3
pm1 = pm4*r11 + pm5*r12 + pm6*r13
pm2 = pm4*r21 + pm5*r22 + pm6*r23
pm3 = pm4*r31 + pm5*r32 + pm6*r33
pm4 = pm1
pm5 = pm2
pm6 = pm3
zmax=max(pm3)
pm6 = pm6 - zmax - 1
pm3 = pm6
end

;- S 13 -----
pro cryst_dim_a,tori,crystal,cbmaxdim,shadh,silent
;subroutine: find the maximum dimension of the image
;input: tori,crystal,silent
;output: cbmaxdim,shadh,minx
;tori=5 is not used for determining maximum dimension, just for visualisation
if(tori lt 5)then begin
shadow,crystal,shads,gsa ;S17=determine the shadow area
if(silent eq 1)then print,'shadow area = ',shads
if(silent eq 1)then print,'whole area = ',gsa
cryst_dim_b,crystal,cbmaxdim,silent,tori ;S14=find the maximum dimension
endif ;of the image
end

;- S 14 -----
pro cryst_dim_b,crystal,cbmaxdim,silent,tori
; Subroutine: find the maximum dimension of the image
; input: crystal,cbmaxdim,silent,tori
; output: cbmaxdim
tm=crystal
tms=size(tm)
tmr=tms(2) ;number of rows
tmc=tms(1) ;number of columns
dr=0 & dc=0 & dct=0
for icd=0,tmr-1 do begin ;loop over rows
tmv=where(tm(0:(tmc-1),icd) ne 0)
if(tmv(0) ne -1)then begin

```

```

dr=dr+1
cs=size(tmv)
dct=cs(1)
if(dct gt dc)then dc=dct
endif
endfor
if(silent eq 1)then print,'crystal dimensions'+ $
' at the',tori,'. orientation = ',dr,dc
if(dr gt cbmaxdim)then cbmaxdim=dr
if(dc gt cbmaxdim)then cbmaxdim=dc
end

;- S 15 -----
pro scale3n,ax=ax,ay=ay, az=az, xrange=xr, yrange=yr, zrange=zr
;Subroutine: manipulate the t3d-matrix, rotation and center the crystal coordinates
;input: ax, ay, az, xr, yr, zr
;output:
on_error,2 ;Return to caller if an
t3d, /RESET, TRANSLATE=[-.5,-.5,-.5], error occurs
SCALE=replicate(1.,3)
t3d, ROTATE = [0,0,az]
t3d, ROTATE = [0,ay,0]
t3d, ROTATE = [ax,0,0]
t3d, TRANSLATE = [.5, .5, .5], PERSPECTIVE=1000000.
end

;- S 16 -----
pro CRYDIM,p3,dpm,silent
;Subroutine: compare XY-dimension with Z-dimension
;input: p3,dpm,silent
;output: dpm
dpmz=abs(max(p3)-min(p3))
if(dpmz gt dpm)then dpm=dpmz
end

;- S 17 -----
pro shadow,crystal,shads,gsa
;Subroutine: determine the shadow area
;input: crystal
;output: shads,gsa
gsav=size(crystal) ;size of image-matrix (vector)
gsax=gsav(1) & gsay=gsav(2) ;length of X- and Y-dimension
of the image
gsa=gsax*gsay ;whole area of the image
(scalar)
shada=where(crystal ne 0) ;area with shadow (vector)
sv=size(shada,/L64) ;size of the shadow vector
(vector)
shads=sv(1) ;area of the shadow (scalar)
end

;- S 18 -----
pro CRYD,p1,p2,p3,um,vm,dpm,silent,pml,pm2,pm3,dz
;Subroutine: calculates the maximum dimension in the XY-level
;input: p1,p2,p3,um,vm,silent,pml,pm2,pm3
;output: dpm,dz
vectomatr,p1,p2,p3,pml,pm2,pm3,shads,shadss,um, $ ;S09= transform the vertex
vm,pm7,pm8,pm9 vectors into matrices
xvd=fltarr(10000)
yvd=fltarr(10000)
fz=0 & pz=0L
for i_glob=0,um-1 do begin
indl=0
for j_glob=0,vm(i_glob)-1 do begin

```



```

if(pm3(i_glob, j_glob) ne 0.)then begin
ind1=1
endif
endfor
if(ind1 eq 0)then begin
fz=fz+1
for j_glob=0,vm(i_glob)-1 do begin
xvd(pz)=pm1(i_glob,j_glob)
yvd(pz)=pm2(i_glob,j_glob)
pz=pz+1
endif
endif
xvd=xvd(0:(pz-1))
yvd=yvd(0:(pz-1))
dpm=0
for i=0,pz-1 do begin
for j=0,pz-1 do begin
dp=sqrt(((xvd(i)-xvd(j))^2)+((yvd(i)-yvd(j))^2))
if(dp gt dpm)then dpm=dp
endif
endif
matrtovec,pm1,pm2,pm3,p1,p2,p3,um,vm
if(silent eq 1)then print,'diameter of the crystal at
the XY-level = ',dpm
dz=abs(max(p3)-min(p3))
if((dz gt dpm) and (silent eq 1))then begin
print,'crystal-length = ',dz
endif
end

;- S 19 -----
pro stepsize,gri,f1,silent
;Subroutine: calculates the amount of crystal enlargement (f1)
; to add to the resize factor gr
;input: gri,silent
;output: f1
f1=0
;step1=0.485
;step1=0.4866
;step1=0.4365
;step1=0.4555
step1=0.4847
;step1=0.48648
;step1=0.4864
;step1=0.46665
;step1=0.4864
;step1=0.48647
step2=2.*step1 & step3=3.*step1
step4=4.*step1 & step5=5.*step1
if(silent eq 0)then begin
if(gri gt 0 and gri lt 31)then f1=step1
if(gri ge 31 and gri lt 61)then f1=step2
if(gri ge 61 and gri lt 91)then f1=step3
if(gri ge 91 and gri lt 121)then f1=step4
if(gri ge 121 and gri lt 999)then f1=step5
if(gri gt 999)then f1=1
endif else if(silent eq 1)then begin
if(gri eq 0)then f1=0

```

```

if(gri eq 50)then begin
f1=(30*step1)+(20*step2)
endif else if(gri eq 100)then begin
f1=(10*step2)+(30*step3)+(10*step4)
endif else if(gri eq 150)then begin
f1=(20*step4)+(30*step5)
endif
endif
end

;- S 20 -----
pro CRYD2,p1,p2,p3,um,vm,dpm,silent,pm1,pm2,pm3,dz
;Subroutine: calculates the real maximum dimension
;input: p1,p2,p3,um,vm,silent,pm1,pm2,pm3
;output: dpm,dz
pn2=0
for i=0,um-1 do begin
pn2=pn2+vm(i)
endfor
dpm=0
for i=0,pn2-1 do begin
for j=0,pn2-1 do begin
dp=sqrt(((p1(j)-p1(i))^2)+ $ ;distance between points
((p2(j)-p2(i))^2)+((p3(j)-p3(i))^2))
if(dp gt dpm)then dpm=dp
endfor
endfor
if(silent eq 1)then print,'diameter of the'+ $
'crystal from vectors = ',dpm
dz=abs(max(p3)-min(p3))
if((dz gt dpm) and (silent eq 1))then begin
print,'crystal-length in z = ',dz
endif
end

```

Anhang B

Messungen Uppsala 1999/2000, Ergänzung zum Kapitel 5

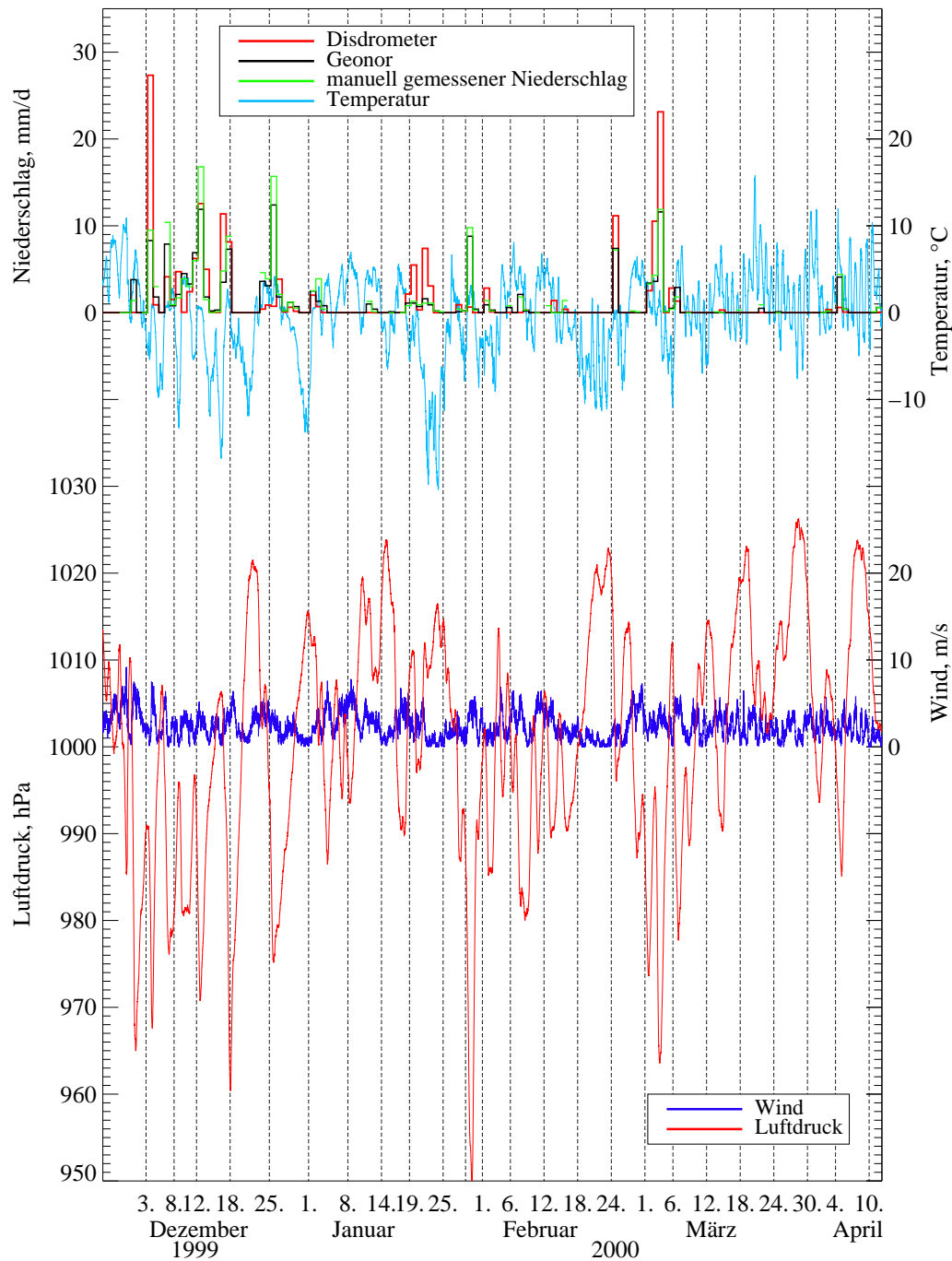


Abbildung B.1: Vergleich der Tagessummen des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' zur Berechnung der Niederschlagsrate im Vergleich mit der Temperatur, dem Bodenluftdruck und der Windgeschwindigkeit an der Station jeweils in 10 Minutenmitteln über die Zeit aufgetragen.

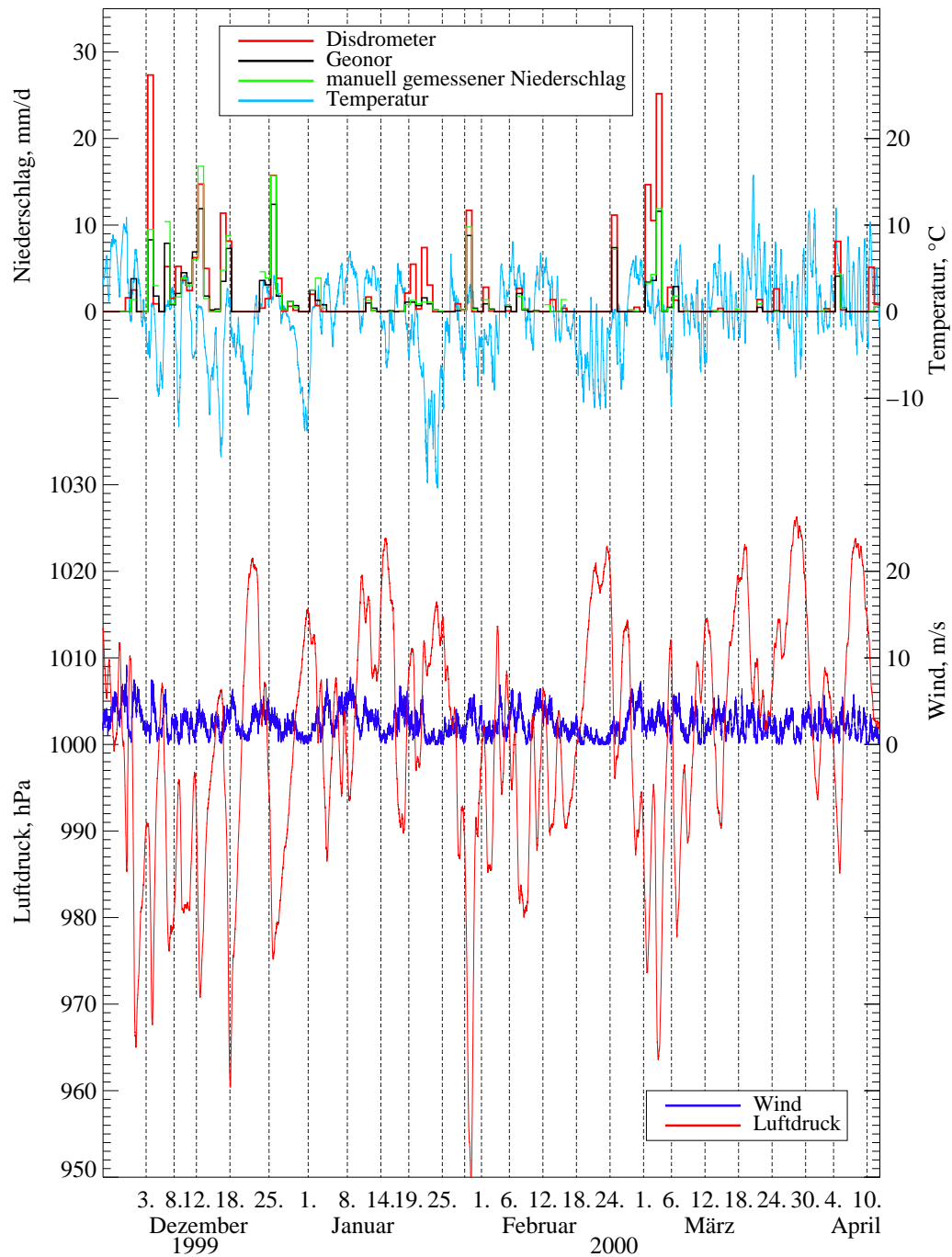


Abbildung B.2: Vergleich der Tagessummen des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' bei gemischtem oder festem Niederschlag und der Parametrisierungen von Regen bei flüssigem Niederschlag zur Berechnung der Niederschlagsrate im Vergleich mit der Temperatur, dem Bodenluftdruck und der Windgeschwindigkeit an der Station jeweils in 10 Minutenmitteln über die Zeit aufgetragen.

Anhang C

Spektren, Uppsala 1999/2000, Ergänzung zum Kapitel 5

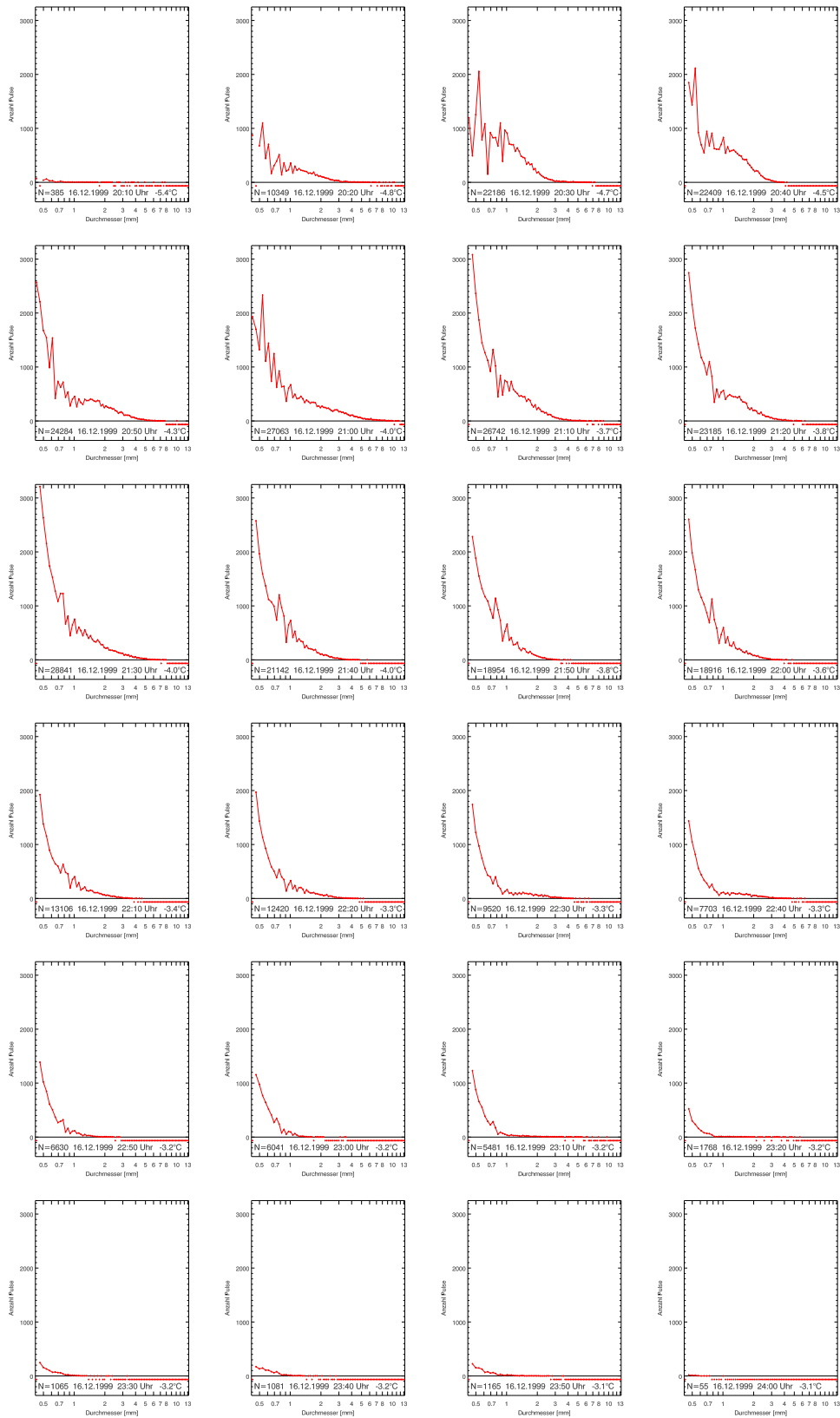


Abbildung C.1: Absolute Häufigkeitsverteilungen der Spektren vom Niederschlagsereignis am 16.12.1999 in Uppsala (Schneeschaer, Mittlungszeit: 10 Minuten).

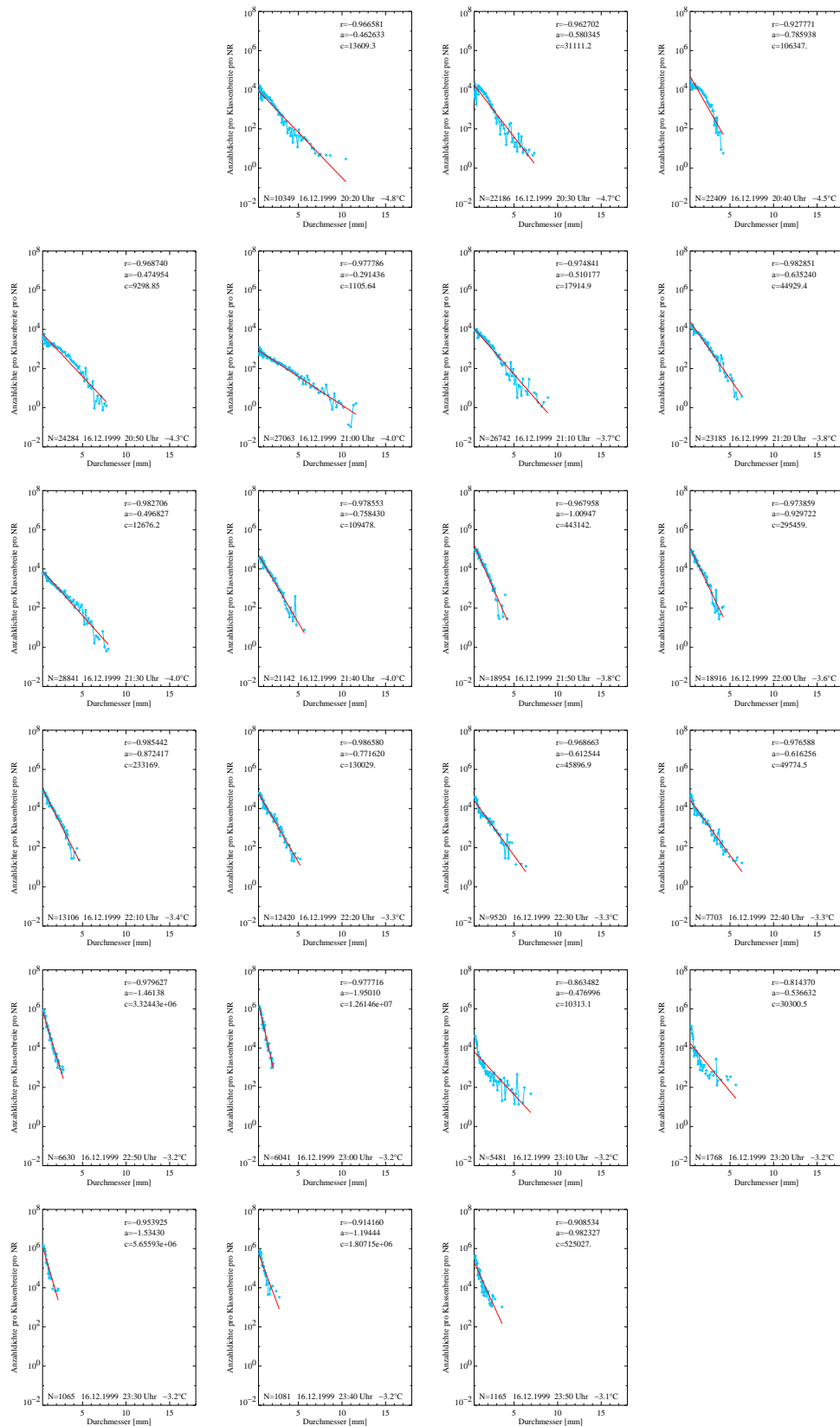


Abbildung C.2: Mit Niederschlagsrate und Größenklassenbreite normierte Spektren vom Niederschlagsereignis am 16.12.1999 in Uppsala (Schneeschaauer, Mittlungszeit: 10 Minuten, Mindestens 600 Pulse pro Spektrum).

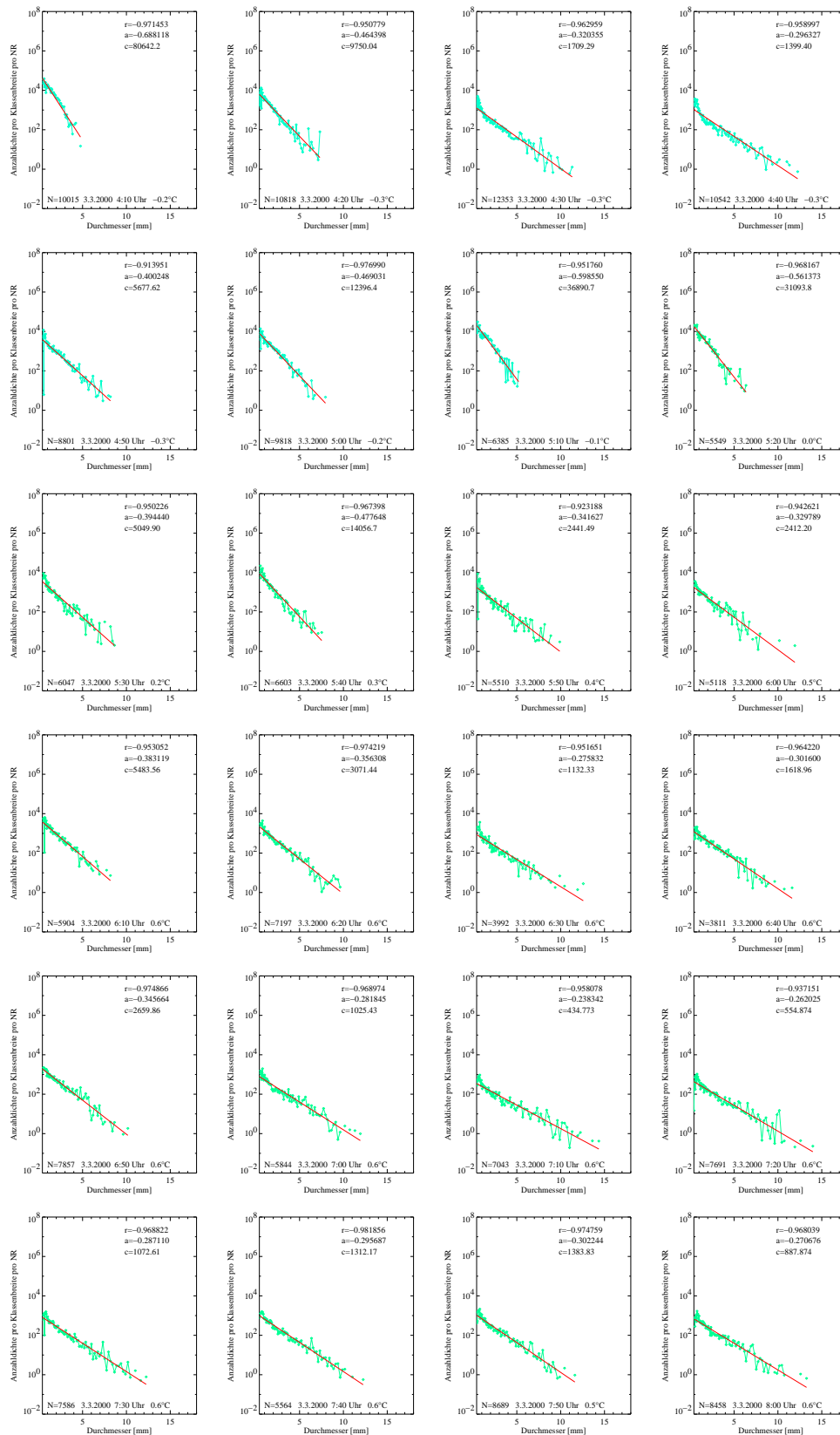


Abbildung C.3: Mit Niederschlagsrate und Größenklassenbreite normierte Spektren vom Niederschlagsereignis am 3.3.2000 in Uppsala (Schnee, Mittlungszeit: 10 Minuten, Mindestens 600 Pulse pro Spektrum).

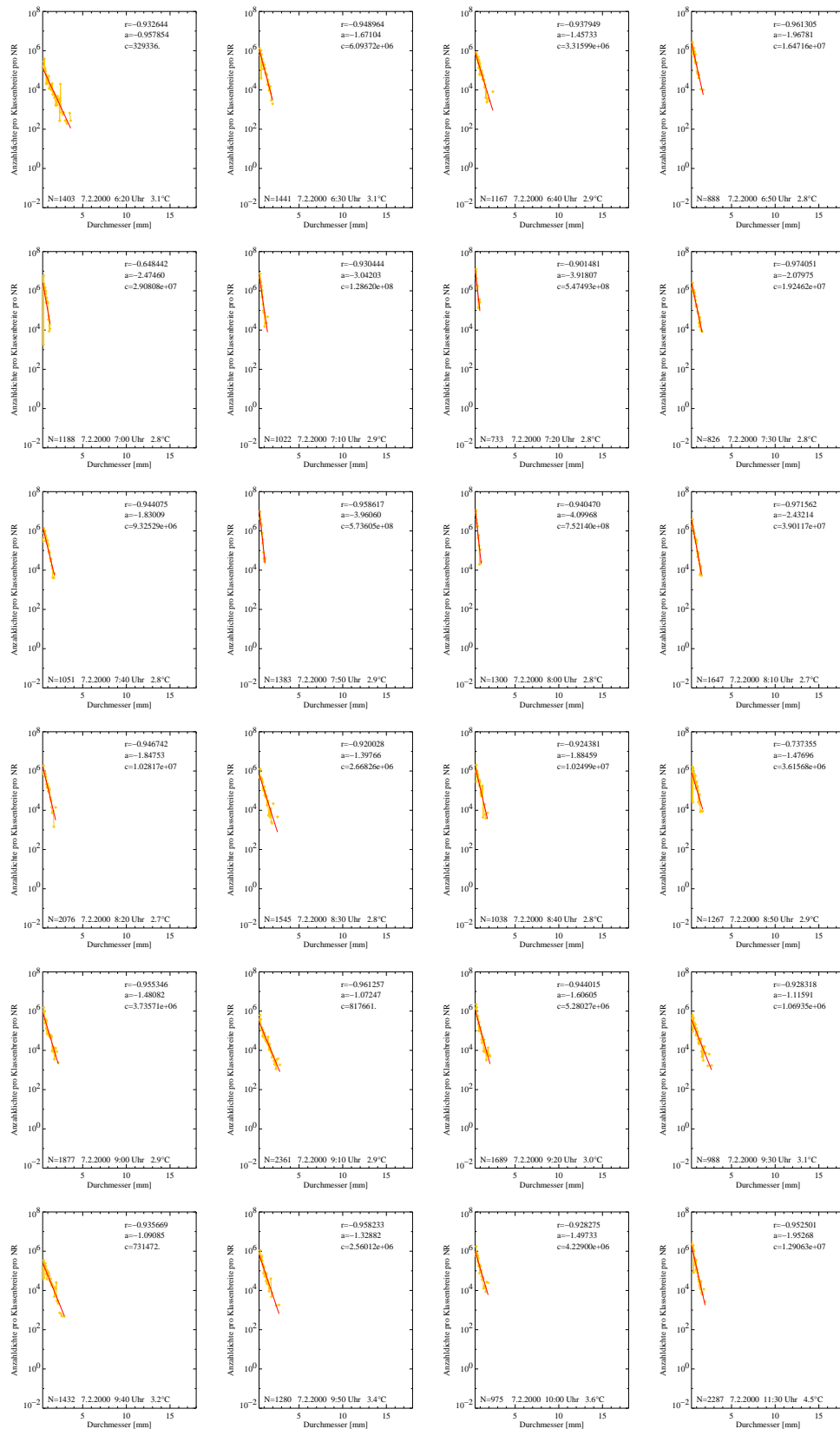


Abbildung C.4: Mit Niederschlagsrate und Größenklassenbreite normierte Spektren vom Niederschlagsereignis am 7.2.2000 in Uppsala (Regen, Mittlungszeit: 10 Minuten, Mindestens 600 Pulse pro Spektrum).

Abkürzungen

3D	dreidimensional
AV	Auflösungsvermögen
bin	Nummer der Grössenklasse
d_p	Durchmesser einer äquivalenten, kreisrunden Fläche
DM	Drehmatrix
DWD	Deutscher Wetterdienst
IDL	Interactive Data Language
IfM-GEOMAR	Leibniz - Institut für Meereswissenschaften Kiel
IMAIP	IDL Mean Area Image Prozessor
LG	Lump Graupel
NR	Niederschlagsrate
WMO	World Meteorological Organisation

Abbildungsverzeichnis

2.1	<i>Zeichnungen von Schneekristallen aus „Micrographia“ (Hook (1665)).</i>	6
2.2	<i>Aufbau eines Wassermoleküls und Gitterstruktur von Eis.</i>	7
2.3	<i>Schematische Darstellung der unterschiedlichen Eisbildungsprozesse (Rogers und Yau (1989)).</i>	8
2.4	<i>Temperatur- und Feuchtebedingungen für das Wachstum natürlicher Schnee- und Eiskristalle (Magono und Lee (1966)).</i>	9
2.5	<i>Der Bergeron-Findeisen-Prozess, Wachsen der Eiskristalle auf Kosten der Wassertropfen in Mischwolken (Barthazy-Meier (2006)).</i>	10
2.6	links: Säulenkristall, rechts: bereifter Säulenkristall (Libbrecht (2006)).	12
2.7	links: Säulenkristall mit Endplatten (Libbrecht (2006)), rechts: bereifter Säulenkristall mit Endplatten mit einem Elektronenmikroskop aufgenommen (Erbe (2006)).	12
2.8	links: Plattenförmiger Kristall (Libbrecht (2006)), rechts: bereifter plattenförmiger Kristall (Ono (1969)).	13
3.1	<i>Disdrometer ODM 470</i>	17
3.2	<i>Disdrometer, schematischer Aufbau: 1=Elektronik, 2=Infrarotdiode, 3=Linsensystem, 4=Glasscheibe, 5=Schutzblenden, 6=Messvolumen, 7=Sammellinse, 8=Blende, 9=achromatische Sammellinse, 10=Photodiode, 11=Elektronik</i>	20
3.3	A Verteilung und Breite der Grössenklassen beim Schneedisdrometer nach Gleichung 3.1, B Beweis der gleichmäßigen Ausleuchtung des Messvolumens (Großklaus (1996)).	24
3.4	A Tropfenspektrum mit korrigierten Koinzidenzen (blau) und mit korrigierten Koinzidenzen und streifenden Durchgängen (rot), B Anzahl korrigierter Tropfen nach Korrektur der Koinzidenzen (blau), nach Korrektur der Koinzidenzen und streifenden Durchgänge (rot).	28
3.5	<i>Disdrometer ODM 470 SE</i>	29
4.1	<i>Kristall P1d mit D_{\max} und D_{bin}</i>	31
4.2	<i>Strahlengang durch einen Kristall beim 'Ray Tracing', $N=1$ transmittierter Strahl, $N=2, \dots, 5$ reflektierte und gebrochene Strahlen.</i>	33
4.3	<i>Ray-Tracing-Ausgabe IDL-Bild des Kristalls.</i>	34

4.4	<i>Test der maßstabgetreuen Abbildung von IMAIP mit einem Quader in zwei Größen (links: klein, rechts: groß).</i>	36
4.5	<i>Bestimmung der notwendigen Anzahl an Orientierungen mit einem Quader (Vergleich von 'Ray Tracing' und IMAIP).</i>	42
4.6	<i>Modellvergleich zwischen 'Ray Tracing' und IMAIP mit einem kleinen Quader, Abschätzung der Modell-Genauigkeit zum Auflösungsvermögen des optischen Disdrometers.</i>	45
4.7	<i>Modellvergleich zwischen 'Ray Tracing' und IMAIP mit einem großen Quader, Abschätzung der Modell-Genauigkeit zum Auflösungsvermögen des optischen Disdrometers.</i>	46
4.8	<i>Eiskristallklassifikation nach Magono und Lee (1966)</i>	50
4.9	<i>Mit Beziehungen von Hogan (1994) konstruierte Kristalle.</i>	51
4.10	<i>Mit Beziehungen von Locatelli und Hobbs (1974) konstruierte Kristalle.</i>	52
4.11	<i>Fitten der Transformationsfunktionen im definierten Bereich.</i>	54
4.12	<i>Spektrale Niederschlagsrate nach der Zeitmethode unter Annahme einer Anzahl-dichte von $N(\text{bin})=1$ im definierten Bereich der Kristalle, A: ohne Transformationsfunktion, B: mit Transformationsfunktion.</i>	58
4.13	<i>Differenzbetrag der Niederschlagsrate eines bestimmten Kristalls zum 'Lump Graupel' ohne Transformation (durchgezogene Linie) und mit Transformation (gestrichelte Linie).</i>	60
4.14	<i>Summe der Differenzen der simulierten Niederschlagsraten der Kristalle zum 'Lump Graupel' ohne Transformation (durchgezogene Linie) und mit Transformation (gestrichelte Linie).</i>	61
4.15	<i>Laufende Mittelwerte und laufende Standardabweichungen der Differenzen der Niederschlagsrate der Kristalle zu LG in Intervallen zu 40 Werten über mehrere Größenklassen eingeteilt. Alle mit Parametrisierungen von Hogan (1994) simulierten Kristalle.</i>	63
4.16	<i>Laufende Mittelwerte und laufende Standardabweichungen der Differenzen der Niederschlagsrate der Kristalle zu LG in Intervallen zu 40 Werten über mehrere Größenklassen eingeteilt. Kristalle mit Parametrisierungen von Hogan (1994) simuliert, ohne Kristall 03_R2c.</i>	65
4.17	<i>Von Locatelli und Hobbs (1974) untersuchte Kristalltypen: g densely rimed radiating assemblage of dendrites, r unrimed aggregate of bullets, columns, assemblages of plates and side planes. Die Linie unter den Fotos entspricht einem Millimeter.</i> 66	
4.18	<i>Fallgeschwindigkeit über Durchmesser für graupelähnlichen Schnee in 'Lump'-Form (Kreise) und in hexagonaler Form (Sechsecke) (Locatelli und Hobbs (1974)).</i> 67	
4.19	<i>Durchmesser über Masse für graupelähnlichen Schnee in 'Lump'-Form (Kreise) und in hexagonaler Form (Sechsecke) (Locatelli und Hobbs (1974)).</i>	67
5.1	<i>Geonor-Niederschlagsmessgerät mit einfachem Windschutz (GEONOR-Inc (2006))</i> 69	
5.2	<i>Geonor mit einfachem Windschutz (links) und mit DFIR-Windschutz (rechts) Cole (2006).</i>	70

5.3 Fehlerhafte Spektren. Relative Häufigkeit der gemessenen Niederschlags- teilchen über den gemessenen Durchmesser aufgetragen. Nicht belegte Größenklassen liegen unterhalb der Nulllinie. Links: Zehnminutenmes- sung mit N=21 registrierten Teilchen, rechts: Zehnminutenmessung mit N=1925 registrierten Teilchen.	72
5.4 Vergleich der Tagessummen des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwin- digkeit und Masse von 'Lump Graupel' zur Berechnung der Nieder- schlagsrate, zusammen mit der Temperatur in 10 Minutenmitteln über die Zeit aufgetragen.	73
5.5 Vergleich der Summe der Tageswerte des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fall- geschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' zur Berechnung der Nie- derschlagsrate.	74
5.6 Vergleich der Tagessummen des Disdrometers (Minimum 0,01 mm/d) ge- gen die manuellen Messungen (Minimum 0,1 mm/d) mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' zur Berechnung der Niederschlagsrate.	75
5.7 Vergleich der Tagessummen des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwin- digkeit und Masse von 'Lump Graupel' bei gemischtem oder festem Nie- derschlag und der Parametrisierungen von Regen bei flüssigem Nieder- schlag zur Berechnung der Niederschlagsrate, zusammen mit der Temper- atur in 10 Minutenmitteln über die Zeit aufgetragen.	76
5.8 Vergleich der Summe der Tageswerte des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fall- geschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' bei gemischtem oder fes- tem Niederschlag und der Parametrisierungen von Regen bei flüssigem Niederschlag zur Berechnung der Niederschlagsrate.	77
5.9 Vergleich der Tagessummen des Disdrometers (Minimum 0,01 mm/d) ge- gen die manuellen Messungen (Minimum 0,1 mm/d) mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' bei gemischtem oder festem Niederschlag und der Parametrisie- rungen von Regen bei flüssigem Niederschlag zur Berechnung der Nie- derschlagsrate.	78
5.10 Niederschlagsspektren bei Schneefall normiert mit der Breite der Größen- klasse und der Niederschlagsrate (Mittlungszeit: eine Stunde).	80
5.11 Niederschlagsspektren bei Regen normiert mit der Breite der Größenklas- se und der Niederschlagsrate (Mittlungszeit: eine Stunde).	81
5.12 Niederschlagsspektren bei Schneefall normiert mit der Breite der Größen- klasse und der Niederschlagsrate (Mittlungszeit: eine Stunde).	81

5.13	Vergleich der Steigungen der gemessenen und mit der Niederschlagsrate und der Klassenbreite normierten Spektren von Uppsala 1999/2000 mit der Art des Niederschlags. Spektren wurden auf eine Stunde gemittelt. Nur Spektren mit mehr als 3600 Pulsen verwendet.	82
5.14	Niederschlagsspektren bei Schneeregen normiert mit der Breite der Größenklasse und der Niederschlagsrate (Mittlungszeit: eine Stunde).	83
5.15	Vergleich der Steigungen der gemessenen und mit der Niederschlagsrate und der Klassenbreite normierten Spektren von Uppsala 1999/2000 mit deren maximalen Schattendurchmessern. Spektren wurden auf eine Stunde gemittelt. Nur Spektren mit mehr als 3600 Pulsen verwendet.	85
B.1	Vergleich der Tagessummen des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' zur Berechnung der Niederschlagsrate im Vergleich mit der Temperatur, dem Bodenluftdruck und der Windgeschwindigkeit an der Station jeweils in 10 Minutenmitteln über die Zeit aufgetragen.	104
B.2	Vergleich der Tagessummen des gemessenen Niederschlags in Uppsala 1999/2000 mit Anwendung der Parametrisierungen für die Fallgeschwindigkeit und Masse von 'Lump Graupel' bei gemischtem oder festem Niederschlag und der Parametrisierungen von Regen bei flüssigem Niederschlag zur Berechnung der Niederschlagsrate im Vergleich mit der Temperatur, dem Bodenluftdruck und der Windgeschwindigkeit an der Station jeweils in 10 Minutenmitteln über die Zeit aufgetragen.	105
C.1	Absolute Häufigkeitsverteilungen der Spektren vom Niederschlagsereignis am 16.12.1999 in Uppsala (Schneeschaer, Mittlungszeit: 10 Minuten).	108
C.2	Mit Niederschlagsrate und Größenklassenbreite normierte Spektren vom Niederschlagsereignis am 16.12.1999 in Uppsala (Schneeschaer, Mittlungszeit: 10 Minuten, Mindestens 600 Pulse pro Spektrum).	109
C.3	Mit Niederschlagsrate und Größenklassenbreite normierte Spektren vom Niederschlagsereignis am 3.3.2000 in Uppsala (Schnee, Mittlungszeit: 10 Minuten, Mindestens 600 Pulse pro Spektrum).	110
C.4	Mit Niederschlagsrate und Größenklassenbreite normierte Spektren vom Niederschlagsereignis am 7.2.2000 in Uppsala (Regen, Mittlungszeit: 10 Minuten, Mindestens 600 Pulse pro Spektrum).	111

Tabellenverzeichnis

4.1	Test der Normierungsfunktion.	38
4.2	Format einer .crystal-Datei.	39
4.3	Vergleich der Rechenzeiten von 'Ray Tracing' und IMAIP bei unterschiedlicher Anzahl an Orientierungen und bei unterschiedlichen Quadergrößen.	44
4.4	Empirische Dimensionsbeziehungen. Einheiten in μm , h =Höhe, d =Durchmesser, W =Breite, L =Länge. (Auer und Veal (1970))	48
4.5	Empirische Beziehungen für Fallgeschwindigkeit und Masse. P1a, P1b, P1d, P1e, P2c, P2e, P6c, R2c und R4bH aus Hogan (1994) (D_{max} in cm, v_{fall} in cm/s, m in g), R4bL, g und r aus Locatelli und Hobbs (1974) (D_{max} in mm, v_{fall} in m/s, m in mg).	49
4.6	Transformationsfunktionen für die modellierten Kristalle (Abbildung 4.9 und 4.10).	55

Literaturverzeichnis

- Atlas, D. und Ulbrich, C., 1974. The Physical Basis for Attenuation-Rainfall Relationships and the Measurement of Rainfall Parameters by Combined Attenuation and Radar Methods. *J. Rech. Atmos.*, Seiten 275–298.
- Atlas, D. und Ulbrich, C., 1977. Path- and Area-Integrated Rainfall Measurement by Microwave Attenuation in the 1-3 cm Band. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1322–1331.
- Auer, August H., J. und Veal, D. L., 1970. The Dimension of Ice Crystals in Natural Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, 919–926.
- Bakan, S., Hinzpeter, H., Höller, H., Jaenicke, R., Jeske, H., Laube, M., Volland, H., Warneck, P., und Wurzinger, C., 1988. *Landolt-Börnstein, Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaft und Technik, Band 4, Meteorologie, Teilband b, Physikalische und chemische Eigenschaften der Luft*. G. Fischer, Springer-Verlag.
- Bakkehøi, S., Ølien, K., und Førlund, E. J., 1985. An automatic precipitation gauge based on vibrating-wire strain gauges. *Nordic Hydrology*, 16, 193–202.
- Barthazy, E., Goke, S., Schefold, R., und Hogl, D., 2004. An optical array instrument for shape and fall velocity measurements of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21, 1400–1416.
- Barthazy-Meier, E., 2006. Kapitel 4: Thermodynamik. <http://www.iac.ethz.ch/staff/eszter/vorlesung/Folien/Thermodynamik.html>. 10.06.2006.
- Bonan, G. B., Pollard, D., und Thompson, S. L., 1992. Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 359, 716–718.
- Bradley, S. G., 1996). Acoustic radar studies of rain microphysics. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, 547–553.
- Clemens, M., 2002. Machbarkeitsstudie zur räumlichen Niederschlagsanalyse aus Schiffsmessungen über der Ostsee. Dissertation, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Cole, J., 2006. National center for atmospheric research, research applications program, marshall field site. <http://www.rap.ucar.edu/projects/marshall/Events/08FEB01/030.html>. 30.05.2006.

- Erbe, E. F., 2006. Electron microscopy unit snow page. <http://emu.arsusda.gov/snowsight/>. 11.06.2006.
- Foster, J., Liston, G., Koster, R., Essery, R., Behr, H., Dumenil, I., Verseghy, D., Thomsson, S., Pollard, D., und Cohen, J., 1996. Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely sensed datasets. *Journal of Climate*, 9, 409–426.
- Fuhrhop, R., Macke, A., und Ruprecht, E., 1999. Machbarkeitsstudie zur Sichtweitenbestimmung im Rahmen des DWD Projekts Meßnetz 2000. Technischer Bericht, DWD.
- Gaumet, J. L. und Salomon, P., 1992. Characterisation des hydrométéores par méthode optique (Characterisation of hydrometeors with an optical method). *WMO/TD*, No. 462. In: World Meteorological Organisation Technical Conference on instruments and methods of observation (TECO-92) Vienna, Austria, May 1992, 310–314.
- GEONOR-Inc, 2006. Geonor precipitation gauge. <http://www.geonor.com>. 30.05.2006.
- Goldsmith, J. und Salmon, J., 1987. Automatic creation of object hierarchies for ray tracing. *IEEE Computer Graphics and Applications*, 7, 14–20.
- Goodison, B. E. und Metcalfe, J. R., 1988. Canadian participation in the WMO solid precipitation measurement intercomparison. *Danish Society for Arctic Technology, c/o Greenland technical organisation, Copenhagen, Denmark*, In: Thomsen T, Søgaard H, Braithwaite R (eds) Applied Hydrology Development of Northern Basins. Proceedings from The Seventh Northern Research Basins Symposium/Work-shop. May 25-June 1, 1988, Ilulissat, Greenland., 199–207.
- Großklaus, M., 1996. Niederschlagsmessung auf dem Ozean von fahrenden Schiffen. Dissertation, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Hansson, C. L., Zuxel, J. F., und Morris, R. P., 1983. Winter precipitation catch by heated tipping-bucket gages. *Trans. Amer. Soc. Agric. Eng.*, 26, 1479–1480.
- Hogan, A. W., 1994. Objective estimates of airborne snow properties. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11, 432–444.
- Hook, R., 1665. *Micrographia*. Octavo.
- Joss, J. und Waldvogel, A., 1977. Some observations on joss-waldvogel rainfall disdrometer - reply. *Journal of Applied Meteorology*, 16 (1), 112–113.
- Kepler, J., 1611. The six-cornered snowflake. *translated by L. L. Whyte, 1966 (Oxford Univ. Press)*.
- Kruger, A. und Krajewski, W., 2002. Two-dimensional video disdrometer: A description. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(5), 602 – 617.

- Lawson, R. P., Steward, R. E., und Angus, L. J., 1998. Observations and numerical simulations of the origin and development of very large snowflakes. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3209–3229.
- Libbrecht, K. G., 2006. Online guide to snowflakes, snow crystals, and other ice phenomena. <http://www.snowcrystals.com/>. 11.06.2006.
- Locatelli, J. D. und Hobbs, P. V., 1974. Fall Speeds and Masses of Solid Precipitation Particles. *J. Geophys. Res.*, 79, 2185–2197.
- Löffler-Mang, M. und Blahak, U., 2001. Estimation of the equivalent radar reflectivity factor from measured snow size spectra. *Journal of Applied Meteorology*, 40 (4), 843–849.
- Löffler-Mang, M. und Joss, J., 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17 (2), 130–139.
- Lundberg, A. und Halldin, S., 2001. Snow measurements techniques for land-surface-atmosphere exchange studies in boreal landscapes. *Theoretical and Applied Climatology*, 70, 215–230.
- Lundberg, A. und Johansson, R.-M., 1994. Optical precipitation gauge - Determination of precipitation type and intensity by light attenuation technique. *Nordic Hydrology*, 25, 359–370.
- Macke, A., 1994. Modellierung der optischen Eigenschaften von Cirruswolken. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg.
- Macke, A., 2003. Vorlesung 'Wolkenphysik und Niederschlag'. Skript, Leibnitz-Institut für Meereswissenschaften, Universität Kiel.
- Magono, C. und Lee, C. W., 1966. Meteorological classification of natural snow crystals. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, 2, 321–362.
- Mätzler, C., 2003. Vorlesung 'Radarmeteorologie'. Skript, Institut für Angewandte Physik, Universität Bern.
- Mitchell, D. L. und Heymsfield, A. J., 2005. Refinements in the Treatment of Ice Particles Terminal Velocities, Highlighting Aggregates. *J. Atmos. Sci.*, 62, 1637–1644.
- Nystuen, J. A., 2000. Listening to raindrops from underwater: An acoustic disdrometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 1640–1657.
- Ono, A., 1969. The Shape and Riming Properties of Ice Crystals in Natural Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26, 138–147.
- OTT-MESSTECHNIK, 2006. Parsivel-distrometer. http://www.ott-hydrometry.de/web/ott_de.nsf/id/pa_ottparsivel_d.html. 30.05.2006.

- Peters, G., Fischer, B., und Andersson, T., 2002. Rain observations with a vertically looking micro rain radar (mrr). *Boreal Environment Research*, 7(4), 353–362.
- Pruppacher, H. R. und Klett, J. D., 1978. *Microphysics Of Clouds And Precipitation*. D. Reidel.
- Rogers, R. und Yau, M., 1989. *A short course in Cloud Physics*. Pergamon Press.
- Sevruk, B., 1983. Correction of measured precipitation in the alps using the water equivalent of new snow. *J. Hydrol.*, 14, 49–58.
- Sevruk, B., Hertig, J.-A., und Spiess, R., 1989. The effect of precipitation gauge orifice rim on the wind field deformation as investigated in a wind tunnel. *Atmospheric Environment*, 25A, 1173–1181.
- Steppek, A., Jones, D. W., und Hatton, D. B., 1992. Field trails of some present weather sensors, instruments and observing methods. *WMO/TD*, No. 462. In: World Meteorological Organisation Technical Conference on instruments and methods of observation (TECO-92) Vienna, Austria, May 1992, 284–289.
- Tablet, R. D., Berg, N. H., Trabant, D. C., Santeford, H. S., und Rechar, P. A., 1990. Measurement and evaluation of winter precipitation. *New York: American Society of Civil Engineers ASCE*, In: Ryan WL, Crissman RD (eds) Cold Regions Hydrology and Hydraulics, 9–38.
- Thies, 2006. Thies-distrometer. <http://thiesclima.com/disdrometer.htm>. 30.05.2006.
- Thomas, G. und Rowntree, P. R., 1992. The boreal forest and climate. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118, 469–498.
- van der Meulen, J. P., 1992. Present weather observing systems: One year of experience and comparison with human observations. Instruments and observing methods. *WMO/TD*, No. 462. In: World Meteorological Organisation Technical Conference on instruments and methods of observation (TECO-92) Vienna, Austria, May 1992, 301–304.
- WMO, 1994. Guide to hydrological practices, data acquisition and processing, analysis forecasting and other applications. *WMO report*, no.-168, p. 286.
- Yang, Z.-L., Dickinson, R. E., Shuttleworth, W. J., und Shaikh, M., 1998. Treatment of soil, vegetation and snow in land surface models: a test of the biosphere-atmosphere transfer scheme with the HAPEX-MOBILIHY, ABRACOS and Russian data. *J. Hydrol.*, 213, 109–127.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. Andreas Macke und Dr. Karl Bumke danke ich für die Betreuung der Arbeit und den sehr hilfreichen Kommentaren während meines gesamten Studiums, wie auch der gesamten Wolken- und Strahlungsgruppe, für ihre Hilfe bei programmiertechnischen und sonstigen Problemen.

Seb und Irene danke ich für die super Zusammenarbeit vom ersten Semester an.

Meinen Eltern danke ich, dass sie mich im Studium bestärkt und immer an mich geglaubt haben. Meiner großen Freundin danke ich für die enorme Unterstützung beim Korrekturlesen der Arbeit.

Erklärung

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

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

Kiel, Juli 2006

(Guido Lempio)