

DISS. ETH Nr. 15431

Messungen von Schneeflocken: Die Fallgeschwindigkeit und eine Abschätzung weiterer Größen

ABHANDLUNG
Zur Erlangung des Titels

DOKTOR DER NATURWISSENSCHAFTEN

der
EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE
ZÜRICH

vorgelegt von
RAPHAEL SCHEFOLD
Dipl. Phys., Uni Basel
geboren am 8. Mai 1975
von Basel (BS)

Angenommen auf Antrag von:
Prof. Dr. Huw C. Davies, Referent
Prof. Dr. Klaus D. Beheng, Korreferent
Dr. Eszter Barthazy, Korreferentin
Prof. Dr. Hans Richner, Korreferent

2004

Zusammenfassung

Diese Arbeit präsentiert Untersuchungen verschiedener Eigenschaften von Eiskristallen, Schneeflocken und Graupel. Die Untersuchungen beruhen sowohl auf bodenbezogenen *in-situ*-Messungen der Fallgeschwindigkeiten, Formen und Orientierungen von Ensembles von Teilchen als auch auf daraus abgeleiteten Abschätzungen von Größen, die den direkten Messungen nicht zugänglich sind, wie z.B. der effektiven Bodenfläche und der Masse der Teilchen.

Die Kenntnis dieser Eigenschaften der Teilchen ist zum einen wichtig für die theoretische Beschreibung und numerische Simulation von Niederschlagsprozessen und zum anderen bei der Fernerkundung für die Interpretation von Daten von Niederschlagsradargeräten. Eine zentrale Rolle spielen die Abhängigkeiten der Fallgeschwindigkeiten der verschiedenen Teilchensorten von ihrer Größe oder Masse sowie auch die Zusammenhänge zwischen den Größen und Massen der Teilchen. Die Eigenschaften bestimmen die Sedimentation der Teilchen in Wolken, werden zur Berechnung von Radarreflektivitäten und Niederschlagsraten herangezogen und sind bestimmd für die Umwandlungsraten zwischen unterschiedlichen Teilchensorten (z.B. durch Verreifung oder Aggregation).

In der verwandten Literatur werden für die Abhängigkeit der Fallgeschwindigkeiten der Teilchen von ihrer Masse oder ihrem Durchmesser meist vereinfachende Potenzgesetze angegeben. Es wird dort auch nicht die allmähliche Transformation von regulären, unverreiften Eiskristallen über verreifte Formen zu voll verreiften Partikeln, d.h. Graupel, berücksichtigt. Des Weiteren ist es auffallend, dass die natürliche Variabilität von Fallgeschwindigkeits-Durchmesser- bzw. Masse-Durchmesser-Relationen bedingt durch verschiedene Eispartikelformen in der Literatur fast nicht berücksichtigt wird. Ausserdem gibt es die wenigsten experimentellen Messdaten von Schneeflocken. Entsprechende Relationen stützen sich auf einen nur kleinen Stichprobenumfang von untersuchten Schneeflocken (5 - 100 Stück).

Zur simultanen Messung der Fallgeschwindigkeits- und Größenverteilung von Niederschlagsteilchen ist am Institut für Atmosphäre und Klima (IACETH) der ETH Zürich der optische Schneespektrograph entwickelt worden. Dessen optisches System beruht auf zwei horizontalen Lichtstrahlen, die auf zwei CCD-Zeilen fokussiert sind. Fällt ein Teilchen durch die beiden Lichtstrahlen, werden durch seine horizontale und vertikale Bewegung zwei durch die Geschwindigkeit verzerrte Abbildungen des Teilchens aufgenommen. Der hardwaremässige Fehler der Messung der Geschwindigkeit von Schneeflocken und Eiskristallen liegt bei 0.4%, während der Fehler des gemessenen Durchmessers bei maximal 6.0% liegt. Die Fallgeschwindigkeit der Teilchen wird ermittelt, indem die Zeit, die einzelne Teilchen zum Durchfallen der Distanz zwischen den beiden Lichtstrahlen benötigt, gemessen wird. Dazu ist es nötig, die beiden aufgenommenen Abbildungen des Teilchens eindeutig einander zuzuordnen (Matching). Ein Auswertesoftwareprogramm weist die meisten Abbildungen von Niederschlagsteilchen einander richtig zu, korrigiert die durch die Geschwindigkeit gegebene Verzerrung der Abbildungen und gibt Informationen bezüglich der Geschwindigkeit, der Größe, der Form und der Orientierung des entsprechenden Teilchens. Es wird gezeigt, dass der im Auswertesoftwareprogramm verwendete Parametersatz geeignet erscheint. Des Weiteren werden zwei gleichwertige Kriterien gezeigt, die der Auswahl der richtigen Matches dienen.

Die Massen von Eiskristallen, Schneeflocken und Graupel sind eine wichtige Größe, die jedoch der direkten Messung mit dem Schneespektrographen nicht zugänglich ist. Es wird daher die Anwendbarkeit einer hydrodynamischen Theorie zu Abschätzung der Masse getestet: Die Reynoldszahl Re eines Teilchens kann ohne weitere Annahmen aus den Daten des Schneespektrographen bestimmt werden. Ein weiteres Instrument, das Schneevideospektrometer, misst in einer parallelen Messung die Masse und die Geometrie von Teilchen, so dass von diesen Teilchen die Bestzahl X ohne weitere Annahmen bestimmt werden kann. Die so gewonnene $X-Re$ -Relation stimmt in bemerkenswerter Weise mit der von Mitchell (1995) vorgeschlagenen, parametrisierten $X-Re$ -Relation überein. Aus dieser parametrisierten $X-Re$ -Relation kann eine Relation hergeleitet werden, mit der die Fallgeschwindigkeit v , die Masse m , der maximale Durchmesser D und die effektive Bodenfläche A_{eff} eines beliebigen festen Niederschlagsteilchens in Bezug gesetzt werden können. Da die effektive Bodenfläche mit dem Schneespektrographen nicht gemessen werden kann, wird ein Verfahren vorgestellt, mit dem die effektive Bodenfläche abgeschätzt wird. Dieses Verfahren liefert jedoch Werte, die maximal ca. 30% zu hoch sind. Es können so aber Abschätzungen über den Massenfluss von Eiskristallen und Schneeflocken allein mit den Messdaten des Schneespektrographen erfolgen, wobei die abgeschätzten Werte des Massenfluxes dann auch maximal ca. 30% zu hoch sind. In einem spezifischen Fall der Untersuchung des Massenfluxes mit Daten des oberhalb der Schmelzzone aufgestellten

Schneespektrographen und Daten eines unterhalb der Schmelzzone aufgestellten Distro-meters ist eine Abnahme des Massenflusses von 50% festgestellt worden, wovon 30% durch die Überschätzung der Masse und 20% durch Verdampfung oder Instationarität (z.B. Verfrachtung) der schmelzenden Eiskristalle und Schneeflocken begründet sind. Des Weiteren wird der für die Fallgeschwindigkeit wichtige und vom Schneevideospektrometer gemessene Term $\frac{m}{A_{\text{eff}}}$ gut durch den entsprechenden mit den Daten des Schneespektrographen abgeschätzten Term reproduziert.

Gemessene Verteilungen der Grösse gegenüber der Geschwindigkeit werden in Abhängigkeit verschiedener Verreifungsgrade und verschiedener Teilchentypen untersucht. Die Mediane der Messdaten lassen sich durch eine Exponentialfunktion $v(D) = a_0(1 - e^{-a_1 D}) + a_2 D$ besser beschreiben als durch eine Potenzfunktion $v(D) = aD^b$. Der Grund ist, dass mit zunehmender Grösse die Fallgeschwindigkeit fast nicht mehr zunimmt, d.h. die entsprechenden Kurven eine Art Sättigung zeigen. Diese Sättigungseigenschaft wird von der Abhängigkeit des Quotienten $\frac{m}{A_{\text{eff}}}$ von der Teilchengrösse D bestimmt. Bei verreiften Teilchen tritt die Sättigung durch eine Überkompensation der Verreifung durch Aggregation ein. Es gibt in den gemessenen Verteilungen eine grosse intrinsische Streuung: 50% der Teilchen einer gegebenen Grösse, eines gegebenen Typs und einer gegebenen Verreifungsstufe variieren um 0.3 m/s bis 1.0 m/s.

Ebenso sind Verteilungen der Form und der Orientierung in Abhängigkeit verschiedener Verreifungsgrade und verschiedener Teilchentypen untersucht. Verreifung erhöht das gemessene Achsenverhältnis. Die Maximal- und Minimalwerte der Mediane der Verteilungen des Achsenverhältnis ϵ von der Grösse D bleiben jedoch unter Verreifung erhalten. Die Quartile der Messdaten befinden sich homogen bei $\pm 15\%$ der Medianwerte. Unabhängig vom Teilchentyp und der Verreifungsstufe werden Teilchen mit $D \lesssim 2$ mm und $0.0 \lesssim \epsilon \lesssim 0.4$ mit horizontaler Ausrichtung beobachtet, während bei allen anderen Achsenverhältnissen die Ausrichtung prolat und oblat gemischt ist.

In dieser Arbeit werden, basierend auf gut geeigneten Messinstrumenten, spezieller Auswertungssoftware, Abschätzmethoden und einer Vielzahl von Messungen, gegenüber früheren Untersuchungen repräsentative Beschreibungen von Verteilungen der Geschwindigkeiten, Größen und Formen von Eiskristallen, Schneeflocken und Graupel gegeben und eine vielversprechende Methode zur Abschätzung des Massenflusses angewendet, die der theoretischen Beschreibung, numerischen Simulation von Niederschlagsprozessen und der Interpretation von Daten von Radargeräten beitragen können.

Abstract

This work presents investigations of several properties of ice crystals, snow flakes and graupel. The investigations are based both on ground related *in-situ*-measurements of fall speeds, shapes and orientations of ensembles of particles as well as estimations of characteristics, which were not directly accessible by measurements, e.g. the effective area projected to the flow and the mass of the particles.

The knowledge of these properties is important on one hand for the theoretical description and numerical simulation of precipitation processes and on the other hand in remote sensing for the interpretation of precipitation radar data. A central part plays the dependence of the fall speeds of the different particle types on their size or mass as well as the relations between the sizes and masses of the particles. The properties determine the sedimentation of particles in clouds and are important for the computation of radar reflectivities and precipitation rates and influence the conversion rates between different particle types (e.g. by riming or aggregation).

In the related literature, usually simplifying power laws are specified for the dependence of fall speeds on the mass or the diameter of particles. The gradual transition from pristine, unrimed ice crystals over rimed forms to fully rimed particles, i.e. graupel, is also not considered. Moreover, it is remarkable that the natural variability of fall speed-diameter and/or mass-diameter relations due to different ice particle forms is in the literature mostly not considered. In addition, experimental measuring data on snowflakes are very scarce. Appropriate relations rely on an only small sample size of examined snowflakes (5 - 100 pieces).

At the Institute for Atmospheric and Climate Science (IACETH) of ETH Zürich the optical snow spectrograph was developed for the simultaneous measurement of fall speeds and size distributions of precipitation particles. Its optical system is based on two horizontal sheets of light, which are focused onto two CCD lines. When a particle falls through the two sheets of light, two images of the particle, distorted through its horizontal and

vertical movement, are recorded. The hardware error of measurements of fall speeds of snowflakes and ice crystals is 0.4%, while the error of measured diameters is in maximum 6.0%. The fall speed of particles is determined by the measurement of the time, which an individual particle needs for falling through the distance between the two sheets of light. For this purpose, it is necessary to match the two recorded images of the particle unambiguously. An evaluation software program matches most images of precipitation particles accurately, corrects the distortion of the images given by the motion of the particle and dispenses information concerning the fall speed, the size, the shape and the orientation of the according particle. It is shown that the parameter set used in the evaluation software program appears to be suitable. Moreover, two equivalent selection criteria are shown, which serve as a choice for correct matches.

The masses of ice crystals, snow flakes and graupel are important properties. However, the mass is not directly accessible by measurements with the snow spectrograph. Therefore, for an estimation of the mass, the applicability of a hydrodynamic theory is tested: The Reynolds number Re of a particle can be determined from the data of the snow spectrograph without further assumptions. By parallel measurements a further instrument, the snow video spectrometer, measures the mass and geometry of particles, so that the Best number X of these particles can be determined without further assumptions. In this way, a X - Re - relation was derived, which agrees remarkably with the suggested and parameterized X - Re - relation of Mitchell (1995). This parameterized X - Re - relation can be used for the deduction of a relation, which combines the fall speed v , the mass m , the maximum diameter D and the effective area projected to the flow A_{eff} for any arbitrary ice particle. Since the effective area projected to the flow cannot be measured with the snow spectrograph, a method is presented, which allows the estimation of the effective area projected to the flow. However, this method produces values, which are in maximum approx. 30% too high. Solely using data from the snow spectrograph, estimations of the mass flux from ice particles can then be made, whereby the estimated values of the mass flux are then also in maximum approx. 30% too high. In a specific case, the investigation of the mass flux using data of the snow spectrograph set up above the melting layer and using data of a disdrometer set up underneath the melting layer, a decrease of the mass flux of approx. 50% was determined. Thereof, about approx. 30% are based on the overestimation of the mass and approx. 20% are based on evaporation or instationarity (e.g. displacement) of the melting particles. Moreover, the term $\frac{m}{A_{\text{eff}}}$, which is important for the fall speed and measured with the snow video spectrometer, is well reproduced with the data of the snow spectrograph.

Measured distributions of the fall speed as function of the size of particles are examined in dependence of different riming degrees and different particle types. The medians of the measuring data can be described by an exponential function $v(D) = a_0(1 - e^{-a_1 D}) + a_2 D$ which is superior to a power law $v(D) = aD^b$. The reason is the fact that with increasing size the fall speed does not increase any longer i.e. the corresponding curves show a form of saturation. This saturation characteristic is determined by the dependence of the quotient $\frac{m}{A_{\text{eff}}}$ by the particle size D . With rimed particles the saturation occurs through an overcompensation of the riming by aggregation. There is a large intrinsic scatter in the measured distributions: 50% of the particles of a given size, a given type and a given riming degree vary around 0.3 m/s to 1.0 m/s.

Similarly, distributions of the shape and orientation are examined in dependence on different riming degrees and different particle types. Riming increases the measured axial ratio. However, the maximum and minimum values of the medians of the distributions of the axial ratio ϵ as function of the size D of particles remain nearly constant during riming. The quartiles of the measuring data are homogeneous at $\pm 15\%$ of the medians. Independently of the type of particle and the riming degree, particles with $D \lesssim 2$ mm and $0.0 \lesssim \epsilon \lesssim 0.4$ show a horizontal orientation, while particles with all other axial ratios have an orientation, which is mixed prolate and oblate.

Based on well adequate measuring instruments, special analysis software, suitable estimation methods, the multiplicity of measurements and compared to earlier investigations, in this work representative descriptions of distributions of the fall speeds, sizes and shapes of ice crystals, snow flakes and graupel are presented and a promising method for the estimation of the mass flux is used contributing to the issues of theoretical description, numeric simulation of precipitation processes and the interpretation of radar data.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	v
Inhaltsverzeichnis	ix
1 Einleitung	1
1.1 Einführung	1
1.1.1 Über Niederschlagsteilchen - eine kurze historische Betrachtung	1
1.1.2 Niederschlagsprozesse	3
1.1.3 Strategie der Radarmeteorologie	5
1.1.4 Wie weiter?	7
1.2 Stand der Dinge	7
1.2.1 Verfügbare experimentelle Daten über die Fallgeschwindigkeit und andere Eigenschaften von Niederschlagsteilchen	7
1.2.2 Messtechniken	9
1.2.3 Berechnungen und Modelle	11
1.2.4 Die Rolle von Form und Grösse von Niederschlagsteilchen	14
1.3 Motivation dieser Arbeit	15

1.4	Beitrag dieser Arbeit	16
2	Instrumentierung	19
2.1	Der optische Schneespektrograph	19
2.2	Eigenschaften der gemessenen Teilchenbilder	22
2.3	Implementation des Matchingprogramms	23
2.3.1	Beschreibung des Programms	24
2.3.2	Übersicht über die Ausgabedaten	26
2.4	Qualitätskontrolle	29
2.4.1	Abschätzung der Messfehler mit simulierten Teilchen	29
2.4.2	Test der Tropfenfallgeschwindigkeit	31
2.4.3	Größenverteilungen und die Korrektur der Mismatches	33
2.4.4	Alternative zur Matchingauswahl	34
2.4.5	Vergleich der Betriebsparameter des Matchingprogramms	36
2.5	Schneevideospektrometer	37
2.6	Windschutz	40
2.7	Dokumentation und Replikation von Eiskristallen	41
2.8	Klassifizierung des Kristalltyps und Bestimmung der Verreifungsstufe	42
3	Theorie	45
3.1	Hydrodynamische Grundlagen	45
3.1.1	Navier-Stokes-Gleichung	45
3.1.2	Reynoldszahl einer Strömung	46
3.1.3	Reibungskraft eines Körpers	48
3.2	Konzept der Grenzschicht	49

3.2.1	Einleitung	49
3.2.2	Modell	50
3.2.3	Konsistenz und Anwendung empirischer und theoretischer X-Re- lationen	51
4	Methoden	55
4.1	Eine einfache Abschätzung der effektiven Bodenfläche	56
4.1.1	Die zugrunde liegende Idee	56
4.1.2	Beispiel mit gemischten Teilchentypen	58
4.2	Eine Variante der Abschätzung	62
4.2.1	Einleitung	62
4.2.2	Berechnung	62
4.2.3	Zusammenfassung	65
4.2.4	Beispiel mit gemischten Teilchentypen	66
4.3	Vergleich der Abschätzungsmethoden	67
4.4	Verifizierung der Luftwiderstandsbeiwerte	68
4.4.1	Verwendung von Literaturwerten	68
4.4.2	Verwendung eigener Daten	70
4.5	Bestimmung der Masse	71
4.5.1	Test mit Regen	71
4.5.2	Test mit Eiskristallen und kleinen Schneeflocken	76
4.5.3	Vergleich mit dem Schneevideospektrometer	80
4.6	Diskussion und Fehlerabgrenzung	86
5	Messungen	91
5.1	Setup	91

5.2 Studie über die Geschwindigkeiten von Eiskristallen und Schneeflocken sowie deren Teilchentyp und Verreifung	93
5.2.1 Auswahl der Daten	93
5.2.2 Beschreibung der Fallgeschwindigkeit mit Fits und Quartilen	97
5.2.3 Vergleich der Fallgeschwindigkeiten	98
5.2.4 Beschreibung der Formen der Teilchen mit Fits und Quartilen	103
5.2.5 Vergleich der Formen und Orientierungen der Teilchen	104
5.3 Die Darstellung abgeleiteter Verteilungen	109
5.3.1 Daten des Schneespektrographen	109
5.3.2 Vergleich mit Daten des X-Band Doppler-Radar	114
6 Ergebnisse und Ausblick	117
6.1 Durchführung der Arbeit	117
6.2 Ergebnisse	118
6.3 Ausblick	121
A Schematischer Aufbau von Flocki	123
B Verzeichnis der Symbole	127
C An optical spectrometer for shape and fall velocity measurements of precipitation size hydrometeors	133
C.1 Abstract	134
C.2 Introduction	134
C.3 Instrument Description	135
C.4 Calibration	137
C.5 Evaluation Software	145

C.6 Hydrometeor Measurements	149
C.6.1 Measurements of rain	150
C.6.2 Measurements of snow	153
C.7 Conclusion	161
C.8 References	162
Abbildungsverzeichnis	165
Tabellenverzeichnis	171
Literaturverzeichnis	173
Curriculum vitae	179
Bildung und Studium	179
Konferenzen	180
Veröffentlichungen	180
Danksagung	181

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Einführung

Bevor wir uns ins nähere Umfeld dieser Arbeit begeben und uns mit ihrer Motivation und der genauen Fragestellung beschäftigen, wird zur Erleichterung des Einstiegs für den interessierten Leser ausserhalb des Fachgebiets angestrebt, mit dieser kleinen Einführung einen Überblick zum Verständnis des weiteren Themas zu geben. Dazu wird hier kurz eine historische Betrachtung der Forschung an Niederschlagsteilchen, eine Beschreibung eines typischen Niederschlagsprozesses und die Strategie der modernen Radarmeteorologie gegeben.

1.1.1 Über Niederschlagsteilchen - eine kurze historische Be- trachtung

Niederschlagsteilchen haben bekanntermassen eine grosse Vielfalt von Formen. Nicht einmal Regentropfen sind rund, wie man erwarten könnte. Grosse Regentropfen haben mit zunehmender Grösse eine mehr und mehr abgeflachte Form. Sieht man von Oszillationsbewegungen der Tropfen ab, ist die auftretende Abflachung der Tropfen jedoch eindeutig als nur von der Grösse der Tropfen abhängig beschreibbar. Da auch die Dichte von Tropfen bekannt ist, lassen sich die Eigenschaften der Regentropfen mit nur einer freien Variablen eindeutig beschreiben (Pruppacher und Klett 1997).

Dagegen lassen sich feste Niederschlagsteilchen nicht so einfach beschreiben wie Regentropfen. Sie treten als Eiskristalle, Schneeflocken, Graupel- oder Hagelkörner mit sehr unterschiedlichen Eigenschaften auf. Ihre Form hat schon lang Wissenschaftler oder Poeten fasziniert, besonders die klar strukturierte und symmetrische Form intakter Eiskristalle. Wilson „Snowflake“ Bentley mit seinen wunderschön erzeugten Mikrofotografien meinte zu ihrem Aussehen (Bentley und Humphreys 1931):

„Under the microscope, I found that snowflakes¹ were miracles of beauty, and it seemed a shame that this beauty should not be seen and appreciated by others. Every crystal was a masterpiece of design and no one design was ever repeated. When a snowflake melted, that design was forever lost. Just that much beauty was gone, without leaving any record behind.“

Die erste wissenschaftliche Untersuchung zur Form von Eiskristallen gab es jedoch schon 1611 von Johannes Kepler. Seine Expertise ist die erste wissenschaftliche Referenz über Eiskristalle. Er grübelte über der Frage, warum Eiskristalle oft mit einer sechsfachen Symmetrie auftreten. Auch wenn er verständlicherweise nicht zu einem atomistischen Blickwinkel vordrang, brachte er einen Zusammenhang zur Morphologie der ebenso sechsfach symmetrisch dichtesten Kugelpackung zu Tage. Weitere bekannte Namen auf dem Weg zur modernen Erforschung des Niederschlags sind René Descartes und Robert Hooke, die verschiedene Formen der zum Teil winzigen Eiskristallen beschrieben oder diese katalogisierten, so weit dies damals mit dem blossen menschlichen Auge möglich war. Sie beschrieben dabei auch exotische Formen von Kristallen mit dreifacher oder 12-facher Symmetrie (Frank 1974).

Die Forschung der letzten Dekaden widmete ihre Aufmerksamkeit dem Verständnis der mikrophysikalischen Prozesse des Niederschlags, wie es im nächsten Abschnitt beschrieben wird. Die Anwendungsfelder der Forschung waren beispielsweise die Wettermodifizierung, also die Regenverstärkung oder die Hagelunterdrückung, die beide kontrovers diskutiert wurden und noch werden, da die zugrunde liegenden Prozesse nicht hinreichend gut verstanden werden. Einige Autoren berichteten von ansehnlichen Erfolgen, während andere keine statistische Signifikanz einer erfolgreichen Modifizierung fanden (Federer et al. 1986).

¹ Vermutlich meinte Bentley hier Eiskristalle. Schneeflocken bestehen aus vielen Eiskristallen.

1.1.2 Niederschlagsprozesse

Unsere mittleren Breitengrade liegen in einer klimatischen Zone, in der auch im Sommer der horizontal geschichtete (stratiforme) Niederschlag seine Entwicklung mit winzigen Eiskristallen startet. Der stratiforme Niederschlag ist verantwortlich für einen grossen Anteil an der jährlichen Niederschlagsmenge der mittleren Breiten und der Tropen (Houze 1997). Da die Messungen von Eiskristallen und Schneeflocken, die dieser Arbeit zugrunde lagen, vorzugsweise bei stratiformem Niederschlag stattfanden, soll er hier als Beispiel zur Beschreibung eines Niederschlages dienen.

Durch heterogene Eisnukleation formen sich die winzigen Eiskristalle (Keimbildung) beispielsweise an der Obergrenze von Nimbostratuswolken bei -10°C bis -20°C . Da der Sättigungsdampfdruck nach der Clausius-Clapeyron-Gleichung bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt über Wasser grösser ist als über Eis, dient Wasserdampf von verdunstenden kleinen unterkühlten Wolkentropfen der Dampfdeposition auf den kleinen Eiskristallen (Bergeron-Findeisen-Prozess), d.h. die Eiskristalle wachsen auf Kosten der Wolkentropfen und formen grössere Kristalle. Um das Wachstum der Kristalle über längere Zeit aufrecht zu erhalten, muss Feuchtigkeit mittels einer aufwärts gerichteten Bewegung der Luft konstant nachgeführt werden. Das Hauptkriterium für die Entstehung von stratiformem Niederschlag ist, dass die aufwärts gerichtete Bewegung der Luft klein genug ist, um die abwärts gerichtete Sedimentation der Eiskristalle zu ermöglichen. Die aufwärts gerichtete Bewegung der Luft ist hierdurch auf eine Geschwindigkeit von einigen Dezimetern pro Sekunde limitiert.

Es gibt eine ganze Anzahl von möglichen Prozessen, denen Niederschlagsteilchen ausgesetzt sein können (Beheng und Wacker 1993). Wichtige Prozesse, bei denen Eispartikel teilnehmen und mit anderen Teilchen kollidieren und zusammengehen, sind die Verreifung und die Aggregation: Verreifung tritt auf, wenn unterkühlte Wolkentröpfchen auf die Oberfläche der Kristalle treffen. Sie frieren dort an, erhöhen die Masse der Kristalle und ändern ihre ursprüngliche Form. Die Verreifung kann beispielsweise durch in stratiformen Niederschlag eingebettete Zonen erhöhten Aufwindes (eingebettete Konvektion) hervorgerufen und verstärkt werden (Houze 1997). In einer Mischwolke können also Eisteilchen durch den Bergeron-Findeisen-Prozess und/oder durch Verreifung wachsen.

Die Aggregation bezeichnet die Kollision und das nachfolgende aneinander Anhaften zweier Kristalle oder Schneeflocken. Die Kollisionseffizienz hängt von den Geschwindigkeitsverteilungen und Wirkungsquerschnitten der Kristalle ab, während die Wahrscheinlichkeit des Anheftens feuchte- und temperaturabhängig ist. In dem Temperaturbereich um -15°C verstärkt sich das durch die Dampfdeposition verursachte Wachstum besonders

entlang dendritischer Arme. Diese können sich dann ineinander verhaken, wodurch sich die Anhafteffizienz erhöht. In einem Temperaturbereich beginnend bei ca -8°C (Pruppacher und Klett 1997) und ansteigend bis über 0°C nimmt die Anhafteffizienz besonders zu, da sich jetzt eine quasi-flüssige Lage auf der Oberfläche der Teilchen bildet. Adhäsive Kräfte können dann nach dem Kontakt die beiden Kristalle verbinden. Durch Verreifung und/oder Aggregation werden Eispartikel mit mehr oder weniger unregelmässiger Form und Dichte erzeugt: verreifte Eiskristalle, Graupel, Hagel und Schneeflocken. Manchmal werden auch gefrorene Tropfen, sog. ice pellets, gefunden.

Beim stratiformen Niederschlag beginnen Eispartikel unterhalb der 0°C-Isotherme zu schmelzen. Da die aufwärts gerichtete Bewegung der Luft beim stratiformen Niederschlag nicht stark ist, findet der Schmelzprozess in einem vertikal begrenzten Gebiet, der Schmelzzone, statt. Hierbei verteilt sich die Flüssigkeit des Teilchens in seinem Kristallgitter (Skelett). Im oberen Teil der Schmelzzone gibt das Skelett dem Kristall noch genug Halt und Aggregation kann stattfinden. Im unteren Teil der Schmelzzone können die grossen Schneeflocken durch hydrodynamische Instabilität oder durch Kollisionen zerbrechen. Durch die zunehmende Dichte der Teilchen ändert sich das Fallverhalten und sie beschleunigen schnell, um schliesslich ganz zu schmelzen und als teilweise grosse Regentropfen herab zu fallen. Diese können ebenso wie die Aggregate hydrodynamisch oder kollisional aufplatzen. In der Schmelzzone können ausserdem relativ kleine Tropfen gebildet werden, wenn sich der Wasserfilm, der sich beim Schmelzen eines Eispartikels bildet, ablöst (shedding).

Der konvektive Niederschlag steht in einer klassischen Aufteilung im Kontrast zur schwachen aufwärts gerichteten Bewegung der Luft beim stratiformen Niederschlag. Beim konvektiven Niederschlag ist der Aufwind stark, wodurch beispielsweise die Verreifung der Teilchen an Einfluss gewinnt und Graupel oder Graupel-ähnliche Teilchen erzeugt werden. Der Schmelzvorgang findet nicht in einem definierten Bereich statt. Besonders im Sommer können Hagelkörner entstehen. Sie wachsen zusätzlich zur Dampfdeposition abhängig von der Temperatur T trocken ($T < 0^\circ\text{C}$) oder nass ($T > 0^\circ\text{C}$), indem sie Wolkentröpfchen aufsammeln, wobei die Schmelzwärme der Wolkentröpfen zur Temperatur beiträgt. Bedingt durch den starken Aufwind können die Hagelkörner zwischen den Temperatur- und Wachstumsregimen wechseln. Es entsteht dann eine geschichtete Struktur der Hagelkörner, die die beiden Arten des Wachstums wiedergibt.

1.1.3 Strategie der Radarmeteorologie

Besonders im Bereich der Radarmeteorologie ist ein detailliertes Verständnis der Niederschlagsprozesse fundamental. Die Radarmeteorologie beruht auf der Interpretation rückgestreuter Radarsignale und dient dazu, aus der Ferne die für viele Bereiche des täglichen Lebens wichtigen Niederschlagsraten zu erkunden oder die Niederschlagssysteme zu charakterisieren und zu verstehen. Der Messvorgang lässt sich folgendermassen zusammenfassen: Elektromagnetische Signale einer Wellenlänge im Bereich von Millimetern bis Zentimetern werden gepulst ausgesendet. Sie streuen an entfernten flüssigen oder festen Niederschlagsteilchen. Das Verhalten der Radar-Rückstreuung (Radarreflektivität) hängt von den Konzentrationen, Größen, Dichten, dielektrischen Konstanten, Orientierungen, Formen und Geschwindigkeiten der Teilchen im Pulsvolumen (Pulsvolumen) ab. Empfangen wird die Radarreflektivität als ein über das Pulsvolumen integriertes Signal der darin liegenden Teilchen, die aufgrund der Physik des Streuvorgangs (Rayleigh-Streuung oder Mie-Streuung) mit der ca. vierten bis sechsten Potenz der Größen der Teilchen gewichtet ist (Löffler-Mang und Blahak 2001). Weiter kann die Dopplerverschiebung des Signals gemessen werden, die unter Ausnutzung des Dopplereffekts die Geschwindigkeit der Teilchen in Signalrichtung (Radialgeschwindigkeit) beschreibt.

Beim stratiformen Niederschlag nimmt die Radarreflektivität von der Wolkenobergrenze bis zur Schmelzzone aufgrund der zunehmenden Grösse der Teilchen kontinuierlich zu. Eine besondere Bedeutung bekommt dann die Schmelzzone des stratiformen Niederschlags, in der die Niederschlagsteilchen von der festen in die flüssige Phase überreten, gleichzeitig aber noch weiter wachsen und sich schliesslich bedingt durch den Schmelzprozess beschleunigen. Die Schmelzzone manifestiert sich durch ein Gebiet einer besonders grossen Reflektivität und wird aufgrund ihrer Erscheinung auf alten einfarbigen Bildschirmen „Helles Band“ genannt. Im Gegensatz dazu wird konvektiver Niederschlag an vertikal ausgeprägten Zellenstrukturen erkannt, deren Ursache in der starken Reflektivität von Hagel-, Graupelkörnern oder grossen Regentropfen liegt, die im Zentrum von starkem konvektiven Niederschlag vorhanden sind.

In der Regel wird Niederschlag mit Radargeräten flächendeckend beobachtet. Ist bekannt, dass im Pulsvolumen Regentropfen vorliegen, wird üblicherweise ein Zusammenhang zwischen der Radarreflektivität und der Regenrate dadurch hergestellt, dass man kugelförmige Tropfen annimmt, deren Größenverteilung häufig durch eine Exponentialfunktion (Marshall-Palmer-Verteilung) angenähert und deren Fallgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Tropfendurchmesser durch ein Potenzgesetz beschrieben wird.

Oft befindet sich jedoch aufgrund der Erdkrümmung oder der Abschirmung durch Berge das Pulsvolumen einige hundert Meter bis einige Kilometer über der Erdoberfläche und kann daher weit oberhalb der 0°C-Grenze sein. Bei einem stratiformen Niederschlag können sich dann neben Regentropfen auch Eiskristalle oder Schneeflocken im Pulsvolumen befinden. Es stellen sich jetzt unter anderen zwei Probleme, die hier dazu dienen sollen, die grundsätzliche Strategie der Radarmeteorologie zu erklären:

- *Zusammenhänge von Eispartikeleigenschaften.* Das Verhalten der Radar-Rückstreuung hängt, wie oben erwähnt, von den Konzentrationen, Größen, Dichten, dielektrischen Konstanten, Orientierungen, Formen und Geschwindigkeiten der Teilchen ab. Das Problem ist, dass diese bei Eiskristallen und Schneeflocken stark variieren, so dass ein funktionaler Zusammenhang zwischen diesen Teilcheneigenschaften und der Radarreflektivität schwierig anzugeben ist. Die Strategie zur Lösung besteht darin, zuerst quantitative Zusammenhänge zwischen den Teilcheneigenschaften selbst auf theoretischer oder experimenteller Basis zu suchen, um die Anzahl der freien Parameter zu verringern. Diese Strategie ist auch in dieser Arbeit mit Hilfe von *in-situ* Experimenten verfolgt worden. Üblicherweise werden die Eigenschaften der Teilchen in Abhängigkeit von ihrer Größe und ihrem Teilchentyp beschrieben. Sind alle diese Zusammenhänge bekannt, dann ist die Reflektivität nur noch eine Funktion des Teilchentyps und der Größenverteilung der Teilchen.
- *Computermodelle der Niederschlagsprozesse.* Die gesuchte und abzuschätzende Größe ist meist die Regenrate am Boden und nicht die Radarreflektivität der Eiskristalle und Schneeflocken im Pulsvolumen oberhalb der Schmelzzone. Um die Regenrate auf der Grundlage von Radar-Messungen zu bestimmen, sind quantitative Kenntnisse über die Niederschlagsprozesse nötig. Die festen Niederschlagsteilchen können wachsen, aggregieren, verreifen, aufbrechen, schmelzen und ihre Geschwindigkeit ändern. Eine vereinfachende Möglichkeit zur Bestimmung der Regenrate auf der Grundlage von Radar-Messungen könnte zum Beispiel sein, den Massenfluss der Teilchen als konstant anzusehen. Mit dem Ziel einer genaueren Bestimmung und eines besseren Verständnisses werden jedoch Computermodelle der Niederschlagsprozesse entwickelt und mit experimentellen Daten verglichen.

Die allgemeine Strategie ist dann der Gebrauch iterativer Zyklen von Experimenten und Modellen, um den Niederschlagsprozess quantitativ darzustellen. Experimente dienen einerseits dazu, Zusammenhänge von Teilcheneigenschaften zu bestimmen, andererseits

aber auch dazu, Änderungen der Eigenschaften, die durch Niederschlagsprozesse gegeben sind, entlang von Höhenprofilen zu verfolgen, während die Modelle dazu dienen, Hypothesen zu verifizieren und Prozesse abzubilden. Die quantitative Beschreibung der Prozesse stellt eine Herausforderung sowohl für experimentelle also auch für theoretisch-modellierende Untersuchungen dar und kann neben dem Verständnis der Niederschlagsprozesse auch der Interpretation der Radarrückstreuung dienen.

1.1.4 Wie weiter?

Der Beitrag dieser Arbeit fokussiert sich zum einen auf die Messung von Fallgeschwindigkeiten und Formen von einzelnen und Ensembles von Eiskristallen und Schneeflocken. Zum anderen werden weitere Größen, beispielsweise die Bodenfläche oder die Masse, und deren Variabilität abgeschätzt. Die nächsten Abschnitte beschreiben den Hintergrund der Arbeit: Zuerst wird der Stand der Dinge bezüglich den zur Verfügung stehenden Techniken und Methoden (experimentelle Daten, Messtechniken, Berechnungen) vorgestellt und dann die Motivation für die Arbeit und der Beitrag der Arbeit dargestellt.

1.2 Stand der Dinge

1.2.1 Verfügbare experimentelle Daten über die Fallgeschwindigkeit und andere Eigenschaften von Niederschlagsteilchen

Die Menge und die Brauchbarkeit der vorhanden Daten, die geeignet sind, Eigenschaften von Niederschlagsteilchen zu beschreiben, variieren stark und hängen vom Typ des Niederschlagsteilchens ab. Beispielsweise sind *Fallgeschwindigkeiten* der verschiedenen Typen von Niederschlagsteilchen von verschiedenen Autoren gemessen und beschrieben worden:

- Die Fallgeschwindigkeiten von *Regentropfen* sind das erste Mal von Gunn und Kinzer (1949) bestimmt worden. Diese und andere Daten sind als genaue Repräsentationen der Tropfenfallgeschwindigkeit breit akzeptiert.
- *Hagel* wurde viel untersucht aufgrund seiner potentiellen Schadhaftigkeit (z.B. Hohl et al. 2002). Die Fallgeschwindigkeit von Hagelkörnern ist beispielsweise von Knight und Heymsfield (1983) untersucht und angegeben worden.

- Viel Arbeit ist bei Messungen der Fallgeschwindigkeit von *Eiskristallen* und *Graupel* geleistet worden. Autoren, die Relationen angeben, die die Fallgeschwindigkeiten von Niederschlagsteilchen beschreiben, sind Zikmund und Vali (1972), Heymsfield und Kajikawa (1987), Redder und Fukuta (1991), Heymsfield et al. (2002). Die unterschiedlichen Formen und Dichten der verschiedenen Typen der Eiskristalle und Schneeflocken führen zu unterschiedlichen und größenabhängigen Falleigenschaften der Teilchen. Deswegen ist die Fallgeschwindigkeit in Abhängigkeit des Teilchentyps, der die Form bestimmt, und der Verreifungsstufe, die einen grossen Einfluss auf die Dichte der Teilchen hat, angegeben worden. Die Relationen sind dann etwa mit einem Potenzgesetz $v = a D^b$ beschrieben worden, wobei D den Durchmesser des Teilchens beschreibt und a und b Fitparameter experimenteller Daten darstellen. Ein grosser Vorteil des Ansatzes mit einem Potenzgesetzes liegt in der einfachen analytischen Verwertbarkeit in numerischen Modellen oder zur Berechnung von Doppler-Spektren.
- Die Fallgeschwindigkeiten von Aggregaten von Eiskristallen (*Schneeflocken*) sind am wenigsten erforscht. Die vorhandenen Relationen sind von Datensätzen mit 5 – 100 Teilchen pro Teilchentyp abgeleitet (Zikmund und Vali 1972, Locatelli und Hobbs 1974, Kajikawa 1989). Kleine Stichprobenumfänge können jedoch zu zufällig guten Korrelationen der Fitparameter a und b führen. Bei diesen Studien ist die Korrelation angegeben, jedoch keine intrinsische Variabilität der Fallgeschwindigkeit. Eine Untersuchung von Hanesch (1999) beruht auf einem grösseren Stichprobenumfang, der mit dem 2D-Video-Distrometer (Schönhuber et al. 1994) erzeugt wurde. Dort wurde u.a. die vertikale Ausdehnung einer Schneeflocke als massgebend für seine Fallgeschwindigkeit angegeben. In jedem Fall spielen die grösseren Aggregate in der Radarmeteorologie eine grosse Rolle, da die Rückstreuung von der vierten bis sechsten Potenz der Grösse abhängt.

Fallgeschwindigkeiten und andere Eigenschaften von Schneeflocken sind ausserdem am Institut für Atmosphäre und Klima der ETH Zürich (IACETH) gemessen und untersucht worden. Es gibt dort eine Tradition der Durchführung von *Wintermesskampagnen*, etwa die Swiss Alpine Melting layer Measurements, beschrieben in Barthazy (1998), Göke (1999) und Hanesch (1999). Die entsprechenden Fälle sind von Barthazy (1998) und Göke (1999) in Hinblick auf spezifische Fragestellungen untersucht worden, die in einem Bezug zur Fallgeschwindigkeit von Eiskristallen oder Schneeflocken stehen. Sie betreffen die Schmelzdistanzen, das Kollabieren der Eisskelette und Kollisions- und Aufbrechwahrscheinlichkeiten von Schneeflocken.

Ein Ziel von anderen Messkampagnen (das First International Satellite Cloud Climatology Project [ISCCP] Research Experiment [FIRE I und FIRE II] und das Atmospheric Radiation Measurement Program [ARM]) war es, Fallgeschwindigkeiten und Eigenschaften kleiner Eiskristalle zu beschreiben, beispielsweise, um den für globale Klimamodelle wichtigen Eiswassergehalt von Wolken zu modellieren (Heymsfield 2003a und Heymsfield 2003b).

Ein weiteres Merkmal der Eigenschaften von Eiskristallen und Schneeflocken ist die *intrinsische Variabilität*. Das bedeutet am Beispiel der Fallgeschwindigkeit von Eiskristallen und Schneeflocken das folgende: Es wird bei einem vorgegebenem Teilchentyp, einer vorgegebenen Verreifungsstufe und einer vorgegebenen Teilchengröße eine Variabilität der gemessenen Fallgeschwindigkeit beobachtet. Diese Variabilität ist nicht durch eine Ungenauigkeit des Messverfahrens begründet, sondern durch kleine Unterschiede des Teilchentyps, der Verreifungsstufe und der Teilchengröße (Schefold et al. 2002). Die intrinsische Variabilität der Geschwindigkeit ist aber in keiner dem Autor bekannten Veröffentlichung ausreichend dokumentiert. Nur in einer Studie wird eine größenabhängige intrinsische Variabilität der Geometrie untersucht (Heymsfield und Miloshevich 2003).

Neben der Fallgeschwindigkeit ist die *Masse* von Niederschlagsteilchen wichtig:

- Da sich *Regentropfen* mit nur einem Parameter, etwa der Größe, beschreiben lassen, ist die Angabe der Masse von Regentropfen möglich, da ihre Form und Dichte bekannt sind (Pruppacher und Klett 1997).
- Matson und Huggins (1980) untersuchten experimentell die Masse, Größe und Form von *Hagelkörnern* in einem Bereich von 0.5 – 2.5 cm.
- In Mitchell (1995) gibt es die bislang ausführlichste Liste der verfügbaren Relationen der Masse gegenüber der Größe von *Eiskristallen* und kleinen *Schneeflocken*. Die Liste beinhaltet jedoch nicht intrinsische Variationen der Masse, Massen von Teilchen größer als 4.5 mm oder statistische Verteilungen der Masse, also Angaben darüber, wieviele Teilchen mit welcher Masse in einem Volumen vorlagen.

1.2.2 Messtechniken

Für die meisten Fragestellungen im Bereich der Beschreibung des Niederschlages werden Kenntnisse über mehrere Eigenschaften von Niederschlagsteilchen benötigt, die eingangs adressiert wurden. Es sind unterschiedliche Techniken zur Bestimmung der verschiedenen Eigenschaften benutzt worden.

- *Messungen der Teilchengrösse.* Zur Messung der Grösse von Teilchen muss unterschieden werden zwischen Systemen, die die Grössen einzelner Teilchen messen und Systemen, welche die Grössenverteilung der Teilchen in einem Volumen messen. Zur Bestimmung der Grössenverteilung von Regentropfen bewährt sich das Joss-Waldvogel-Distrometer (Joss und Waldvogel 1967), bei dem der Impulsübertrag von den Tropfen auf eine Membran gemessen wird. Die Grössen, jedoch nicht die Grössenverteilungen, von Eiskristallen oder Schneeflocken wurden erstmals von Ohtake (1969) bestimmt unter der Verwendung von Filterpapier, wo unter manueller Auswertung die Fläche des befeuchteten Bereiches als Mass der Grösse verwendet wurde. Eine vom Stichprobenumfang her bessere Möglichkeit ist bei Systemen gegeben, wo die zu messenden Teilchen durch einen Lichtstrahl fallen und eine Abschattung verursachen. Entsprechende Instrumente messen dann die von der Teilchengrösse abhängige Abschattung mit einer Photodiode (Hauser et al. 1984) oder basieren auf einer linearen Anordnung von Photodioden, bei der dann die Anzahl der abgeschatteten Elemente die Teilchengrösse repräsentiert (Knollenberg 1973). Die erste Version des Schneespektrographen der ETH Zürich folgte dem Muster der linearen Anordnung der Photodioden (Steiner 1988). Neben der Messung der Teilchengrösse war es bei diesem Gerät ausserdem möglich, die Fallgeschwindigkeit eines Teilchens abzuschätzen. Das Gerät zeichnet mit einer CCD-Zeile ein durch die Geschwindigkeit des Teilchens verzerrtes Bild der Abschattung auf. Die Abschätzung der Geschwindigkeit erfolgt dann unter der Annahme der gleichen Höhe und Breite des Teilchens und aufgrund des Grades der Verzerrung der Abbildung. Nach einem ähnlichen Prinzip arbeiten Systeme auf Flugzeugen oder auf Wetterballonen (2D-P [Precipitation] und 2D-C [Cloud] Systeme, von Particle Measuring Systems, Inc.), wo im Vergleich zu der hohen Fluggeschwindigkeit die Teilchengeschwindigkeit als Null angesehen werden kann. Die CCD-Zeile wird dort mit einer an die Fluggeschwindigkeit angepassten Frequenz abgetastet, so dass die abgetasteten Teilchen unverzerrt abgebildet werden.
- *Messungen der Fallgeschwindigkeit.* Die ersten Messungen der Fallgeschwindigkeit von Eiskristallen und Schneeflocken wurden mit einer Stoppuhr gemacht. Zikmund und Vali (1972) arbeiteten dabei mit einer stroboskopischen Beleuchtung. Eine verbesserte Methode besteht darin, zwei horizontale Lichtschranken zu verwenden. Damit ist dann die Zeitmessung sowohl genauer als auch der Stichprobenumfang grösser, da von jedem Teilchen, dass die Lichtschranken passiert, die benötigte Zeit zwischen den beiden Lichtschranken einfach gemessen werden kann, sofern eine eindeutige Zuordnung der beiden Teilchen möglich ist. Um die Grösse und den Typ der Teilchen nach der Messung der Fallgeschwindigkeit zu bestimmen, fingen Locatelli

und Hobbs (1974) die Teilchen mit einer Plastikfolie auf und photographierten sie. Mit dieser Methode können Größen-Geschwindigkeits-Relationen angegeben werden, jedoch ist es nicht möglich, Größenverteilungen der Teilchen anzugeben, da nicht die Größe aller Teilchen gemessen wird.

- *Simultane Messungen der Größe und Geschwindigkeit.* Simultane Messungen der Größe und der Fallgeschwindigkeit von Eiskristallen und Schneeflocken mit einer TV-Kamera sind von Muramoto et al. (1995) durchgeführt worden. In deren System zeichnete die Kamera Bilder fallender Schneeflocken auf, deren akkumulierte Masse zusätzlich mit einer elektronischen Waage aufgezeichnet worden ist, um eine Bestimmung der Dichte anzustreben. Der zugrunde liegende Datensatz beschränkt sich jedoch auf allein einen Fall. Schönhuber et al. (1995) konstruierten das 2D-Video-Distrometer. Dessen optisches System besteht aus zwei Kameras, die vertikal versetzt und um einen Winkel von 90° gedreht sind. Durch die zwei verschiedenen Blickwinkel der Kameras ist die für die Geschwindigkeitsmessung wichtige Zuordnung der aufgenommenen Abbildungen der Teilchen schwierig. Das Zuordnungsproblem ist für Hagel und Regen gelöst worden, so dass das System für diese Teilchen Formen, Größen, Größenverteilungen und Geschwindigkeiten messen kann, jedoch ist es für Eiskristalle und Schneeflocken ungenau. Das Problem der Zuordnung wird bei der zweiten Version des optischen Schneespektrographen (Barthazy et al. 2003) vereinfacht: Das System besteht aus zwei parallelen und vertikal versetzten Lichtstrahlen. Die Abschattung der Teilchen wird mit zwei CCD-Zeilen gemessen. Das Gerät ist aufgrund seines optischen Systems und aufgrund der Möglichkeit der Zuordnung der Abbildungen der Teilchen mithilfe eines Softwareprogramms in der Lage, die Form, die Größe, die Größenverteilung und die Geschwindigkeit aller Typen von Niederschlagsteilchen zu bestimmen (Details in Abschnitt 2.1).

1.2.3 Berechnungen und Modelle

Berechnungen der Eigenschaften und Modellierungen der Niederschlagsprozesse stellen sowohl eine Alternative als auch eine Ergänzung zu *in-situ*- und Labor-Experimenten dar.

Die Berechnung der Geschwindigkeit

Eine Alternative zur Messung der Fallgeschwindigkeit von Niederschlagsteilchen besteht in der analytischen oder numerischen Berechnung. Es hat sich folgender „X-Re“ - Ansatz bewährt: Durch die Reynoldszahl Re wird die Charakteristik der das Teilchen umfliessenden Luft beschrieben. Diese wird mit der Bestzahl X in Bezug gesetzt, die sowohl Teilcheneigenschaften (Geometrie, Masse) wie auch Lufteigenschaften beschreibt. Aus diesem Ansatz heraus kann dann eine Relation der Fallgeschwindigkeit hergeleitet werden, die unabhängig vom geschwindigkeitsabhängigen Widerstandsbeiwert des Teilchens ist (Abraham 1970, Beard 1976, Details in Kapitel 3). Dieses Konzept wurde erstmals umfassend von Böhm (1989) für verschiedene Niederschlagsteilchen angewendet. Werte der Reynolds- und der Bestzahl entstammten dabei theoretischen Überlegungen und Experimenten. Jedoch mussten dort Annahmen getroffen werden: Die komplexe Form von Aggregaten wurde mit Sphäroiden angenähert und es konnte nur eine einfache Orientierung in Betracht gezogen werden. Darauf basierend stellte Mitchell (1995) eine von der Form des Teilchens unabhängige, stückweise definierte X-Re - Relation auf und verglich diese mit den verfügbaren experimentellen Daten von Eiskristallen und kleinen Aggregaten. Er stellte eine gute Übereinstimmung experimenteller Daten und theoretischer Vorhersage für Eiskristalle, Graupel und Aggregate bis zu einer Grösse von 3 mm fest. Die für numerische Anwendungen unvorteilhaften Sprünge in der Ableitung der Parametrisierung konnten dann durch eine kontinuierliche Parametrisierung beseitigt werden (Khvorostyanov und Curry 2002). Mitchell und Heymsfield (2003) entwickelten schliesslich zwei generelle X-Re - Relationen, eine für Eiskristalle und Graupel und eine für Aggregate von Eiskristallen. Der Unterschied basiert auf unterschiedlichen Oberflächenrauhigkeiten (Porosität) dieser Teilchengattungen. Die Berechnung der Geschwindigkeit von Eiskristallen und Schneeflocken kann also verbessert werden, indem umfangreiche Daten über die Form, die Orientierung und die Masse von Teilchen zur Berechnung herangezogen werden. Für die Beschreibung der Geschwindigkeit werden also Messungen dieser Daten benötigt.

Die Berechnung anderer Grössen, insbesondere der Masse

Das Problem der Berechnung der Geschwindigkeit kann auch umgekehrt werden: Theoretische Gleichungen der Geschwindigkeit können nach anderen Parametern, beispielsweise der Masse, aufgelöst werden (Details in Kapitel 4). Es gibt nach des Autors Wissen keine *in-situ*-Messungen von statistischen Verteilungen der Masse von Eiskristallen oder Schneeflocken in einem Volumen. Diese ist jedoch, wie eingangs erwähnt wurde, zur Bestimmung

der Radar-Rückstreuung wichtig, da die Rückstreuung u.a. von den Dichten der Teilchen im Pulsvolumen abhängt.

Modelle zur Simulation des Niederschlags

Um nun den Kreis zur Strategie der Radarmeteorologie (Abschnitt 1.1.3) zu schliessen, werden Modelle vorgestellt, die Prozesse des Niederschlages simulieren. Die Modelle haben in den letzten Jahren eine schnelle Entwicklung durchlebt. Eine Auswahl ist hier aufgelistet:

- Göke (1999) stellte ein eindimensionales und stationäres Schafmodell für Schnee vor, welches Prozesse wie Aggregation, Zerbrechen und Schmelzen direkt simuliert. Das Modell erlaubt das Studium der Entwicklung von Größenverteilungen in Abhängigkeit von der Höhe und konnte verlässlich die experimentellen Daten einer Fallstudie (SAMM, Abschnitt 1.2.1) reproduzieren.
- Seifert und Beheng (2001) stellten ein eindimensionales Schafmodell für warmen Regen vor. Dort werden auf Basis der numerischen Lösung der stochastischen Kollektionsgleichung mikrophysikalische Prozesse des warmen Regens abgebildet. Die Kollektionsgleichung beschreibt die zeitliche Entwicklung der Größenverteilung der Teilchen in Abhängigkeit des Kollektionkernels und der Größenverteilungen selbst. Die Parametrisierung des Modells repräsentiert eine zuverlässige quantitative Beschreibung der Entwicklung des warmen Niederschlags unter einer Vielzahl von Startbedingungen.
- Szyrmer und Zawadzki (1999) stellten ein Modell zur Beschreibung der dynamischen und mikrophysikalischen kleinskaligen Strukturen der Schmelzzone auf, in dem dynamische, thermodynamische und mikrophysikalische Prozesse gekoppelt sind. Ein Ergebnis der Untersuchung ist, dass intrinsische Unterschiede in den Eigenschaften von Eiskristallen und Schneeflocken zu einer horizontalen Variabilität und damit einer Generierung von konvektiven Zellen führen. Die Beschreibung der intrinsischen Unterschiede ist also wichtig.
- Skaropoulos und Russchenberg (2003) stellen eine Technik zur Simulation des vollen Dopplerspektrums in der Schmelzzone vor, bei der eine gute Übereinstimmung zu gemessenen Dopplerspektren beobachtet werden kann. Das zugrunde liegende mikrophysikalische Modell benutzt jedoch vereinfachende Annahmen: Aggregation und Aufbruch von Niederschlagsteilchen sind vernachlässigt.

Es kann aus dieser exemplarischen Sammlung gefolgert werden, dass eine saubere Parametrisierung der Niederschlagsprozesse eine bedeutsame Angelegenheit ist. Dazu ist die Darstellung der Formen und Geschwindigkeiten und weiterer Größen von Eiskristallen und Schneeflocken wichtig. Die benutzten Geschwindigkeitsverteilungen der Teilchen werden in den Modellen jedoch nicht nach Teilchentyp unterschieden, obwohl jetzt bessere Informationen der Teilchengeschwindigkeiten vorliegen.

1.2.4 Die Rolle von Form und Grösse von Niederschlagsteilchen

Die Terminal- oder Fallgeschwindigkeit eines Niederschlagsteilchens kann in Abhängigkeit von der Masse und von Form- und Grösseneigenschaften des Teilchens beschrieben werden (Kapitel 3). Jedoch ist die Wahl der Parameter zur Beschreibung der Form- und Grösseneigenschaften des Teilchens in der Literatur nicht einheitlich und hängt sowohl vom theoretischen Gerüst als auch von der Messmethode und der Verfügbarkeit der Parameter ab. Es gibt verschiedene Ansätze bezüglich der Auswahl dieser beschreibenden Parameter, die im Sinne einer Übersicht folgendermassen gruppiert werden können:

- *Beschreibung mit äquivalenten Größen.* Bei Regentropfen wird üblicherweise ein volumenäquivalenter Durchmesser verwendet (Pruppacher und Klett 1997). Entsprechend haben Locatelli und Hobbs (1974) einen flächenäquivalenten Durchmesser auch für Eiskristalle oder Schneeflocken vorgeschlagen. Sie untersuchten die Geschwindigkeiten der Teilchen mit zwei Lichtschranken und fingen die Teilchen dann mit einer Plastikfolie auf. Des weiteren ist der Durchmesser von geschmolzenen Eiskristallen oder Schneeflocken verwendet worden, der der Masse des Teilchens entspricht (Abschnitt 2.5). Die Messungen des Volumens oder der Masse zur Bestimmung solcher Durchmesser sind jedoch schwierig. Insbesondere war es nach Wissen des Autors bislang nicht möglich, eine Messung der Masse von Teilchen mit der Messung der Größenverteilung von Teilchen in einem Volumen zu kombinieren.
- *Ausnutzung der Geometrie der Teilchen.* Die Geometrie von Eiskristallen der meisten Typen (etwa nach Magono und Lee 1966 und gekürzt dargestellt in Tabelle 2.6) lässt sich oft aus Gründen der einfachen Symmetrie dieser Teilchen mit nur zwei Parametern beschreiben. Es gibt einige Untersuchungen, bei denen dann der maximale projizierte Durchmesser und die projizierte Wirkungsquerschnittsfläche dieser Teilchen in Beziehung zur Masse oder zur Terminalgeschwindigkeit gebracht werden (Heymsfield et al. 2002 und Referenzen dort). In anderen Untersuchungen wird ein funktionaler Zusammenhang der beiden beschreibenden Parameter ausgenutzt

(Heymsfield und Miloshevich 2003). Dann kann der Einfachheit halber nur ein Parameter zur Beschreibung des Teilchens dienen. Typischerweise ist der maximale Durchmesser gewählt worden und mit einem Potenzgesetz in Beziehung zur Masse oder zur Terminalgeschwindigkeit gebracht worden (gesammelt in Pruppacher und Klett 1997).

- *Ausnutzung der Hydrodynamik.* Aggregate von Eiskristallen lassen sich am schwierigsten beschreiben, da sie aus vielen Konstituenten bestehen und ihre Dichte schwierig zu bestimmen ist. Böhm (1989) entwickelte aus dem oben erwähnten X-Re - Ansatz eine generelle (typunabhängige) Formel zur Beschreibung der Geschwindigkeit. Diese basiert auf dem maximalen Durchmesser, der Masse, der projizierten Wirkungsquerschnittsfläche und der Porösität. Böhm (1992a) fügte zur Verbesserung des Ansatzes das projizierte Achsenverhältnis hinzu. Ähnlich benutzten Mitchell und Heymsfield (2003) einen maximalen Durchmesser und ein projiziertes Flächenverhältnis (definiert durch den Quotienten aus projizierter Fläche und projizierter Fläche einer Kugel desselben maximalen Durchmessers) und nahmen unterschiedliche Porositäten für (a) Eiskristalle und Graupel und (b) Aggregate grösser 3 mm an.

1.3 Motivation dieser Arbeit

Im letzten Abschnitt 1.2 ist eine Übersicht des Stands der Dinge bezüglich vorhandener experimenteller Datensätze, experimenteller Techniken, Methoden für Berechnungen und Modellierungen gegeben. In dieser Übersicht sind einige der offenen Fragen der quantitativen Beschreibung des Niederschlages berührt worden. Im folgenden ist eine Zusammenfassung des Standes der Dinge gegeben mit einem Schwerpunkt auf den offenen Fragen:

- Es gibt viele Daten von Messungen der Geschwindigkeit von Eiskristallen und Graupel, die weitestgehend mit vereinfachenden Potenzfunktionen dargestellt sind. Eine intrinsische Variabilität der Daten ist jedoch nicht angegeben.
- Am wenigsten experimentelle Messdaten gibt es von Aggregaten von Eiskristallen, die aber in der Radarmeteorologie eine grosse Rolle spielen.
- Es gibt keine Messung der statistischen Verteilung der Masse von festen Niederschlagsteilchen.

- Es gibt eine umfangreiche Theorie zur Hydrodynamik von Eiskristallen und Schneeflocken mit sehr guten Resultaten. Diese ist jedoch bislang noch nicht angewendet worden. Insbesondere fehlt die Umkehrung von einer Messung der Geschwindigkeit zu einer Bestimmung der Masse der Teilchen.

Eine simultane Messung von Größenverteilungen, Formen und Geschwindigkeiten von Eiskristallen und Schneeflocken ist am zuverlässigsten bislang mit dem optischen Schneeskopgraphen der ETH Zürich möglich. Die Motivation dieser Arbeit liegt also in der Verbesserung der instrumentellen Funktionalität, einer breiten Beschreibung der Verteilungen und der Variabilität der Fallgeschwindigkeiten und weiterer Eigenschaften von Eiskristallen und Schneeflocken und einer Anwendung der hydrodynamischen Theorie auf die Daten, um eine Verteilung der Masse der Teilchen abzuschätzen, zu testen und anzugeben.

Eine Anwendung der Ergebnisse der Arbeit kann sicher die Verwendung der beschriebenen Verteilungen und der Variabilität der Fallgeschwindigkeiten und weiterer Eigenschaften von Eiskristallen und Schneeflocken als Parameter für numerische Modelle des Niederschlags sein. Es werden in den Modellen (nicht zuletzt aus numerischen Gründen) Vereinfachungen in Bezug auf stattfindende Niederschlagsprozesse oder in Bezug auf die Vielfalt der Teilcheneigenschaften getroffen. Aufgrund der fortschreitenden Verbesserung der Computerleistung können solche Vereinfachungen jedoch minimiert werden und Eigenschaften der Teilchen eingesetzt werden.

1.4 Beitrag dieser Arbeit

Die vorliegende Arbeit teilt sich in sechs Kapitel.

Im *zweiten Kapitel* wird der zweizeilige optische Schneeskopgraph vorgestellt, der an der ETH Zürich entwickelt worden ist. Außerdem wird ein in wesentlichen Zügen neu entwickeltes Computerprogramm diskutiert, mit dem die beiden aufgezeichneten Abbildungen der gemessenen Teilchen einander zugeordnet werden. Ebenso finden Bemerkungen über weitere Tools, Qualitätsabschätzungen und Vergleiche Eingang. Am Schluss wird auf die Niederschlagsklassifizierung eingegangen.

Im *dritten Kapitel* über hydrodynamische Grundlagen und ein Grenzschichtkonzept werden die nötigen theoretischen und experimentellen Bestandteile zusammengefasst, die eine hydrodynamische Beschreibung von Eiskristallen und Schneeflocken erlauben.

Im *vierten Kapitel* sind Abschätzungen und Tests aufgeführt, die dazu dienen, die gemessenen experimentellen Größen der Schneeflocken und Eiskristalle in die hydrodynamische Beschreibung überzuführen und dort einzusetzen, um schliesslich die Massenverteilung der Teilchen abzuschätzen.

Im *fünften Kapitel* ist das Setup der Messungen aufgezeigt, dann eine Studie über Verteilungen und Variabilitäten der Geschwindigkeiten und Formen von Eiskristallen und Schneeflocken in Abhängigkeit von deren Teilchentyp und Verreifung gegeben und zuletzt eine Statistik verschiedener abgeleiteter Verteilungen gezeigt, die die zeitliche Variabilität der Eigenschaften aufzeigt.

Im *sechsten Kapitel* sind schliesslich Schlussfolgerungen und Ausblicke gegeben.

Kapitel 2

Instrumentierung

Der grösste Teil der in dieser Arbeit verwendeten Daten stammt von *in situ* - Messungen mit einem zweizeiligen optischen Schneespektrographen, der an der ETH Zürich entwickelt worden ist und hier vorgestellt wird. Ausserdem wird ein in wesentlichen Zügen neu entwickeltes Computerprogramm diskutiert, mit dem die Messdaten des optischen Schneespektrographen bearbeitet worden sind. Ebenso finden Bemerkungen über weitere Tools, Qualitätsabschätzungen und Vergleiche Eingang. Am Schluss wird auf die Niederschlagsklassifizierung eingegangen.

2.1 Der optische Schneespektrograph

Der optische Schneespektrograph (Abb. 2.1) besteht aus einem Messsensor, einem Interface zur Datenübertragung und einem Computer zur Datenakquisition. Das optische System des Messsensors besteht aus einer Lichtquelle, die zwei horizontale, parallele Lichtstrahlen mit definiertem Abstand erzeugt, welche auf zwei CCD-Zeilen fokussiert werden. Der optische Weg der Strahlen ist weitestgehend abgeschirmt. Der nicht abgeschirmte Teil definiert die aktive Messfläche des Messsensors. Die CCD-Zeilen bestehen aus je 512 lichtempfindlichen Pixeln; sie zeichnen Schattenwürfe auf, die von Teilchen erzeugt werden, die durch die Messfläche fallen. Durch die geometrische Konfiguration ist eine horizontale Pixelauflösung von $0.15 \text{ mm} \pm 0.008 \text{ mm}$ gegeben. Der messbare Bereich der Teilchengrösse ist 0.5 mm bis 77 mm. Die CCD-Zeilen werden mit einer Frequenz von 9470 Hz ausgelesen. Eine Digitalisierung der gemessenen Grauwerte in die binären Werte „Licht“ und „Schatten“ erfolgt durch einen Vergleich mit Schwellwerten. Die resultierenden Daten

werden in vier seriellen Bitströmen (jeweils für die obere und untere Messebene und für gerade und ungerade Pixel) zum Interface des Schneespektrographen übertragen. Acht schwarze Stopbits kennzeichnen den Anfang jeder ausgelesenen Zeile. Der Messsensor ist in Abb. 2.1 abgebildet, Angaben über das optische System sind in Tab. 2.1 zusammengefasst. Weitere Aspekte von Messungen mit dem optischen Schneespektrograph sind ausserdem in Barthazy et al. (2003) beschrieben.

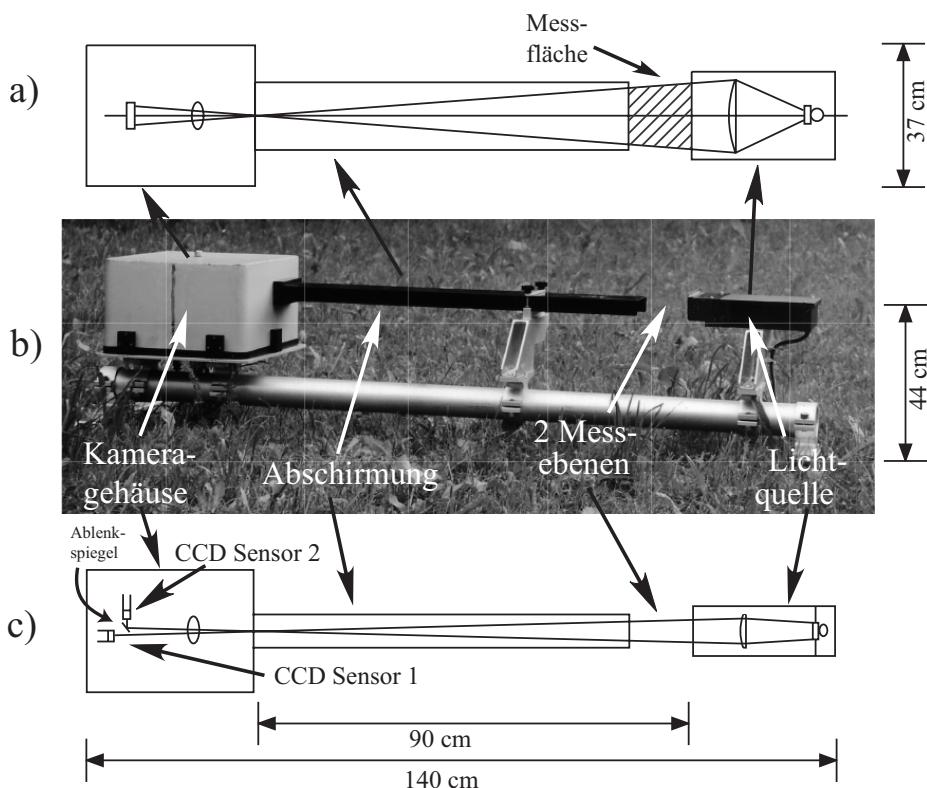


Abbildung 2.1: Der Messsensor des optischen Schneespektrographs. a) schematische Aufsicht, b) Foto und c) schematische Seitenansicht.

Im Kameragehäuse des Messsensors befinden sich neben Teilen der Optik auch die entsprechenden elektronischen Treiber zum Auslesen der CCD-Zeilen, zur Digitalisierung der Daten und zum Erzeugen der Bitströme. Die Schwellwerte der Digitalisierung werden an Potentiometern im Kameragehäuse eingestellt. Kameragehäuse und Lichtquellengehäuse sind abgedichtet, um Wasserbeschlag auf Linsen und Fenstern zu vermeiden. Zusätzlich sind darin Silicagelpatronen eingelagert und das Kameragehäuse ist mit einer Umluftheizung ausgestattet, um Kondensation im Inneren des Gerätes bei Abkühlung zu vermeiden.

Grösse der Messfläche	(76.75 ± 4.25) mm $\times 108.5$ mm
Horizontale Auflösung (B_{pix})	(0.15 ± 0.008) mm
Zeilenabtastfrequenz (f_{SSG})	9470 Hz
Anzahl Messebenen	2
Durchschnittlicher Abstand zwischen den Messebenen (Δh)	(9.45 ± 0.55) mm
Anzahl Sensorelemente pro Ebene	512

Tabelle 2.1: Spezifikationen des optischen Systems des Messsensors

Das Interface überträgt die vier Bitströme auf eine Datenakquisitionskarte im Computer. Das Datenakquisitionsprogramm setzt die vier Bitströme zu *Blöcken* zusammen, wobei die Zeilenanfänge durch die wiederkehrenden Stoppbits gegeben sind. Die Aufnahme zu einem Block startet, sobald Teilchen in die Messfläche fallen und dadurch neben den Stoppbits weitere Bits gesetzt sind. Die Aufnahme endet nach kürzestens 80 aufgenommenen Zeilen und längstens nach 150 Zeilen ohne eintreffendes Teilchen¹. Blöcke werden in einem graphischen Format analog zu dem Beispielblock in Abb. 2.2 jeweils mit Zeitstempel gespeichert. Teilchen sind als *Blobs* (engl. „Flecken“ für Teilchenbild) links und rechts im Block zu erkennen. Es werden 300 Blöcke in einem File aneinandergehängt.

¹Das bedeutet, dass für das unterste Teilchen - unterste Blobärchen - im Block die kleinste messbare Geschwindigkeit 0.6 m/s ist. Teilchen weiter oben im Block werden auch mit einer langsameren Geschwindigkeit gemessen. Für den Zusammenhang zwischen Zeilenzahl und Geschwindigkeit siehe Formel 2.1. Implikationen davon sind in Abschnitt 2.4.1 aufgeführt.

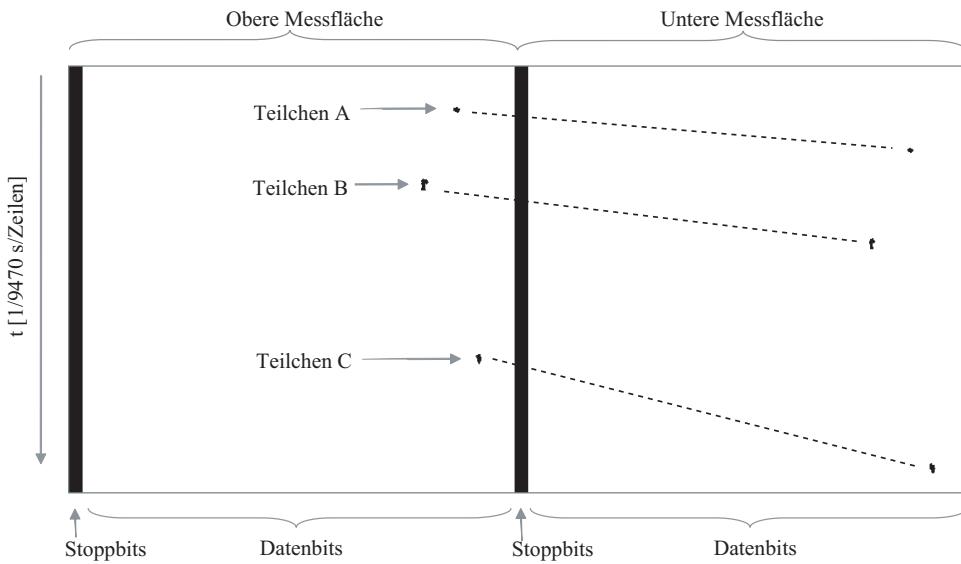


Abbildung 2.2: Beispiel eines Blocks. In einem Block sind nebeneinander die Zeilendaten jeweils der oberen und unteren Messebene zusammengefügt. Entlang der y-Achse werden diese Zeilen subsequentiell untereinander angefügt. Drei Teilchen sind als Blobs links und rechts im Block zu erkennen. Die Linien kennzeichnen die zusammengehörenden Blobs.

2.2 Eigenschaften der gemessenen Teilchenbilder

Es gibt einige grundsätzliche Zusammenhänge zwischen der Geometrie und der Bewegung eines detektierten Teilchens und seiner Abbildung auf zwei Blobs. Die wichtigsten werden hier wiedergegeben. Weitere Zusammenhänge werden in Abschnitt 2.3 genannt.

Ein Teilchen, dass durch die aktive Messfläche des optischen Schneeskopografen fällt, produziert links und rechts im Block je einen Blob. Die vertikale Geschwindigkeit des Teilchens ist durch

$$v_{vert} = \frac{\Delta h}{n \cdot \frac{1}{f_{SSG}}} = 89.49 \cdot \frac{1}{n} \quad [\text{m/s}] \quad (2.1)$$

gegeben, wobei Δh der Abstand zwischen den Messebenen und n die Anzahl Zeilen zwischen den Schwerpunkten der beiden Blobs des Teilchens bedeuten. Die horizontale Geschwindigkeit quer zu den Lichtstrahlen ist durch

$$v_{horiz} = \frac{m \cdot B_{pix}}{n \cdot \frac{1}{f_{SSG}}} = \frac{m}{n} \cdot 1.41 \quad [\text{m/s}] \quad (2.2)$$

gegeben, wobei m die Anzahl Spalten zwischen den Schwerpunkten der beiden Blobs und B_{pix} die horizontale Auflösung bedeuten.

Die Form der Blobs ist durch die Bewegung der Teilchen beeinflusst. Einerseits ist die Aufenthaltsdauer langsamer Teilchen in einer Messebene grösser als die Aufenthaltsdauer schneller Teilchen. Die Blobs der langsamen Teilchen sind entsprechend höher als die Blobs der schnellen Teilchen (*Streckung* des Blobs). Wir betrachten zuerst die Zeit, die zum Durchfallen einer Messebene benötigt wird. Sie ergibt sich zu

$$\frac{h_p}{f_{SSG}} = \frac{h_m/1000}{v_{vert}} \quad [\text{s}]$$

wobei h_p die gesamte Höhe des Blobs in Anzahl Zeilen und h_m die gesamte Höhe des Teilchens in Millimetern sind. Die Höhe des Teilchens lässt sich also nach Auflösen der vorherigen Gleichung nach h_m mit

$$h_m = h_p \cdot v_{vert} \cdot \frac{1000}{f_{SSG}} = h_p \cdot H_{pix} \quad [\text{mm}] \quad (2.3)$$

angeben. $H_{pix} = v_{vert} \cdot 1000/f_{SSG} = v_{vert} \cdot 0.11 \quad [\text{mm}]$ ist die vertikale Pixelauflösung, so dass der Blob entsprechend korrigiert werden muss. Andererseits führt eine horizontale Bewegung des Teilchens in der Messebene zu einer *Scherung* des Blobs. Zwischen zwei Scans bewegt sich das Teilchen um x_{diff} seitwärts:

$$x_{\text{diff}} = \frac{v_{horiz}}{f_{SSG}} \quad [\text{m}] \quad (2.4)$$

Jede Zeile eines Blobs muss also gegenüber der vorhergehenden um $-x_{\text{diff}}$ verschoben werden, um den Effekt der Seitwärtsbewegung rückgängig zu machen. Dann lässt sich die Gesamtbreite w_m des Teilchens angeben:

$$w_m = w_p \cdot B_{pix} = w_p \cdot 0.15 \quad [\text{mm}], \quad (2.5)$$

wobei w_p die Anzahl Spalten eines Blobs ist, an dem die Scherung entsprechend Gleichung 2.4 rückgängig gemacht worden ist.

2.3 Implementation des Matchingprogramms

Eine korrekte Zuordnung der Blobs zu ihrem Partner (*Match*) ist Voraussetzung, um Eigenschaften der gemessenen Teilchen angeben zu können. Beispielsweise würden falsche Matches in falschen Geschwindigkeitsmessungen resultieren (Gleichung 2.1). Da Blöcke auch Dutzende von Blobs enthalten können, ist das Finden eines korrekten Matches nicht immer trivial. Insgesamt gibt es für n Blobs in einem Block $(n/2)!$ denkbare Matches.

Im folgenden wird ein auf *Operatoren* (Module oder Routinen mit grossem Funktionsumfang) basierendes Programm² vorgestellt, das Matchings erzeugt, nötige Formkorrekturen (Gleichungen 2.3, 2.5) an den Blobs vornimmt und errechnete Teilcheneigenschaften für Blobpaare ausgibt. Für Teilchen, die nur durch eine Messebene fallen und von denen nur ein Blob existiert, werden auch Eigenschaften errechnet. Das Programm ist interaktiv bedienbar und ist von einer Anzahl Betriebsparameter abhängig, die zum Teil zur Laufzeit geändert werden können. Das Programm kann erzeugte Matchings visualisieren, indem in den Blöcken Linien zwischen zugeordneten Partnern gezogen werden (Abbildung 2.2). Die dem Programm zugrunde liegenden Schritte werden im folgenden Abschnitt wiedergegeben. Weitere technische Details sind in Eltz (2002) und eine Abbildung des Interface in Abb. A.1 zu finden.

2.3.1 Beschreibung des Programms

Das Programm startet mit der Initialisierung der Ein- und Ausgabepfade und öffnet die erste Datei, in der Blöcke des Schneeskopfgraphen abgespeichert sind. Die Datenbits der linken und rechten Hälfte des ersten Blockes werden in zwei WiT-interne Bilder umformattiert. Ein Operator identifiziert alle Blobs in diesen zwei Bildern, so dass die *Positionen* und verschiedene *Formparameter* (Höhe, Breite, Anzahl Pixel, Umfang und Graustufe³) der Blobs bestimmt werden können. Es gibt verschiedene Blobs, die von einem Operator ausgefiltert werden müssen, beispielsweise, da sie Artefakte darstellen:

- Lange, dünne senkrechte Blobs werden durch Wassertropfen, die auf den Fenstern des Messsensors liegen, erzeugt. Sie werden ausgefiltert, wenn die Höhe ein bestimmtes Vielfaches der Breite übersteigt.
- Blobs, die durch die äusseren Ränder beschnitten sind, stammen von Teilchen, die nicht ganz durch die Messfläche fallen und werden daher ausgeschlossen.
- Kleine Blobs haben eine schlechte Auflösung (Abschnitt 2.4.1 und Barthazy et al. (2003)), weswegen Blobs mit einer Grösse von einem Pixel ausgefiltert werden.
- Zwei sehr nahe aneinander liegende Blobs werden zu einem Blob verschmolzen, da angenommen werden muss, dass sie zu einem Teilchen gehören, das aus zwei Sub-

²Eine graphische Anweisungsfolge, genannt *Flocki*, für die Programmierumgebung Wit Version 5.3 von LogicalVision, a Division of Coreco Inc.

³Mit Graustufe ist hier der Quotient von der Anzahl Pixel des Blobs und der Anzahl Pixel des umschreibenden Rechtecks (Abb. 2.4) gemeint.

teilchen mit schwachem und deswegen durchscheinendem Verbindungshals besteht (Merging). Merging kann nicht gleichzeitig mit der weiter unten beschriebenen Formkorrektur stattfinden und ist deswegen in dieser Arbeit nicht verwendet worden.

Um das Matching schliesslich durchzuführen, wird zuerst eine Matrix q erzeugt, die für jede Kombination von Blobs im linken Bild und von Blobs im rechten Bild Platz für einen Eintrag bietet, der angeben soll, mit welcher Qualität eine Blobkombination zusammenpasst. Dann werden alle Blobkombinationen auf mögliche Zugehörigkeit getestet, indem auf Basis der Positionsparameter der Blobs und auf Betriebsparametern des Programms getestet wird, ob die Blobkombination sowohl horizontal als auch vertikal innerhalb eines gewissen Geschwindigkeitsbereiches liegt. Ausserdem darf die horizontale Geschwindigkeit der Blobkombination nur um einen gewissen Betrag von ihrem aktuellen Durchschnitt abweichen. Die entsprechenden Einträge von Blobkombinationen, die diese Tests nicht erfüllen, werden auf Null gesetzt und die Blobkombinationen nicht weiter getestet. Erfüllt jedoch eine Blobkombination ij die Tests, werden ihre Formparameter miteinander verglichen. Zuerst wird die Höhe h_i des i -ten Blobs aus dem linken Bild mit der Höhe h_j des j -ten Blobs aus dem rechten Bild verglichen:

$$\tilde{h}_{ij} := \min\left(\frac{h_i}{h_j}, \frac{h_j}{h_i}\right) \quad (2.6)$$

Der Koeffizient \tilde{h}_{ij} wird zur Gewichtung mit $d_h \geq 1$ exponentiiert:

$$h_{ij} := \left(\tilde{h}_{ij}\right)^{(1/d_h)} \quad (2.7)$$

Es folgt $0 \leq h_{ij} \leq 1$. Ist dieser Wert kleiner als eine Konstante p_h , gilt die entsprechende Blobkombination als nicht zusammenpassend und h_{ij} wird Null gesetzt. Analog wird mit der Breite b , der Anzahl Pixel n , dem Umfang u und der Graustufe g weitergefahrene. Die Qualität der Übereinstimmung ist durch das Produkt der Koeffizienten definiert:

$$q_{ij} := h_{ij} \cdot b_{ij} \cdot n_{ij} \cdot u_{ij} \cdot g_{ij}, \quad (2.8)$$

mit $0 \leq q_{ij} \leq 1$. Die Parameter p_x und d_x , $x \in \{h, b, n, u, g\}$, sind empirisch gewählt (Tabelle 2.3). Ein Operator wertet schliesslich die Matrix q aus. Zuerst wird die Blobkombination ij mit dem höchsten Eintrag q_{ij} gematcht. Dann wird die nächstbeste Übereinstimmung q_{kl} mit $i \neq k$ und $j \neq l$ gesucht, so dass nur Blobs verglichen werden, die noch keinem Paar zugewiesen wurden. Dieser Schritt wird wiederholt, bis im Block keine Blobs übrig bleiben oder die Einträge in q kleiner als ein Schwellwert werden. Der Rückgabewert des Operators ist eine Matrix, deren Elemente die Qualitäten ausschliesslich der gematchten Blobs enthält.

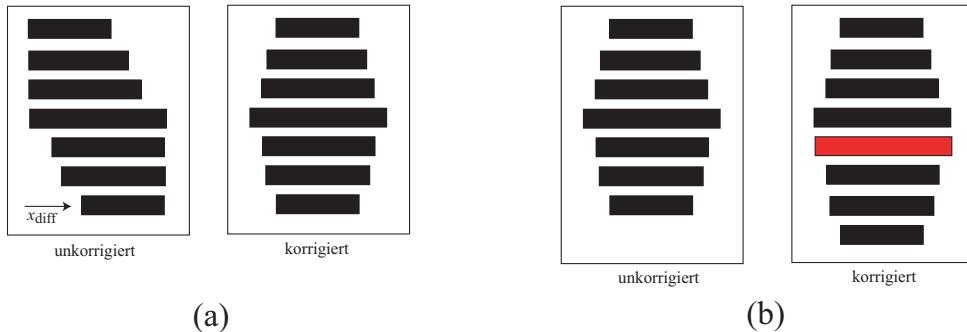


Abbildung 2.3: Formkorrektur eines Blobs. (a) Wegen des horizontalen Windes werden Blobs gescherzt. Jede Zeile wird deswegen gegenüber der vorhergehenden um $-x_{\text{diff}}$ verschoben. (b) Bei schnellen Teilchen wird entlang der y-Achse die Auflösung erhöht, indem Zeilen eingefügt werden.

Ein weiterer Operator berechnet schliesslich die Teilcheneigenschaften. Die Blobs müssen dazu zuerst korrigiert werden. Die Rückscherung nach Gleichung 2.4 geschieht, indem jede Zeile gegenüber der vorhergehenden um $-x_{\text{diff}}$ verschoben wird (Abb. 2.3 (a)). Für die Rückstreckung nach Gleichung 2.3 wird ein Fallunterschied gemacht. Teilchen mit einer Fallgeschwindigkeit von $v_{\text{eq}} = 1.41 \text{ m/s}$ haben die gleiche Pixelbreite B_{pix} wie Pixelhöhe H_{pix} . Fällt ein Teilchen langsamer (schneller) als v_{eq} , so wird die Pixelhöhe kleiner (grösser), und die Auflösung entlang der y-Achse ist besser (schlechter) als diejenige der x-Achse. Für langsame Teilchen wird die Auflösung entlang der x-Achse künstlich erhöht. Dies geht wegen der zeilenorientierten Speicherstruktur der Blobs relativ einfach. Die Start- und Endkoordinate jeder Zeile wird mit $B_{\text{pix}}/H_{\text{pix}}$ multipliziert und gerundet. Für schnelle Teilchen wird eine andere Korrektur durchgeführt: Jede Zeile muss mit $H_{\text{pix}}/B_{\text{pix}}$ multipliziert werden. Da dies im allgemeinen keine ganze Zahl ist, wird dieser Faktor für die erste Zeile auf die nächstkleinere ganze Zahl abgerundet. Bei jeder weiteren Zeile wird der abgerundete Betrag a der vorhergehenden Zeile jeweils zu $H_{\text{pix}}/B_{\text{pix}}$ dazu addiert, so dass nach $1/a$ Zeilen eine zusätzliche Zeile eingefügt wird (Abb. 2.3 (b)). Die Form von nicht gematchten Teilchen kann hingegen nicht korrigiert werden.

2.3.2 Übersicht über die Ausgabedaten

Der zuletzt genannte Operator nimmt auch die Datenausgabe vor. Für jedes gematchte und korrigierte Teilchen werden äussere und innere Dimensionen berechnet. Weiter wird eine Fitellipse mit längerer und kürzerer Achse und Anstellwinkel berechnet (Abb. 2.4).

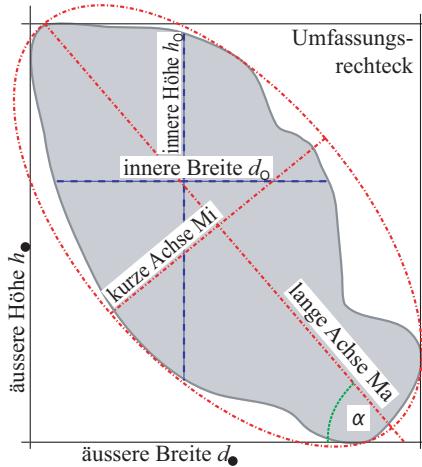


Abbildung 2.4: Schema für die berechneten Größen eines gematchten und formkorrigierten Teilchens. Grau: Der korrigierte Blob, Schwarz: äussere Dimensionen, Blau: innere Dimensionen, Rot: Fitellipse, Grün: Anstellwinkel.

Folgende Ausgaben werden für gematchte und korrigierte Teilchen im Ausgabepfad gespeichert. Die geometrischen Daten stammen jeweils vom linken Matchingpartner aus der oberen Messebene:

- Datum und Zeit des Blockes,
- innere und äussere Höhe (h_o , $h_•$) und Breite (d_o , $d_•$),
- Graustufe, Seitenfläche und Umfang,
- grosse und kleine Achse (Ma, Mi) der Fitellipse,
- Anstellwinkel α vom linken Matchingpartner und, Winkeldifferenz zwischen linkem und rechtem Partner,
- die Fallgeschwindigkeit v_t und die horizontale Geschwindigkeit v_h ,
- das die Matchingqualität angebende Matrixelement q_{ij} und
- ein Flag f , anhand dessen man erkennen kann, ob die Blobs eines Blobpaars alleine im Block waren ($f = 3$) oder ob weitere Blobs im Block vorkamen ($f = 2$). Verschmolzene Teilchen werden mit $f = 1$, bzw. $f = 0$ ausgegeben.

Für nicht gematchte Teilchen werden folgende Ausgaben gespeichert:

- Datum und Zeit des Blockes und

- innere und äussere Breite. Die innere Breite von ungematchten Teilchen ist eine relevante Vergleichsgrösse gegenüber der inneren Breite von gematchten Teilchen, da die innere Breite invariant ist gegenüber der Formkorrektur (Vergleiche dazu Abbildungen 2.3 und 2.4).
- Der Flag f mit $f = 4$ ($f = 0$) für Teilchen aus der oberen (unteren) Messebene.

Die genaue Definition der Fitellipse ist nicht bekannt, sie wird von einer Funktion der Entwicklungsumgebung des Matchingprogramms berechnet. Es handelt sich jedoch vermutlich um einen algebraischen (direkten) Fit der Ellipse an die äusseren Punkte des korrigierten Teilchens. Dazu muss

$$\chi^2 = \sum_i [f_{\text{Ma}, \text{Mi}}(x_i, y_i)] \quad (2.9)$$

minimiert werden, wobei $f_{\text{Ma}, \text{Mi}}$ durch

$$f_{\text{Ma}, \text{Mi}}(x_i, y_i) = 1 - \frac{x_i^2}{\text{Ma}^2} - \frac{y_i^2}{\text{Mi}^2} \quad (2.10)$$

gegeben ist und x_i und y_i die Koordinaten der äusseren Punkte des korrigierten Teilchens beschreiben. Das Minimum der Gleichung 2.9 kann analytisch gefunden werden, so dass die Suche nicht iterativ erfolgen muss. Es sei erwähnt, dass die Fläche der Fitellipse nicht der Seitenfläche der Teilchen entspricht. Abbildung 2.5 zeigt den Quotienten aus der Fitellipsenfläche $\pi/4 \cdot \text{Ma} \cdot \text{Mi}$ und der Seitenfläche gegenüber dem Achsenverhältnis $\epsilon = \text{Mi}/\text{Ma}$. Der Quotient in dem Beispiel hat bei 85% der Teilchen Werte zwischen 1 und 1.1 und der Durchschnitt des Quotienten liegt bei 1.04.

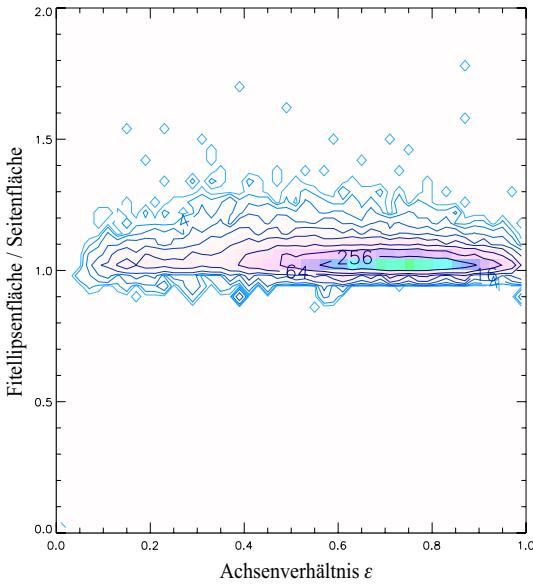


Abbildung 2.5: Der Quotient aus der Fitellipsenfläche und der Seitenfläche gegenüber dem Achsenverhältnis. Die Farbwerte und die Isolinien bezeichnen die gemessene Häufigkeit der Messwerte in den Bins. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$. Daten vom 07.11.2002, 13.00-13.20, irreguläre Teilchen, kleine Aggregate und Nadeln.

2.4 Qualitätskontrolle

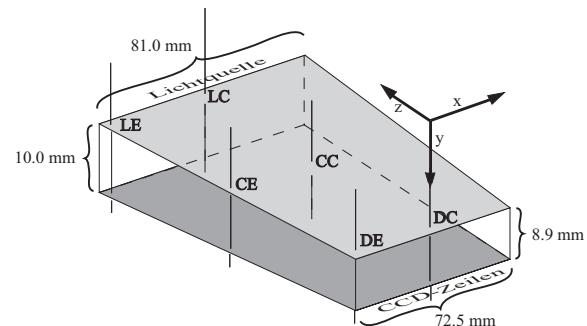
Einerseits bedingt durch die Konstruktion des Sensors des optischen Schneespektrographen und andererseits bedingt durch einige Kontroll- und Testmessungen lassen sich die Messfehler eingrenzen. Sie werden in den folgenden Abschnitten diskutiert.

2.4.1 Abschätzung der Messfehler mit simulierten Teilchen

Die beiden Messflächen des Sensors verhalten sich wie zwei Oberflächen eines Trapezoids (Abb. 2.6). Von Barthazy et al. (2003) sind die Dimensionen genau ausgemessen worden. Die Länge der Messebenen ist durch die Länge der Aussparung in der Abschirmung des Sensors gegeben. Die Breite und der Abstand der Messebenen ist bestimmt worden mithilfe einer Schieblehre. Dazu ist die Beleuchtung der CCD-Elemente mit einem Oszilloskop bestimmt worden. Die Distanz der Schieblehre ist solange in x- und in y-Richtung verkleinert worden, bis mit dem Oszilloskop ein Schattenwurf auf die CCD-Elemente beobachtet wurde. Entlang der z-Achse sind also der Abstand der Messebenen und die horizontale Pixelauflösung nicht konstant, diese werden aber für die Berechnung der Teilcheneigenschaften benötigt und führen zu einer kleinen Unsicherheit. In Barthazy et al. (2003) ist diese untersucht worden und hier ausführlich referenziert. Um Teilchen zu simulieren, sind auf Plastikfolien Kreise von verschiedenem, aber bekanntem Durchmesser aufgeplottet worden. Die Durchmesser lagen in einem Bereich von 0.5 mm - 5 mm, um Regen zu

simulieren und in einem Bereich von 0.5 mm - 20 mm, um Schneeflocken zu simulieren. Die simulierten Teilchen sind an einer Plasticscheibe befestigt worden, die von einem Motor mit messbarer Umdrehungszahl angetrieben wurde. Auf den Positionen LE, LC, CE, CC, DE und DC (Abb. 2.6) haben die simulierten Teilchen die Messfläche passiert. Die simulierten Fallgeschwindigkeiten waren dabei in einem Bereich von 2 m/s - 9 m/s für die Simulation von Regen und in einem Bereich von 0.5 m/s - 2 m/s für die Simulation von Schnee. Folgende Effekte sind beobachtet worden (Zusammenfassung):

Abbildung 2.6: Die Geometrie der Messflächen.



- Das Instrument ist an den äusseren Rändern der Messebene empfindlicher als im Zentrum, bedingt durch die Abnahme der Lichtintensität gegen aussen. Die Schwellwerte, die zur Digitalisierung benötigt werden, haben jedoch entlang den CCD-Linien einen konstanten Wert. Dies hat zur Folge, dass Teilchen mit $d \leq 0.5$ mm und $v = 2$ m/s manchmal an der Position LE, aber nie an der Position LC gemessen werden.
- Da Regentropfen bedingt durch ihre höhere Fallgeschwindigkeit die Messflächen schneller passieren als Eiskristalle oder Schneeflocken, werden sie weniger oft gescannt. Ein Regentropfen von $d = 1$ mm und $v = 3.8$ m/s wird zweimal bis dreimal gescannt, während ein Eiskristall derselben Grösse und $v = 1$ m/s neun- bis zehnmal gescannt wird. Dies führt zu einer Unterschätzung der Breite von kleinen, schnellen Teilchen. In dem Beispiel mit $d = 1$ mm ist die Breite der simulierten Eiskristalle mit 0.9 mm - 1.05 mm, die Breite der simulierten Regentropfen mit 0.75 mm - 0.9 mm gemessen werden.
- Das Datenakquisitionsprogramm des Schneespektrographen stoppt die Aufzeichnung, wenn nach 0.016 Sekunden keine Teilchen eintreffen. Fällt ein Teilchen langsamer als 0.6 m/s alleine durch den Messbereich, stoppt die Aufzeichnung, bevor das Teilchen die untere Messebene erreicht. Das Teilchen kann nicht gematcht werden, da es in zwei Blöcken abgespeichert wird. Ein solches Teilchen kann vom Matchingprogramm nur dann korrekt erfasst werden, wenn kurz nach dem Teilchen ein

		d [mm]	0.5	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	10	15	20
Regen:	σ_d [%]	10.0	3.0	2.0	1.5	1.0	1.0	nn	nn	nn	
	σ_v [%]	0.5	1.0	2.0	3.0	3.0	3.0	nn	nn	nn	
Schnee:	σ_d [%]	6.0	4.0	2.0	1.0	0.6	0.5	0.2	0.1	0.1	
	σ_v [%]	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	

Tabelle 2.2: Standardabweichungen σ in Prozent von gemessenen gegenüber simulierten Werten von Regentropfen und Eiskristallen/Schneeflocken. Die Standardabweichungen sind in Abhängigkeit des Teilchendurchmessers angegeben. Der Index v gibt die Standardabweichung für Geschwindigkeiten, der Index d gibt die Standardabweichung für Teilchendurchmesser.

weiteres Teilchen durch den Messbereich fällt und dadurch die Aufnahme des Blocks nicht beendet wird. Durch diesen Effekt ist die Anzahl solcher langsamen Teilchen so stark unterschätzt, dass sie nicht weiter ausgewertet werden können.

Ergebnisse:

Für die Messung von Regen wird eine Korrektur der gemessenen Grösse der Teilchen vorgeschlagen. Ein Fit von $r := d_{\text{simul}}/d_{\text{exp}}$ an d_{exp} ergibt einen Faktor

$$r = 0.95 + 0.223 \cdot (d_{\text{exp}} [\text{mm}])^{-0.918}, \quad (2.11)$$

mit dem der gemessene Durchmesser von Regentropfen korrigiert werden muss. Für langsamere Eiskristalle oder Schneeflocken ist $r \equiv 1$. Ausserdem lässt sich durch die Untersuchung die untere Grenze des Auflösungsbereiches mit 0.5 mm angeben. Die Standardabweichungen von gemessenen gegenüber den simulierten Werten sind in Tabelle 2.2 eingetragen.

2.4.2 Test der Tropfenfallgeschwindigkeit

Gunn und Kinzer (1949) haben Fallgeschwindigkeiten von Regentropfen gemessen. Ihre Daten eignen sich, um sie mit den Daten des Schneespektrographs zu vergleichen und die gemessenen Geschwindigkeiten zu verifizieren. Abbildung 2.7 (a) zeigt eine Testmessung von Regen, die den Literaturwerten von Gunn und Kinzer gegenübergestellt ist. Als Durchmesser d der gemessenen Teilchen ist ein geometrisches Mittel mit $d = \sqrt{\text{Ma} \cdot \text{Mi}}$

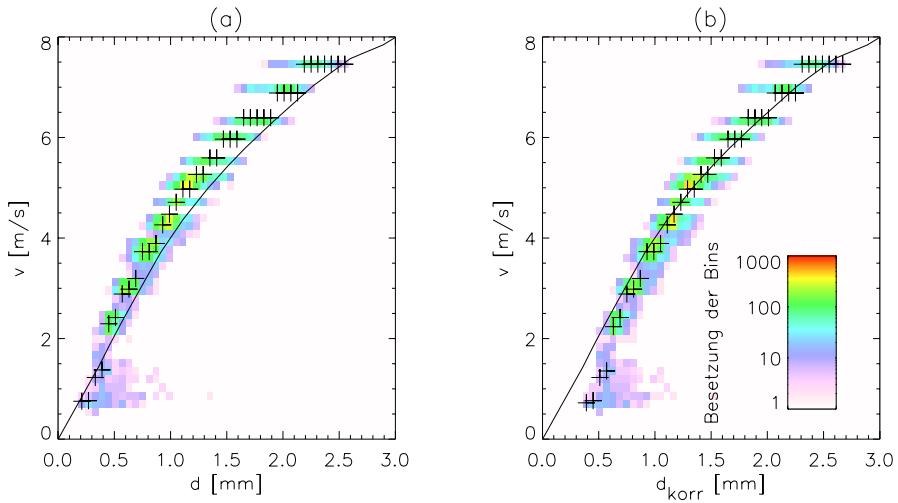


Abbildung 2.7: Beispieldaten von Regen. Der linke Plot zeigt direkt gemessene Durchmesser- und Geschwindigkeitswerte. Beim rechten Plot sind die Durchmesser nach Gleichung 2.11 korrigiert. Die Farbwerte geben die Häufigkeit der gemessenen Werte in den Bins wieder. Die +-Zeichen geben Medianwerte in den Bins an. Die durchgezogene Linie entstammt den Literaturwerten von Gunn und Kinzer (1949). Daten von ETH Hönggerberg, 29.08.2001.

gewählt worden, wobei Ma und Mi die längere und kürzere Achse der Fitellipse (Abschnitt 2.3.1) darstellen. Gunn und Kinzer haben den Gleichgewichtsdurchmesser der Tropfen benutzt, der dem geometrischen Mittel ähnlich ist. Es ist in der Abbildung 2.7 (a) zu erkennen, dass der Sensor den Durchmesser d unterschätzt bzw. die Geschwindigkeit v überschätzt. In Abbildung 2.7 (b) sind die Durchmesser nach Gleichung 2.11 korrigiert worden. Tropfen mit $0.5 \text{ mm} \leq d_{korr} \leq 0.8 \text{ mm}$ sind aufgrund von Spritzern, die vom Gehäuse des Sensors stammen (Barthazy und Schefold 2001), etwas langsamer als die Literaturwerte. Zusätzlich sind Tropfen mit $d \leq 0.5 \text{ mm}$ aufgrund von in Abschnitt 2.4.1 beschriebener Effekte zu langsam und dürfen nicht beachtet werden, da sie ausserhalb des Auflösungsbereichs des Sensors liegen. Hingegen stimmen Tropfen mit $d_{korr} \geq 0.8 \text{ mm}$ gut mit den Literaturwerten überein. Die Messung dient dem Nachweis, dass Teilchengeschwindigkeiten mit dem optischen Schneespektrograph zuverlässig gemessen werden können, da die gemessenen Geschwindigkeiten mit den bekannten Geschwindigkeiten von Regentropfen gut übereinstimmen. Da von Eiskristallen oder Schneeflocken keine „Spritzer“ am Gehäuse des Sensors erzeugt werden, kann der optische Schneespektrograph gut zur Messung der Fallgeschwindigkeiten von Eiskristallen und Schneeflocken im ganzen angegebenen Grössenbereich verwendet werden.

2.4.3 Größenverteilungen und die Korrektur der Mismatches

Die Größenverteilung $N(d)$ von Niederschlagsteilchen ist eine wichtige Größe, da aus ihr integrale Wolkeneigenschaften wie der Wasser- oder Eisgehalt abgeleitet werden und da sie benötigt wird, um Daten von Radargeräten zu interpretieren. Es sollen daher Größenverteilungen von Eiskristallen und Schneeflocken mit dem optischen Schneespektrograph untersucht werden. Für die Berechnung der Größenverteilung aus den gemessenen Größen sind folgende Gesichtspunkte zu berücksichtigen:

- Das Matchingprogramm (Abschnitt 2.3.1) berechnet für *alle* Teilchen, die durch die aktive Messfläche des Sensors fallen, die innere Breite, die invariant ist gegenüber der Formkorrektur. Für die gematchten Teilchen wird - neben weiterem - zusätzlich die Geschwindigkeit und die Matchingqualität berechnet.
- Die aktive Messfläche des Sensors ist abhängig von der Teilchengröße, da Teilchen, die den linken und rechten Rand der Messfläche berühren, aus gefiltert werden. Die aktive Messfläche A ist durch $A(d) = (a - 2d)(b - 2d)$ [m^2] gegeben, wobei a und b die Länge bzw. Breite der physikalischen Messfläche darstellen und d den Teilchendurchmesser bezeichnet.

Die Größenverteilung $N(d)$ ergibt sich dann zu

$$N(d) = \frac{N_0(d)}{A(d) \cdot v(d) \cdot \Delta t \cdot \Delta d} \quad [\text{1/m}^3/\text{mm}], \quad (2.12)$$

wobei $N_0(d)$ die Anzahl aller Teilchen der inneren Breite d darstellt, die in der aktiven Messfläche $A(d)$ während der Zeitspanne Δt [s] mit der Klassenbreite $\Delta d = d_i - d_{i-1} = B_{pix}$ gemessen wurden. Die Geschwindigkeit $v(d)$ ist die mittlere Geschwindigkeit der gematchten Teilchen mit der inneren Breite d und einer Matchingqualität q zwischen z und 1, wobei der Grenzwert z zunächst willkürlich gewählt ist.

In Abbildung 2.8 sind Größenverteilungen derselben Daten für verschiedene Grenzwerte z gezeigt. Die Daten stammen von einem stratiformen Niederschlag mit vielen irregulären Eiskristallen und sind über zwei Stunden gemittelt. Grenzwerte z im Bereich $0.1 \leq z \leq 0.6$ ergeben nahezu identische Größenverteilungen. Für $0.6 < z \leq 1$ ist die Statistik der zugrundeliegenden gematchten Teilchen schlecht, und die Größenverteilung wird nicht gut reproduziert. Für den Grenzwert z ist ein höchstmöglicher Wert zu wählen, mit dem die Größenverteilung noch gut reproduziert wird, um sicherzustellen, dass Teilchen mit $q \geq z$ korrekt gematcht sind. Ein Grenzwert von $z = 0.6$ erscheint daher sinnvoll.

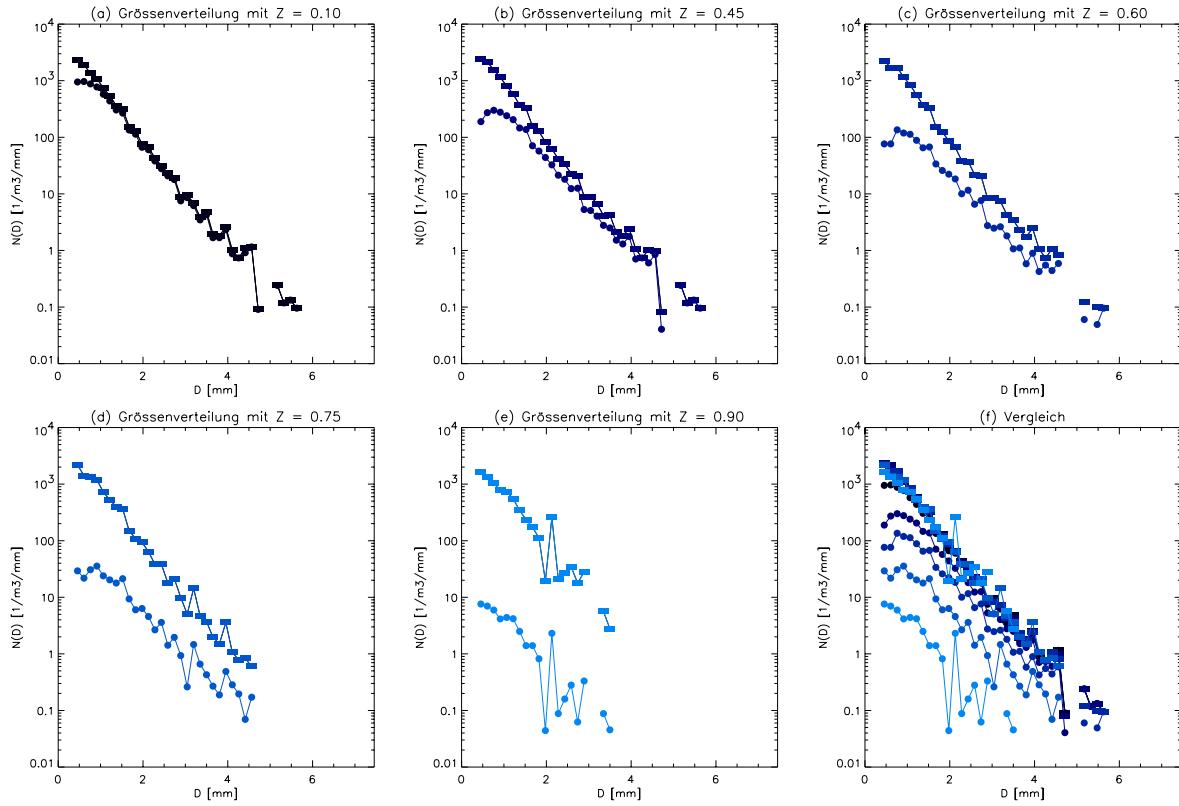


Abbildung 2.8: Kontrolle von Größenverteilungen und der Mismatchkorrektur. Linien mit Kreisen: Größenverteilungen nur von gematchten Teilchen mit $q \geq z$. Linien mit Rechtecken: Korrigierte Größenverteilungen nach Gleichung 2.12. Die Plots (a)-(e) unterscheiden sich durch den gewählten Grenzwert z . Im Plot (f) sind die Plots (a)-(e) übereinander geplottet. Die Farbwerte repräsentieren die unterschiedlichen Werte von z . Daten von 10.00-12.00, 07.11.2002, Rigi.

2.4.4 Alternative zur Matchingauswahl

Ein Teilchen, dem nicht innerhalb von 0.016 Sekunden ein weiteres Teilchen durch die Messfläche folgt, wird allein im Block aufgezeichnet. Ein Match der beiden Blobs dieses Teilchens wird unabhängig von q eindeutig sein. Eine seltene Ausnahme ist möglich, beispielsweise wenn horizontaler Wind das Teilchen nach Aufnahme in der ersten Messebene aus der Messfläche hinaus transportiert und gleichzeitig ein weiteres Teilchen hinein transportiert wird, welches dann in demselben Block aufgenommen wird. Folgen Teilchen innerhalb von 0.016 Sekunden weitere Teilchen, werden entsprechend mehr Blobäpfchen im Block aufgezeichnet.

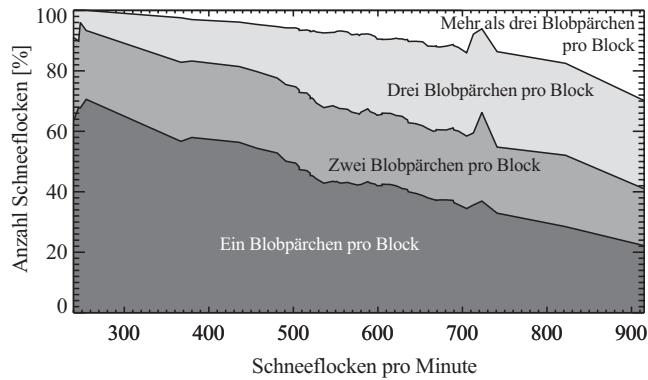


Abbildung 2.9: Der prozentuale Anteil an Schneeflocken oder Eiskristallen in unterschiedlich stark besetzten Blöcken gegenüber der Anzahl Teilchen pro Minute. Daten vom 13.10.1999 in Norditalien.

Abbildung 2.9 zeigt eine Statistik über die Besetzung der Blöcke durch Blobs gegenüber der Anzahl Teilchen pro Minute. In dem ganzen Bereich von Null bis 900 Teilchen pro Minute sind genügend Blöcke mit einem Blobpärchen vorhanden, die dazu dienen, eindeutige Matches zu produzieren.

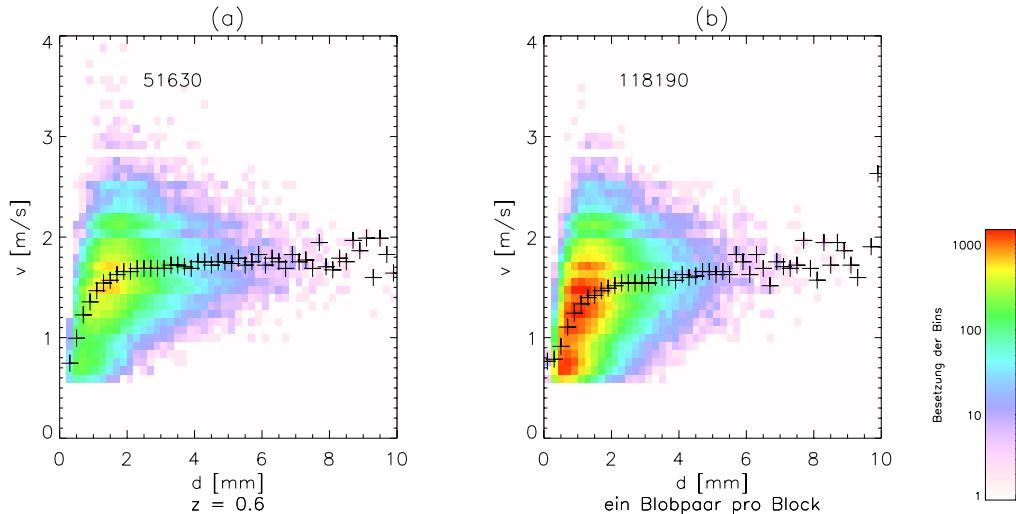


Abbildung 2.10: Gegenüberstellung von Geschwindigkeitsverteilungen mit (a) $z = 0.6$ und mit (b) Blöcken mit nur einem Blobpärchen. Die Farbwerte geben die Häufigkeit der gemessenen Werte in den Bins wieder. Die +-Zeichen geben Medianwerte in den Bins an. Die angegebenen Zahlenwerte entsprechen den Teilchen mit der Bedingung $z = 0.6$, bzw. ein Blobpärchen pro Block. Die Daten entstammen einem 17stündigen Schneefall auf der Rigi mit 604 831 aufgenommenen Schneeflocken und Eiskristallen am 07.11.2002.

In Abbildung 2.10 sind Geschwindigkeitsverteilungen mit (a) $z = 0.6$ und mit (b) Blöcken mit nur einem Blobpärchen gegenübergestellt. Medianwerte in den Größenklassen sind angegeben. Die Verteilungen sind sehr ähnlich. Im Plot (a) gibt es einige wenige zu

hohe Geschwindigkeiten (ca. 1% der Teilchen pro Bin), die ihren Ursprung in falschen Matches haben. Im Plot (b) ist die Streuung der Medianwerte im Bereich $d \geq 8$ mm grösser als im Plot (a), obwohl die Anzahl Teilchen mit 118 190 bei (b) um einen Faktor 2.3 grösser ist als die Anzahl Teilchen bei (a) mit 51 630. Die Ähnlichkeit der Verteilungen bestätigt, dass mit beiden Methoden sinnvolle Matchings ausgewählt wurden.

2.4.5 Vergleich der Betriebsparameter des Matchingprogramms

Das Matchingprogramm ist von einer Anzahl Betriebsparametern (z.B. Gleichungen 2.6-2.8) abhängig, die das Matching beeinflussen. Das Programm ist interaktiv bedienbar, Parameter können zur Laufzeit geändert werden und Matchings visuell überprüft werden. Eine wichtige Aufgabe besteht darin, einen geeigneten Satz an Betriebsparametern zu finden. Dies geschieht interaktiv und iterativ und so lange, bis eine kleine Änderung am Satz höchstens eine kleine Änderung an den erzeugten Matches zur Folge hat. Dann sind die Matchings stabil. Die Kontrolle der erzeugten Matchings erfolgt visuell. Um eine Kontrolle über einen längeren Zeitraum zu ermöglichen, sind ausserdem Größenverteilungen verglichen worden.

Abbildung 2.11 zeigt zwei aufeinander geplottete Größenverteilungen mit $z = 0.6$. Die beiden Größenverteilungen unterscheiden sich dabei durch den zugrunde liegenden Satz an Betriebsparametern. Die beiden Sätze entstammen dem Ende des Iterationsvorgangs, so dass sich die beiden Größenverteilungen nur wenig unterscheiden. In der Abbildung ist ein Unterschied nur in zwei Klassen zu erkennen. Die Parameter der beiden Sätze sind in der Tabelle 2.3 aufgelistet. Sowohl die beiden Sets der Betriebsparameter wie auch die beiden Größenverteilungen unterscheiden sich nur sehr wenig. Es sind andere Vergleichsdaten im Rahmen des Iterationsvorgangs verwendet worden, die jedoch nicht mehr verfügbar sind. Die vorhandenen Vergleichsdaten können jedoch das hier gewählte Verfahren aufzeigen.

	Höhe h	Breite b	Anz. Pixel n	Umfang u	Graustufe g
Gewichtung d_x	3(3)	3(3)	10(10)	8(6)	6(8)
Schwellwert p_x	0.1(0.1)	0.1(0.1)	0.1(0.1)	0.1(0.1)	0.1(0.1)

Tabelle 2.3: Betriebsparameter des Matchingprogramms. Die geklammerten und die nicht geklammerten Werte stellen je einen Satz mit Parametern dar.

Da sich Schneeflocken und Eiskristalle zwischen den beiden Messebenen drehen können, sind die Höhe und Breite (je 3) schwach, die Anzahl Pixel (10) hingegen im

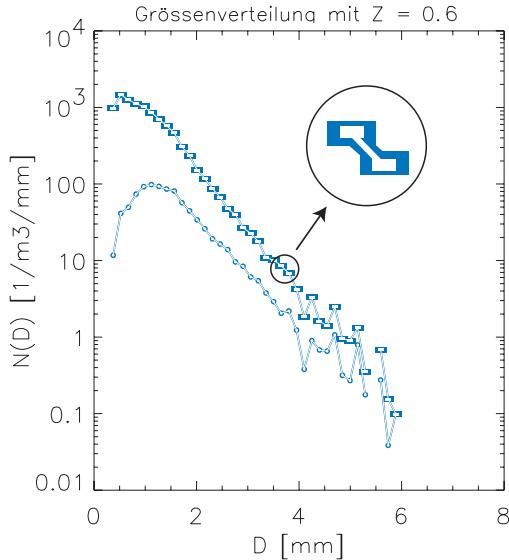


Abbildung 2.11: Vergleich von Größenverteilungen zweier Sätze von Betriebsparametern des Matchingprogramms. Linien mit Kreisen: Größenverteilungen nur von gematchten Teilchen mit $q \geq z = 0.6$. Linien mit Rechtecken: korrigierte Größenverteilungen nach Gleichung 2.12. Dicke, blaue Linien und Symbole: Erster Satz. Dünne, weisse Linien und Symbole: Zweiter Satz. Die weissen Linien sind etwas dünner über den blauen Linien gezeichnet. Klassen 23 und 24 sind eingekreist und vergrößert; dort wird eine sehr kleine Abweichung festgestellt, die bedingt ist durch den Unterschied der beiden Sätze der Betriebsparameter.

Vergleich stark gewichtet. Umfang und Graustufe haben Werte dazwischen (8 und 6), wobei die Graustufe, da vom Umfassungsrechteck abhängig, den kleineren Wert hat. Die Schwellwerte haben alle den Wert 0.1. Sie dienen dazu, schlechte Matchings schon im Matchingprogramm auszufiltern. Der Wert ist jedoch sehr niedrig gehalten, da es über die Wahl von z eine vorteilhafte, spätere Möglichkeit gibt, schlechte Matchings auszufiltern.

2.5 Schneevideospektrometer

Einige der Messungen dieser Arbeit sind zum Vergleich und zur Ergänzung mit einem Schneevideospektrometer durchgeführt worden, mit dem eine Typisierung und eine Messung der Masse der Teilchen vorgenommen werden kann. Abbildung 2.12 zeigt schematisch den Sensor des Schneevideospektrometers (SVS) des Desert Research Instituts (DRI), Reno, Nevada. Das SVS ist konstruiert worden, um optische Aufnahmen der physikalischen Struktur von Eiskristallen und Schneeflocken und von deren Tropfenäquivalent zu

erzeugen. Eiskristalle und Schneeflocken fallen durch eine Öffnung (ca. $4 \times 4 \text{ cm}^2$) des Aluminiumgehäuses auf ein Teflonband (ca. 5 cm breit) während eines definierten Messintervalls (1 s - 1 min). Die Lichtquelle befindet sich dazu in der Stellung (B). Die auf dem Band gelandeten Eiskristalle und Schneeflocken werden von einem leichten Kaltluftstrom von der Umgebungswärme des Sensors vor Schmelzen geschützt. Der Kaltluftstrom wird erzeugt, indem Luft aus einer mit handelsüblichen Kühlaggregaten gefüllten Box angesogen wird. Der Kaltluftstrom hat dann typischerweise eine Temperatur, die wenige Grade unter der Umgebungstemperatur liegt. Nach Ablauf des Messintervalls führt ein

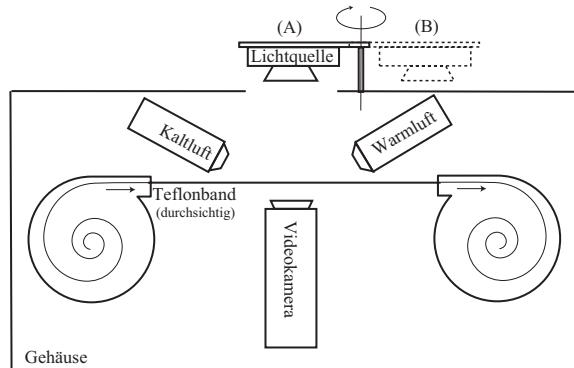


Abbildung 2.12: Schematische Darstellung des Schneevideospektrometers.

Motor die Lichtquelle in die Stellung (A), so dass die Teilchen von oben beleuchtet werden und die Öffnung geschlossen wird. Die Videokamera nimmt Bilder der gefrorenen Teilchen auf (Abb. 2.13 (A)). Der Kaltluftstrom wird unterbrochen und ein Warmluftstrom mit einem Föhn erzeugt, so dass die gefrorenen Teilchen schnell schmelzen. Die Videokamera zeichnet den Schmelzprozess und die geschmolzenen Teilchen auf (Abb. 2.13 (B)). Nach Beendigung des Schmelzprozesses wird der Warmluftstrom unterbrochen, der Kaltluftstrom angeschaltet, das Teflonband weitergeführt und die Lichtquelle erneut in Stellung (B) gebracht, so dass der Zyklus wiederholt werden kann. Mit dem Kontrollgerät des SVS werden die Dauer des Messintervalls, des Kaltluft-, und Warmluftstroms eingestellt. Ebenso wird das aktuelle Videobild angezeigt, so dass laufend die optimale Dauer der Zyklen eingestellt werden kann. Das Gerät ist in Borys (2003) und Borys et al. (2003) beschrieben.

Die Aufnahmen der Eiskristalle und Schneeflocken mit dem SVS können einerseits einer Typisierung der Teilchen dienen, beispielsweise, um bei einem Niederschlag den Verlauf der vorkommenden Kristalltypen zu dokumentieren. Die Funktionalität des SVS ist in dieser Hinsicht ähnlich wie die von Formvar (Abschnitt 2.7), wobei die Messintervalle des SVS deutlich kürzer sein können. Andererseits sollen die Aufnahmen der Eiskristalle und Schneeflocken den Aufnahmen der geschmolzenen Teilchen gegenübergestellt werden. Aus den Abbildungen der gefrorenen Teilchen lassen sich der maximale Durchmesser und die

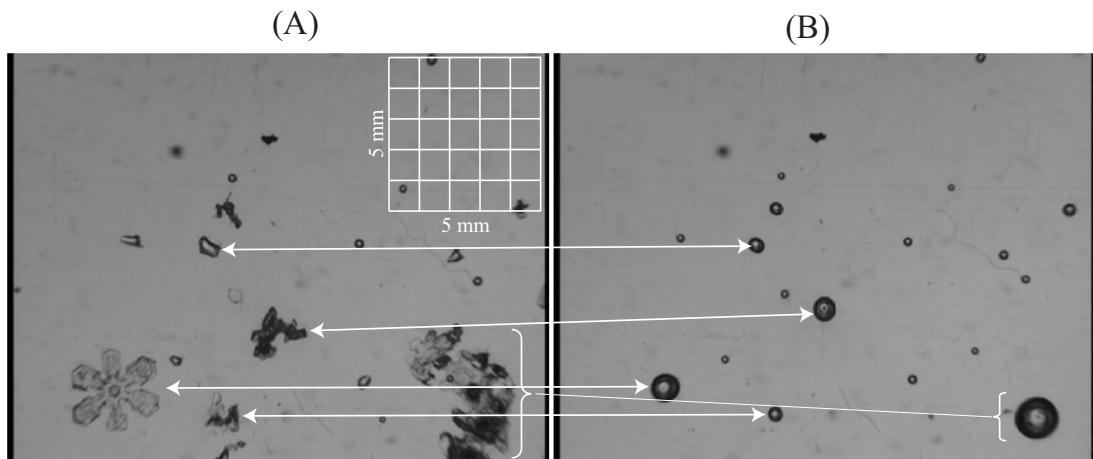


Abbildung 2.13: Beispielbilder des Schneevideospektrometers. Zusammengehörende gefrorene - in (A) - und geschmolzene Teilchen - in (B) - sind durch Pfeile verbunden.

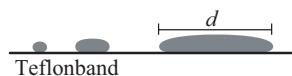


Abbildung 2.14: Zusammenhang zwischen Masse und Durchmesser von Wassertropfen (grau) auf Teflon. Für verschiedene Tropfendurchmesser d wird die Masse durch Wägen auf einer Präzisionswaage bestimmt.

Fläche der Teilchen bestimmen. Aus den Abbildungen der geschmolzenen Teilchen lassen sich die Massen der Teilchen einfach ableiten, da die Teilchenmasse beim Schmelzprozess erhalten bleibt und da sich auf experimenteller Basis einfach Zusammenhänge zwischen Tröpfchendurchmesser und Tröpfchenmasse ergeben (Abb. 2.14). Die Zuordnung der gefrorenen Teilchen zu den Tropfen geschieht dabei von Hand. Ein beobachteter Bereich der Messgrößen ist in Tabelle 2.4 wiedergegeben.

Auflösungsbereiche:

- maximaler Teilchendurchmesser (gefroren) d 0.2 mm – 4 mm
 - Teilchenfläche (gefroren) A 0.1 mm² – 1 mm²
 - Teilchenmasse (flüssig) m 3 µg – 1 mg
 - Betriebstemperatur $T \leq +1^\circ \text{ C}$
-

Tabelle 2.4: Parameter des Schneevideospektrographen. Die Daten entstammen Erfahrungswerten von Messkampagnen am 02.03.2003 und 06.03.2003, Rigi.

2.6 Windschutz

Die Aufstellung der Sensoren des SSG und des SVS im Feldeinsatz ist kritisch, da bei beiden Geräten Wind die Zuordnung der Teilchen erschwert. Die Aufstellung sollte so erfolgen, dass Wind nicht orographisch verstärkt wird und dass Teilchen möglichst senkrecht in die Messflächen fallen. Um die Grössenverteilung der gemessenen Teilchen gut zu reproduzieren, darf auch das Gehäuse der Sensoren keine lokalen Wirbel erzeugen, die die fallenden Teilchen sortieren würden. Für die Sensoren des SSG und des SVS sind je ein Windschutz konstruiert worden. Abbildung 2.15 zeigt den Windschutz (Rasmussen et al. (2002), Cole und Landolt (2002)) des Sensors des Schneespektrographen. Ein ähnlicher Windschutz ist ausserdem für den Schneevideospektrometer konstruiert worden.

Der obere Rand des Windschutzes befindet sich wenige cm über der Messebene des Sensors, so dass horizontaler Wind in der Höhe der Messebene abgebremst wird. Der Windschutz ist mit Fenstern versehen, um Wirbel auf kleiner Skala (einige 10 cm) zu halten. Durch die Zunahme der Breite der Fenster gegen unten und durch die Montage 10 cm über dem Boden wird angestrebt, horizontalen Wind unterhalb der Messebene weniger abzuschirmen als horizontalen Wind in Höhe der Messebene, so dass horizontaler Wind auf der Höhe der Messebene minimiert wird.

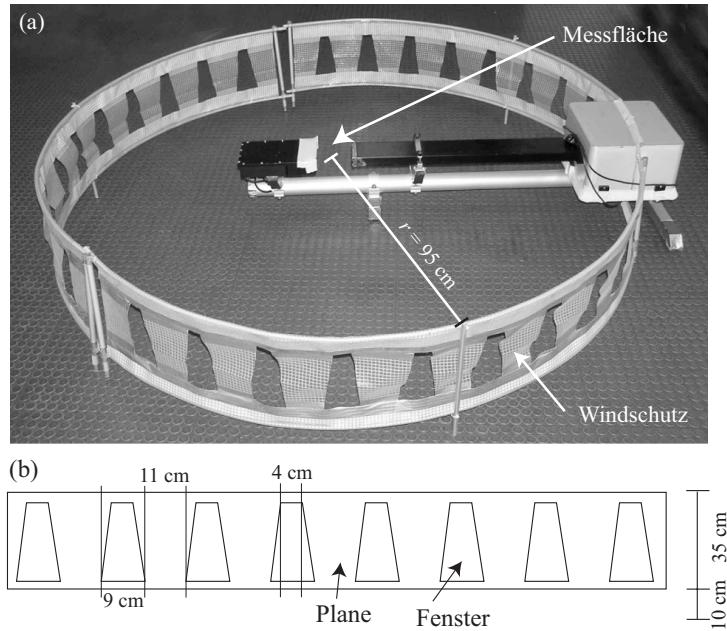


Abbildung 2.15: Windschutz für den Sensor des Schneeskoprographen. (a) Foto, (b) Schema der Seitenansicht des Windschutzes.

2.7 Dokumentation und Replikation von Eiskristallen

Die Fotografie und die Formvartechnik sind Methoden zur Dokumentation und Replikation der Kristalltypen, die bei Niederschlägen vorkommen.

Schaefer (1941) beschrieb die Formvar-Technik. Ein Pulver aus Polyvinyl (Formvar 15/95) wird in Ethylenchlorid (1,2 Dichlorethan) gelöst. Die Lösung wird unter 0 °C gehalten und auf Glasplättchen aufgetragen, kurz bevor die Glasplättchen dem Niederschlag ausgesetzt werden. Die Fläche, die dem Niederschlag ausgesetzt wird, hat eine Fläche von ungefähr 50 mm × 25 mm. Nach der Beendigung der Aufnahme (gewöhnlicherweise nach einigen zehn Sekunden) wird das Glasplättchen in einer trockenen, da mit Silicagel gefüllten, und kalten Box ungefähr eine halbe Stunde gelagert. Das Lösungsmittel verdampft, so dass die Form der Kristalle und Schneeflocken in einer umgebenden Schale aus Formvar erhalten bleibt. Die Proben können später unter einem Mikroskop untersucht werden. Formvarproben haben den Vorteil, dass eine dreidimensionale Struktur der Teilchen konserviert wird. Bei Temperaturen nur knapp um den Gefrierpunkt versagt jedoch die Methode.

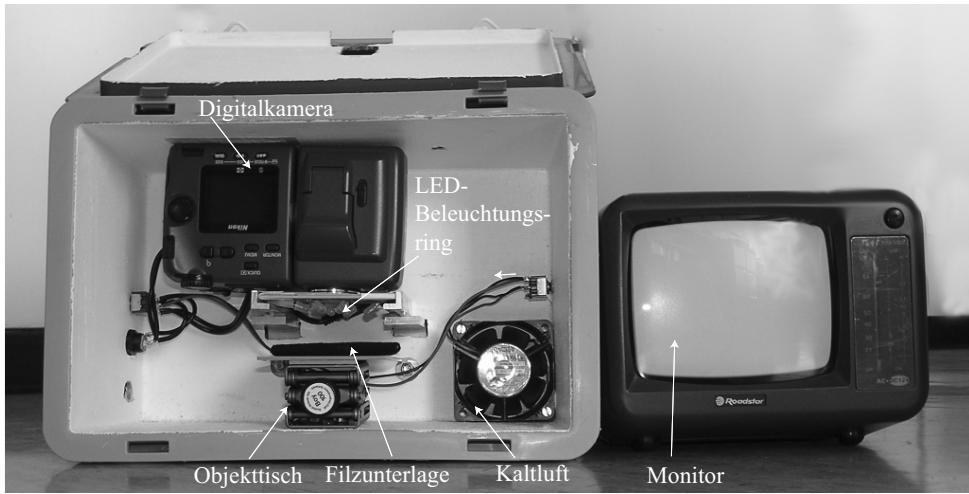


Abbildung 2.16: Konstruktion zur digitalen Photographie der Eiskristalle und Schneeflocken. Konstruktion von Markus Stucki.

Zur Photographie der Eiskristalle und Schneeflocken wurde eine Digitalkamera mit Macroobjektiv (Abb. 2.16) verwendet. Die Kamera ist in einem Gehäuse montiert, um leichte Eiskristalle und Schneeflocken vor Wind zu schützen. Aus einer mit handelsüblichen Kühlgregatten gefüllten Box wird kalte Luft angesogen und in das Gehäuse geführt, um dem Schmelzen der Teilchen durch die Abwärme der Kamera vorzubeugen. Mit Hilfe einer Filzunterlage von ungefähr $5 \times 5 \text{ cm}^2$ werden Eiskristalle und Schneeflocken aufgefangen. Die Filzunterlage wird auf einem höhenverstellbaren Objekttisch positioniert. Weisse LEDs sind rund um das Objektiv der Kamera montiert, die die Teilchen gleichmässig beleuchten. Um eine einheitliche Beleuchtung und einen einheitlichen Weissabgleich der Bilder zu gewährleisten, wird die Kamera in einem manuellen Modus betrieben. Die Fokussierung der Teilchen wird auf einem Monitor beobachtet und die Höhe des Objekttisches entsprechend justiert. Durch eine Aussparung im Deckel des Gehäuses kann die Justage bei geschlossenem Gehäuse geschehen, um die Teilchen vor Wind zu schützen. Im Speichermedium der Digitalkamera können ungefähr 320 Abbildungen gespeichert werden.

2.8 Klassifizierung des Kristalltyps und Bestimmung der Verreifungsstufe

Abbildung 2.17 zeigt ein Foto einer typischen Formvarprobe und ein typisches digitales Foto. Die Bestimmung der Verreifungsstufe wurde nach dem Schema von Mosimann

et al. (1994) vorgenommen. Verreifung entsteht, wenn gefrorene Teilchen mit unterkühlten Wolkentröpfchen in Kontakt kommen. Durch eine Untersuchung der Formvarproben mit einem Mikroskop oder eine Betrachtung der digitalen Bilder lassen sich den Proben Verreifungsstufen von Null bis Fünf zuordnen (Tab. 2.5). Eine ungefähre Klassifizierung der Teilchen nach ihrem Teilchentyp wurde nach Tabelle 2.6 vorgenommen. Eine Klassifizierung nach Magono und Lee (1966) erschien für diese Arbeit als zu detailliert.

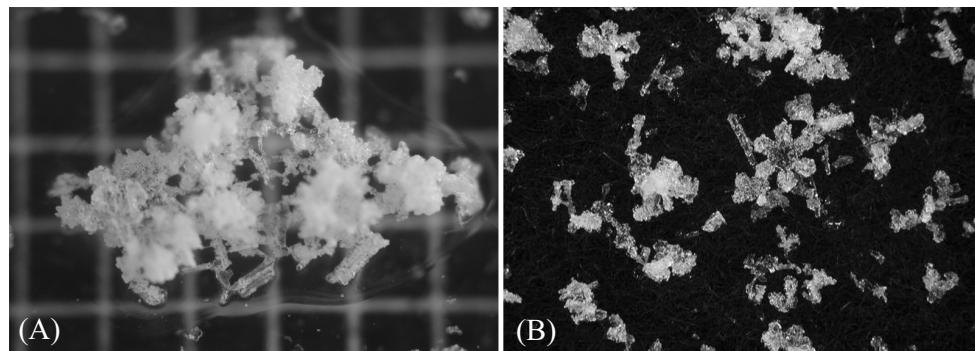


Abbildung 2.17: Vergleich von Abbildungen einer Formvarprobe und einer digitalen Abbildung. (A) Formvar, (B) digital.

R	Verreifungsstufe	Beschreibung
0	Nicht verreift	Keine Verreifung auf der Oberfläche
1	Leicht verreift	Maximal 25% der Kristalloberfläche verreift
2	Mittelmässig verreift	Kanten und Arme von Kristallen verreift, innere Teile der Kristalle nur leicht oder gar nicht verreift; bei Nadeln ungefähr 50% Verreifung
3	Dicht verreift	Die ganze Kristalloberfläche mit einer Lage verreift, Kristalltyp erkennbar
4	Stark verreift, Graupelähnlich	Mehrlagige Verreifung, Kristalltyp nur knapp erkennbar
5	Graupel	Alle Arten Graupel

Tabelle 2.5: Definition der Verreifungsstufen R nach Mosimann et al. (1994).

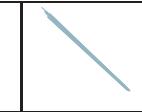
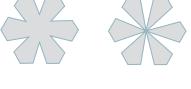
Index	Art	Nomenklatur	Symbol
0	Nadeln	N1a, N1c	
2	Dicke Platten	C1g	
4	Hexagonale Platten	P1a	
6	Säulen	C1e	
8	Lange Säulen	N1e	
10	Patronen	C1c	
12	Normale Kristalle (Kristalle mit breiten Armen, bzw. Sektorkristalle)	P1b, P1c	
14	Dendriten	P1e, P1f	
16	Irreguläre Teilchen	11, 14 und alle anderen	
18	Graupel	R4a, R4b, R4c	

Tabelle 2.6: Klassifizierung der Eiskristalle. Nomenklatur nach Magono und Lee (1966). Es sind gerade Indizes gewählt worden, um einzelne Kristalle zu beschreiben. Ungerade Indices bedeuten hingegen Aggregate (1: Aggregat von Nadeln, etc.).

Kapitel 3

Theorie

Der optische Schneespektrograph misst von Eiskristallen und Schneeflocken unter anderem die Fallgeschwindigkeit und Abmessungen der Seitenansicht, jedoch nicht die Masse. Diese ist aber für verschiedene Bereiche wichtig, beispielsweise bei der Untersuchung der Aggregation von Teilchen als Input für ein Modell, wo sich die Masse des aggregierten Teilchens aus seinen Bestandsteilchen zusammensetzt, oder bei der Bestimmung des Eisgehalts einer Wolke, der aus der Massenverteilung abgeleitet wird. Mit einem hydrodynamischen Ansatz soll die nicht gemessene Masse der Teilchen abgeschätzt werden.

Die ersten beiden Teile dieses Kapitels über hydrodynamische Grundlagen und ein Grenzschichtkonzept fassen die nötigen theoretischen und experimentellen Bestandteile zusammen, die eine hydrodynamische Beschreibung von Eiskristallen und Schneeflocken erlauben. Im darauf aufbauenden anschliessenden Kapitel sind Abschätzungen und Tests aufgeführt, die dazu dienen, die gemessenen experimentellen Größen der Schneeflocken und Eiskristalle in die hydrodynamische Beschreibung überzuführen und dort einzusetzen, mit dem Ziel, die Masse der Teilchen abzuschätzen.

3.1 Hydrodynamische Grundlagen

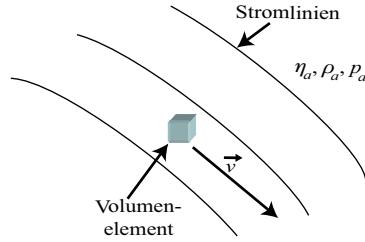
3.1.1 Navier-Stokes-Gleichung

Eine Schneeflocke in unbewegter Luft kann als ein in einem kontinuierlichen Medium bewegtes Teilchen angesehen werden. Die Bewegung eines Volumenelements des Mediums

(Abb. 3.1) wird durch die Navier-Stokes-Gleichung beschrieben, die von der Newtonschen Bewegungsgleichung abgeleitet ist. Die Beschleunigung \vec{a} des Volumenelements hängt von allen Kräften \vec{F} ab, die auf das Volumenelement wirken, dividiert durch seine Masse m : $\vec{a} = (\sum \vec{F})/m$. Die beteiligten Kräfte sind:

- Volumenkräfte, d.h. externe Kräfte, die zum Volumen, bzw. zur Masse des Volumenelements proportional sind,
- Kräfte, die durch Druckunterschiede verursacht werden und
- Reibungskräfte.

Abbildung 3.1: Die Bewegung eines Volumenelements in einem kontinuierlichen Medium. η_a : Viskosität, ρ_a : Dichte, p_a : Druck des Mediums, \vec{v} : Geschwindigkeit des Volumenelements.



Ist die Summe der Kräfte ungleich Null, wird das Volumenelement beschleunigt. Die Beschleunigung kann durch eine Zeitabhängigkeit der Geschwindigkeit an einem festen Ortspunkt oder durch eine Verschiebung des Elementes zu einem Ort mit unterschiedlicher Geschwindigkeit verursacht sein. Bei einem stationären Zustand trifft nur die zweite Möglichkeit zu. In der folgenden Diskussion wird ein stationärer Zustand angenommen. Die Navier-Stokes-Gleichung kann dann in der Form Kraft pro Einheitsvolumen geschrieben werden als:

$$\underbrace{\rho_a \cdot \vec{a}}_{\text{Trägheitsterm}} = \underbrace{\eta_a \cdot \nabla^2 \vec{v}}_{\text{Reibungsterm}} - \underbrace{\nabla p_a}_{\text{Druckterm}} - \underbrace{\rho_a \cdot g \cdot \vec{k}}_{\text{Schwerkraft}}, \quad (3.1)$$

wobei η_a die Viskosität, ρ_a die Dichte, p_a der Druck des Mediums, g die Erdbeschleunigung, $\vec{k} = (0, 0, 1)$ der kartesische Einheitsvektor in vertikaler Richtung und \vec{v} die Geschwindigkeit des Volumenelements sind.

3.1.2 Reynoldszahl einer Strömung

In verschiedenen Fällen können einige der oben genannten Kräfte vernachlässigt werden. Das Medium wird als ideal betrachtet, wenn keine Reibungskräfte auftreten. Die Strömung

ist laminar, wenn die durch einen Ortswechsel bedingte Beschleunigung vernachlässigt werden kann. Die Strömung ist im Gegensatz turbulent, wenn der Trägheitsterm die Bewegung stärker beeinflusst als der Reibungsterm.

Die Größenordnung der Terme von Gleichung 3.1 wird abgeschätzt, indem die Distanzen verglichen werden, unter denen die Geschwindigkeit durch die Kräfte der Terme signifikant ändert. Signifikant bedeutet in diesem Fall, dass die Änderung von v von der Grösse von v ist. Die Änderung von v bedingt durch den Trägheitsterm erfolgt über eine Distanz d_1 . Das Volumenelement braucht dann die Zeit $t = d_1/v$ zur Überwindung dieser Distanz. Seine Beschleunigung ist dann $a = v/t = v^2/d_1$ und der Trägheitsterm wird zu $\rho_a \cdot v^2/d_1$. Entsprechend wird die Distanz d_2 für eine signifikante Änderung der Geschwindigkeit bedingt durch Reibung abgeschätzt und der Reibungsterm wird zu $\eta_a \cdot v/d_2^2$. Zwei Fälle werden dann unterschieden:

$$(a) \eta_a \cdot v/d_2^2 \ll \rho_a \cdot v^2/d_1$$

Dieser Fall beschreibt ein ideales Medium ohne Reibung ebenso wie eine turbulente Strömung, wenn Reibung vernachlässigbar ist.

$$(b) \eta_a \cdot v/d_2^2 \gg \rho_a \cdot v^2/d_1$$

Dieser Fall beschreibt vernachlässigbare Trägheit. Die Strömung ist laminar.

Der Übergang zwischen Fall (a) und Fall (b) wird erreicht, wenn das Verhältnis $\rho_a \cdot v \cdot d_2^2/\eta_a \cdot d_1$ ungefähr den Wert 1 hat. Indem die Distanzen d_1 und d_2 beide auf d_0 gesetzt werden, wird die Reynoldszahl Re definiert, die den Übergang von laminarer zu turbulenter Strömung angibt.

$$Re := \frac{\rho_a \cdot v \cdot d_0}{\eta_a} \quad (3.2)$$

Für viele Strömungsprobleme sind d_1 und d_2 nicht identisch und Re ist dann beim Übergang nicht gleich 1. Soll die Bewegung eines Körpers durch das Medium untersucht werden, wird oft die Grösse D des Körpers für d_0 als charakteristische Dimension für das Strömungsproblem eingesetzt (Abb. 3.2).

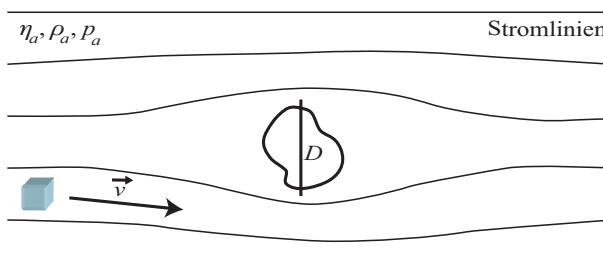


Abbildung 3.2: Die Bewegung eines Körpers in einem kontinuierlichen Medium. D : Charakteristische Dimension des Körpers; η_a , ρ_a , p_a , \vec{v} : Siehe Abb. 3.1.

3.1.3 Reibungskraft eines Körpers

Die Reibungskraft auf einen Körper in einem Medium kann theoretisch durch das Lösen der Navier-Stokes-Gleichung (Gl. 3.1) gefunden werden. Das ist nur für vereinfachte Fälle möglich. Deswegen sind Konzepte zur Beschreibung der Reibungskraft vorgeschlagen worden, die jedoch nur innerhalb gewisser Voraussetzungen gültig sind. Zwei spezielle Fälle werden hier vorgestellt.

Stokes'sche Reibung: Eine Kugel mit Radius r bewege sich langsam durch eine Flüssigkeit. Die Flüssigkeit nahe an der Kugel bewege sich mit der Geschwindigkeit der Kugel, ab einer Distanz $d \sim r$ sei die Geschwindigkeit der Flüssigkeit Null. Der Geschwindigkeitsgradient ist dann $dv/dz \sim v/r$. Die Reibungskraft auf die Fläche $4\pi r^2$ ist dann $F_{RS} \approx -\eta_a \cdot 4\pi r^2 \cdot dv/dz = -4\pi\eta_a vr$. Unter Vernachlässigung des Trägheitsterms kann die Navier-Stokes-Gleichung nach Pruppacher und Klett (1997) gelöst werden und es folgt

$$F_{RS} = -6\pi\eta_a vr. \quad (3.3)$$

Die Stokes'sche Reibung gilt aufgrund der Annahmen nur für laminare Strömung.

Newton'sche Reibung: Newton machte die folgende Überlegung: Wenn sich ein Körper mit der effektiven Frontfläche A_{eff} und der Länge l durch eine Flüssigkeit bewegt, muss er die Teilchen der Flüssigkeit verdrängen. Die Teilchen müssen beschleunigt werden zu einer Geschwindigkeit ähnlich der Geschwindigkeit v des Körpers. Die während der Zeit dt verdrängte und beschleunigte Masse der Flüssigkeit ist angenähert mit $m = \rho_a A_{\text{eff}} l = \rho_a A_{\text{eff}} v dt$. Die kinetische Energie zur Beschleunigung ist $\frac{1}{2} \rho_a A_{\text{eff}} v^3 dt$. Die Leistung ist $\frac{1}{2} \rho_a A_{\text{eff}} v^3 = F v$ mit F einer Reibungskraft. Die allgemeine Reibungskraft kann dann mit

$$F_{RN} = \frac{1}{2} C_D \rho_a A_{\text{eff}} v^2 \quad (3.4)$$

dargestellt werden, wobei mit C_D ein Widerstandsbeiwert eingeführt wird, der der Form und der Oberflächenbeschaffenheit des Körpers und der Reynoldszahl des Strömungsproblems Rechnung tragen soll. C_D ist ungefähr 1 für Kugeln, kleiner für stromlinienförmige Körper und grösser für aerodynamisch ungünstige Körper. Wird die Stokes'sche und Newton'sche Reibung für eine Kugel mit Radius r in laminarer Strömung kombiniert, ergibt sich eine einfache Näherung für den Widerstandsbeiwert, die nur für Kugeln in laminarer Strömung gültig ist:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} C_D \rho_a \pi r^2 v^2 &= 6\pi\eta_a vr \\ \Rightarrow C_D &= \frac{12\eta_a}{\rho_a vr} = \frac{24}{Re}. \end{aligned} \quad (3.5)$$

3.2 Konzept der Grenzschicht

3.2.1 Einleitung

Abraham (1970) führte ein Konzept einer Grenzschicht von Kugeln ein, mit dem er die Abhängigkeit des Widerstandsbeiwerts der Kugeln in Abhängigkeit der Reynoldszahl angab. Darauf aufbauend präsentierte Böhm (1992a) eine allgemein gültige Parametrisierung für feste und flüssige Hydrometeore, die als poröse Sphäroide gesehen wurden. Böhm verwendete dann diese Parametrisierung, um eine funktionale Abhängigkeit der Reynoldszahl von der Bestzahl (eine Kombination aus dem Widerstandsbeiwert und der Reynoldszahl) herzuleiten. Mitchell (1995) verwendete Böhms Formulierung des Grenzschichtkonzepts und Daten von Heymsfield und Kajikawa (1987), Knight und Heymsfield (1983), Redder und Fukuta (1991) und anderen und präsentierte eine zusammengesetzte Formel. Mit dieser lässt sich die Fallgeschwindigkeit, die charakteristische Grösse, die Masse, die der Strömung entgegengesetzte effektive Fläche und weitere nur von der umgebenden Luft abhängigen Grössen einfach und konsistent in Bezug setzen. Sie ist nicht abhängig von der Form oder der Art der Teilchen. Da Mitchells Formel zur Unterstützung der in dieser Arbeit durchgeföhrten Messungen verwendet wird, soll sie hier plausibel gemacht werden. Für eine extensive Diskussion sei auf seine Arbeit (Mitchell 1995) verwiesen.

Gleichung 3.4 beschreibt eine allgemeine Reibungskraft. Wird F_{RN} mit der Gravitationskraft $m g$ des Teilchens gleichgesetzt, wobei m die Teilchenmasse und g die Erdbeschleunigung beschreiben, ergibt sich die Fallgeschwindigkeit (Terminalgeschwindigkeit) v_t des Teilchens:

$$v_t = \left(\frac{2 m g}{\rho_a A_{\text{eff}} C_D} \right)^{1/2} \quad (3.6)$$

Die beiden Grössen, die in dieser Gleichung die Terminalgeschwindigkeit v_t hauptsächlich definieren, sind m und A_{eff} . Das Problem dieser Gleichung ist die Abhängigkeit vom Widerstandsbeiwert C_D , der unabhängig von v_t nur schwierig zu beschreiben ist. Es wird im folgenden gezeigt, wie durch die Einföhrung der Grenzschicht die Abhängigkeit von C_D vermieden werden kann.

3.2.2 Modell

Die Bestzahl X ist definiert durch $X := C_D \text{Re}^2$. Mit den Gleichungen 3.2 und 3.6 ergibt sich

$$X = \frac{2 m g \rho_a D^2}{A_{\text{eff}} \eta_a^2}. \quad (3.7)$$

Beachte, dass die Bestzahl X unabhängig von der Terminalgeschwindigkeit v_t ist, aber die die Terminalgeschwindigkeit v_t hauptsächlich definierenden Variablen m und A_{eff} enthält. Für die charakteristische Dimension D aus Gleichung 3.2 kann der maximale Durchmesser des Teilchens gewählt werden.

Im Grenzschichtmodell von Abraham (1970) ist eine Grenzschicht der Dicke δ dem Körper direkt angeheftet. Die Grenze der Schicht kann als Trennfläche zwischen einer laminaren Strömung ausserhalb (Potentialströmung) und einer möglicherweise turbulenten Strömung innerhalb (Wirbelströmung) gesehen werden. C_0 beschreibe den Widerstandsbeiwert des Verbundes bestehend aus Körper und Schicht in der Potentialströmung. A_0 sei die dem Strom entgegengesetzte Fläche des Verbundes und F_0 dessen Reibungskraft, dann gilt:

$$F_0 = \frac{1}{2} C_0 \rho_a A_0 v^2 \quad (3.8)$$

$$A_0 = \pi (r + \delta)^2 = \pi r^2 (1 + \delta/r)^2, \quad (3.9)$$

wobei r einen Äquivalenzradius des Körpers mit $A_{\text{eff}} = \pi r^2$ darstellt. C_0 sei unabhängig von der Form des Verbundes, so dass 3.8 gültig für allgemeine Formen ist. Aus theoretischen Überlegungen folgt

$$\frac{\delta}{r} = \frac{\delta_0}{\text{Re}^{1/2}}, \quad (3.10)$$

wobei δ_0 eine einheitenlose Konstante darstellt. Mit $F_{RN} = F_0$ und den Gleichungen 3.4, 3.8, 3.9, 3.10 ergibt sich

$$C_D = C_0 \left(1 + \frac{\delta_0}{\text{Re}^{1/2}} \right)^2. \quad (3.11)$$

Abraham (1970) gibt für feste Kugeln $\delta_0 = 9.06$ und $C_0 = 0.292$ an in sehr guter Übereinstimmung mit Experimenten im Bereich $0.5 < \text{Re} < 6000$. Durch Multiplikation von Gleichung 3.11 mit Re^2 , Verwendung der Definition der Bestzahl und Auflösen nach Re ergibt sich

$$\text{Re} = \frac{\delta_0^2}{4} \left[\left(1 + \frac{4 X^{1/2}}{\delta_0^2 C_0^{1/2}} \right)^{1/2} - 1 \right]^2. \quad (3.12)$$

Gleichung 3.12 wurde von Böhm (1989) hergeleitet für seine Parametrisierung der Fallgeschwindigkeit und ist gültig für alle Arten von Hydrometeoren. Böhm formulierte die Gleichung 3.12 mit $\delta_0 = 5.83$ und $C_0 = 0.6$, da nach Gleichung 3.11 für grosse Reynoldszahlen C_0 nach C_D konvergiert und Hagelkörner die höchsten Reynoldszahlen aller Teilchentypen haben und einen Widerstandsbeiwert von $C_D = 0.6$ besitzen. Dies muss den allgemeinen Wert von $C_0 = 0.6$ bestimmen, da alle festen Niederschlagsteilchen für eine gegebene Reynoldszahl eine ähnliche Oberflächenrauhigkeit besitzen (Böhm 1989).

$$\text{Re} = 8.5 [(1 + 0.1519 X^{1/2})^{1/2} - 1]^2. \quad (3.13)$$

3.2.3 Konsistenz und Anwendung empirischer und theoretischer X-Re-Relationen

Einige Autoren (siehe Abschnitt 3.2.1) haben Re und X für frei fallende Niederschlagsteilchen experimentell bestimmt. Sie gaben X-Re-Relationen in Potenzgesetzen der Form

$$\text{Re} = aX^b \quad (3.14)$$

für verschiedene Teilchentypen in jeweils einem begrenzten Bereich von X an. Abbildung 3.3 (a) zeigt einen Plot dieser Relationen in den jeweiligen Messbereichen. Wie es von der Theorie zu erwarten ist, gibt es kein Anzeichen einer Abhängigkeit der X-Re-Relationen vom Teilchentyp. In Abbildung 3.3 (b) ist zusätzlich der Verlauf von Gleichung 3.13 gezeigt. Aus der guten Übereinstimmung von Theorie und Experiment ergibt sich die Schlussfolgerung, dass die Gleichung 3.13 eine allgemein gültige X-Re-Relation aller Typen und Formen von Niederschlagsteilchen beschreibt. Ebenso folgt, dass basierend auf den experimentellen und theoretischen Ergebnissen die Gleichung 3.12 durch Potenzgesetze der Form von Gleichung 3.14 gut approximiert werden kann. Die Potenzgesetze sind dann in beschränkten Regimen der Bestzahl gültig. Eine Approximation der Gleichung 3.13 ist durch folgende zusammengesetzte Formel gegeben (Mitchell (1995)):

$$\text{Re} = \begin{cases} 0.0439 \cdot X^{0.970} & 0.01 < X \leq 10.0 \\ 0.0605 \cdot X^{0.831} & 10.0 < X \leq 585 \\ 0.2072 \cdot X^{0.638} & 585 < X \leq 1.56 \cdot 10^5 \text{ [cgs]} \\ 1.0865 \cdot X^{0.499} & 1.56 \cdot 10^5 < X \leq 1.00 \cdot 10^8 \end{cases} \quad (3.15)$$

Die Formeln 3.15 und die Gleichung 3.13 sind in Abbildung 3.4 (a), der relative Fehler in Abbildung 3.4 (b) dargestellt. Es ist zu sehen, dass der Fehler der Approximation

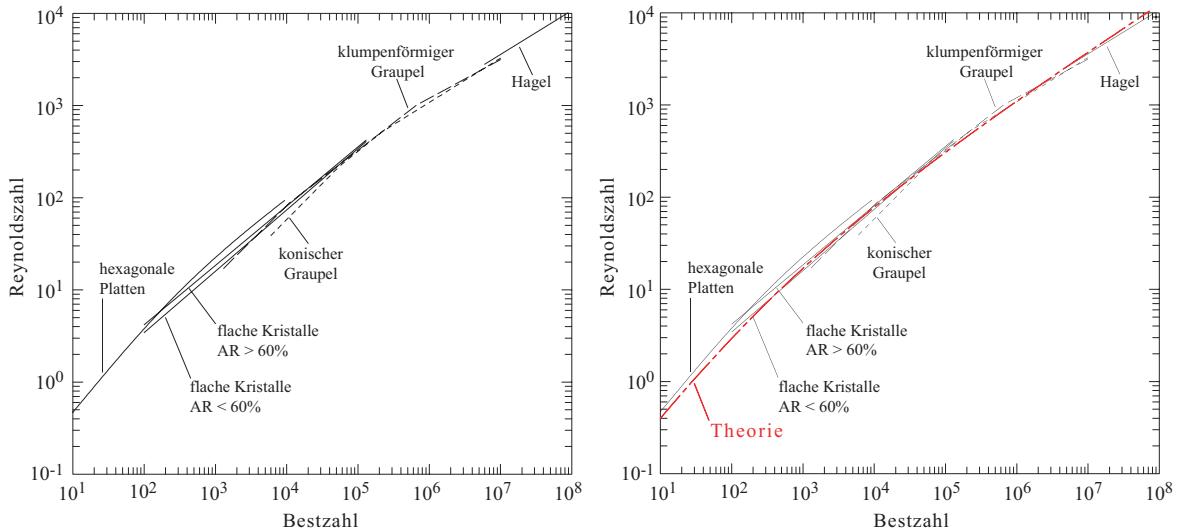


Abbildung 3.3: (a) Empirische Relationen zwischen Re und X für verschiedene Teilchentypen, geplottet über den jeweiligen Messbereich. AR bezeichnet ein Flächenverhältnis, definiert als Verhältnis zwischen der Teilchenfläche und dem Hexagon mit demselben maximalen Durchmesser. (b) Zusätzlich zu den gemessenen Daten ist die Gleichung 3.13 (bezeichnet mit „Theorie“) geplottet. Mitchell (1995).

gegenüber der Gleichung 3.13 typischerweise im Bereich von $\pm 5\%$ liegt. Die Approximation kann daher als einfache und konsistente Relation zwischen der Reynoldszahl und der Bestzahl für beliebige Niederschlagsteilchen gesehen werden.

Zu einer direkten Beziehung zwischen der Terminalgeschwindigkeit v_t , der Masse m , dem maximalen Durchmesser D und der dem Fluss entgegengesetzten Fläche A_{eff} gelangt man durch Einsetzen der Definitionen der Reynoldszahl (Gl. 3.2) und der Bestzahl (Gl. 3.7) in Gleichung 3.14. Dann ergibt sich aufgelöst nach v_t :

$$v_t = a \frac{\eta_a}{\rho_a D} \left(\frac{2 m g \rho_a D^2}{A_{\text{eff}} \eta_a^2} \right)^b, \quad (3.16)$$

wobei a und b die Koeffizienten und Exponenten im entsprechenden Regime der Formel 3.15 darstellen.

Ein kontinuierliches Verfahren

Der Ansatz von Mitchell (1995) und Böhm (1992a) ist von Khvorostyanov und Curry (2002) aufgegriffen worden. Sie formulieren in der Gleichung $\text{Re} = a X^b$ die Parameter a und b jedoch nicht für einzelne Regime wie in Gleichung 3.15, sondern geben a und

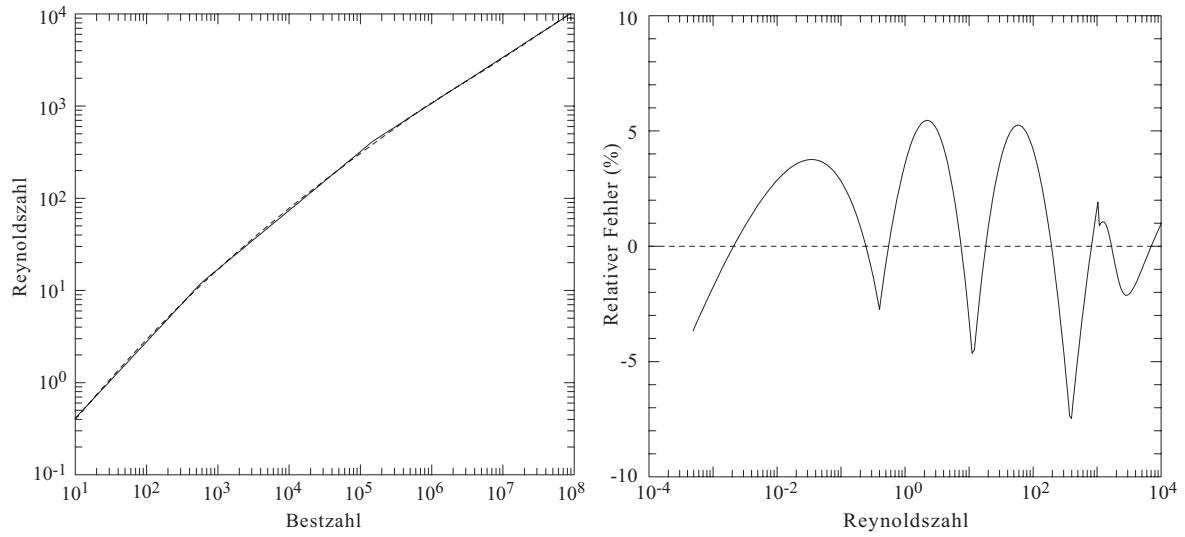


Abbildung 3.4: (a) Die zusammengesetzte Formel 3.15 (durchgezogene Linie) ist eine Approximation der Gleichung 3.13 (gestrichelte Linie). (b) Der relative Fehler der Reynoldszahl der Formel 3.15 gegenüber der Gleichung 3.13. Mitchell (1995).

b als analytische und kontinuierliche Funktionen von X an, die im ganzen Bereich von X gültig sind: $a = a(X)$ und $b = b(X)$. Damit wird die Gleichung 3.13 reproduziert und der in Abbildung 3.4 (b) gezeigte Fehler kann vermieden werden. Weiter wird in einigen numerischen Modellen die Ableitung der Geschwindigkeit (Gl. 3.16) nach der Grösse gebraucht. Die Ableitung hat unter Verwendung des Ansatzes von Mitchell (1995) Diskontinuitäten, wodurch numerische Fehler produziert werden können. Jedoch ist die Verwendung des Ansatzes von Mitchell (1995) einfach und gut zur Anwendung der Daten des optischen Schneeskoprographs geeignet, wie das folgende Kapitel 4 zeigt.

Kapitel 4

Methoden

Wie in Kapitel 3 gezeigt, ist eine allgemeine Beschreibung der Terminalgeschwindigkeit eines Körpers in einem Medium durch die Gleichung 3.6 gegeben. Die Schwierigkeit bei der Auswertung der Gleichung ist, dass der Widerstandsbeiwert C_D nur schwer unabhängig von der Terminalgeschwindigkeit v_t zu beschreiben ist. Hingegen beschreibt die Gleichung 3.16 die Terminalgeschwindigkeit v_t so, dass der Widerstandsbeiwert C_D in Parametern versteckt wird und diese dann nur in den entsprechenden Regimen der Gleichung 3.15 eine approximierte Gültigkeit besitzen.

Das vorliegende Kapitel führt die beiden letzten Kapitel 2 und 3 zusammen: Kapitel 2 erläuterte vom optischen Schneeskrograph u.a. die Funktionsweise, listete die Messgrößen auf und diskutiert die Fehler der Messgrößen. Wichtige gemessene Größen der fallenden Teilchen sind u.a. ihre Fallgeschwindigkeit und Abmessungen der Seitenansicht. Ein Bezug zwischen den gemessenen Größen und der theoretischen Beschreibung kann über die in Kapitel 3 hergeleitete Gleichung 3.16 hergestellt werden. Dann muss jedoch eine Abschätzung der effektiven Bodenfläche durchgeführt werden, die im folgenden Abschnitt 4.1 vorgestellt wird und eine sinnvolle Zuordnung der gemessenen Größen zu den entsprechenden Größen in der Gleichung 3.16 angibt. Eine Variante der Abschätzung ist in Abschnitt 4.2 gegeben. Weiter ist die Terminalgeschwindigkeit des X-Re - Ansatzes in Gleichung 3.16 abhängig von Parametern, deren Werte auf theoretischer und experimenteller Grundlage für Eiskristalle, Hagel und kleine Schneeflocken im Bereich bis 1 cm ruhen. Da der optische Schneeskrograph geeignet ist, Niederschlagsteilchen, die grösser als 1 cm sind, zu messen, ist eine Verifizierung der Parameter a und b für diesen Bereich in Abschnitt 4.4 gegeben. In Abschnitt 4.5 wird schliesslich eine Abschätzung der Masse von Regentropfen, Eiskristallen und Schneeflocken gegeben.

4.1 Eine einfache Abschätzung der effektiven Bodenfläche

4.1.1 Die zugrunde liegende Idee

Die in der Gleichung 3.16 vorkommende Grösse A_{eff} beschreibt die der Strömung ausgesetzte effektive Fläche (Bodenfläche) von fallenden Eiskristallen und Schneeflocken. Sie wird vom optischen Schneespektrograph nicht erfasst, da die beiden CCD-Zeilen parallel zueinander liegen und Teilchen nur von der Seite gemessen werden. Die effektive Bodenfläche muss daher abgeschätzt werden. A_{eff} kann dargestellt werden als

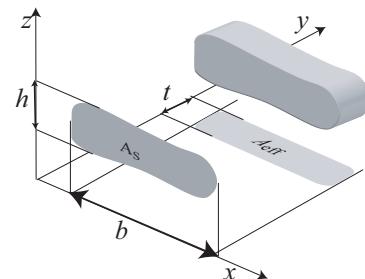
$$A_{\text{eff}} = c_t b t, \quad (4.1)$$

wobei b eine gemessene Breite und t eine Tiefe des Teilchens bezeichnen und c_t einen Vorfaktor darstellt, der der Geometrie der Bodenfläche (Bodenformfaktor) Rechnung tragen soll (Abbildung 4.1). Für die Seitenfläche A_S gilt äquivalent zu Gleichung 4.1:

$$A_S = c_s b h. \quad (4.2)$$

wobei b und h die gemessene Breite und Höhe bezeichnen und c_s einen Vorfaktor darstellt, der der Geometrie der Seitenfläche (Seitenformfaktor) Rechnung tragen soll.

Abbildung 4.1: Illustration zur Bestimmung der effektiven Bodenfläche. A_S : Seitenfläche, A_{eff} : Bodenfläche, h : Höhe, b : Breite, t : Tiefe.



Die Tiefe t aus Gleichung 4.1 wird nicht gemessen. Eine Abschätzung der Tiefe t kann erfolgen, wenn sich eine Gruppe von Schneeflocken und Eiskristallen als ein Ensemble ähnlicher Teilchen beschreiben lassen. Bei der Beobachtung von Niederschlag wird oft festgestellt, dass beobachtete Teilchentypen über eine gewisse Zeit gleich bleiben. Die Teilchen eines kurzen, beispielsweise einminütigen Zeitraums werden deswegen zu Ensembles zusammengefasst. Bei einer Messung sind dann unterschiedliche aufeinander folgende Teilchentypen in jeweils anderen Ensembles vertreten. Weiter wird eine Strömungseigenschaft

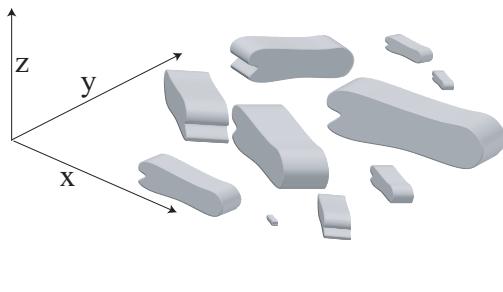


Abbildung 4.2: Stilisiertes Schema eines Ensembles ähnlicher Elemente verschiedener Größe und uniform verteilter (gemischter) Orientierung auf der xy -Ebene mit konstantem Achsenverhältnis der auf die Bodenfläche (xy -Ebene) projizierten Achsen.

ausgenutzt: Eiskristalle und Schneeflocken fallen mit einer vorzugsweise horizontalen Ausrichtung (Abschnitt 5.2.5). Ein solches Ensemble ist stilisiert in Abbildung 4.2 wiedergegeben. Für dieses Ensemble der ähnlichen Teilchen mit horizontaler Ausrichtung lassen sich Größenklassen durch die Höhen h der Teilchen definieren, da die Höhe bei einer Drehung des Teilchens um die z -Achse konstant ist. Die Orientierung der Teilchen auf der xy -Ebene kann innerhalb der Größenklasse als uniform verteilt (gemischt) angesehen werden, da es auf der xy -Ebene keine Vorzugsrichtung gibt. Deswegen gilt

$$\frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} t_k = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} b_k, \quad (4.3)$$

wobei N die Anzahl Teilchen innerhalb einer gegebenen Größenklasse beschreibt und k den Teilchenindex in dieser Größenklasse wiedergibt. Betrachtet im Durchschnitt der Größenklasse können die Teilchen des Ensembles deswegen als gleich tief wie breit angesehen werden:

$$t = \bar{b}, \quad (4.4)$$

wobei \bar{b} die Durchschnittsbreite in der Größenklasse des Teilchens beschreibt und die Größenklassen durch die Teilchenhöhe gebildet werden.

Ebenso wird der Bodenformfaktor c_t aus Gleichung 4.1 nicht gemessen. Er beschreibt den Quotienten aus effektiver Bodenfläche und einem umschreibendem Rechteck und vermag daher den Teilchentyp zu charakterisieren. Es wird deswegen angenommen, dass sich der Bodenformfaktor c_t für einen gegebenen Teilchentyp wie der messbare Seitenformfaktor c_s verhält, da der Seitenformfaktor den Teilchentyp ebenso zu charakterisieren vermag:

$$c_t = \bar{c}_s, \quad (4.5)$$

Für den Quotienten aus der effektiven Bodenfläche A_{eff} und der gemessenen Seitenfläche A_S (Flächenverhältnis) eines Teilchens lässt sich also schreiben:

$$\frac{A_{\text{eff}}}{A_S} = \frac{c_t b t}{c_s b h} = \frac{\overline{c}_s \bar{b}}{c_s h}, \quad (4.6)$$

wobei mit horizontaler Linie überdeckte Werte für Durchschnittswerte in der Größenklasse des Teilchens stehen und die Größenklassen durch die Teilchenhöhe gebildet werden. Mit $c_s = \frac{A_S}{h b}$ folgt für die effektive Bodenfläche

$$A_{\text{eff}} = \left(\frac{A_S}{h b} \right) \bar{b} b. \quad (4.7)$$

4.1.2 Beispiel mit gemischten Teilchentypen

Gleichung 4.7 ist mit Daten von irregulären Teilchen, kleinen Aggregaten und Nadeln eines 20-minütigen Zeitraums getestet worden. Abbildung 4.3 und Tabelle 4.1 zeigen das Ergebnis der Berechnung. In der ersten Spalte der Abbildung ist eine Charakterisierung der gemessenen Teilchen des Zeitraums gegeben, indem Verteilungen des Anstellwinkels, des Achsenverhältnis, der Fallgeschwindigkeit und der Teilchengröße jeweils gegeneinander gezeigt sind (Plots (a), (b) und (c)). Die Nadeln haben erwartungsgemäß eine ausgeprägte horizontale Ausrichtung und ein kleines Achsenverhältnis von 0.155 im Durchschnitt. Die irregulären Teilchen und die kleinen Aggregate sind in den Plots (b) und (c) unterscheidbar. Sie haben im Durchschnitt ein Achsenverhältnis von 0.7 und fallen ebenfalls etwa waagerecht. In der zweiten Spalte ist das Flächenverhältnis A_{eff}/A_S in den Plots (d) und (e) und die effektive Bodenfläche A_{eff} in Plot (f) für diese Teilchen gezeigt. Teilchen desselben Typs sind in der Abbildung zur besseren Identifikation durch farbige Linien zwischen den Plots verbunden.

Tabelle 4.1 zeigt zusammenfassend und vereinfachend die Mittelwerte einiger der Größen. Die horizontal fallenden Nadeln haben erwartungsgemäß ein weitaus größeres Flächenverhältnis (A_{eff}/A_S) als die kleinen Aggregate. Abbildung 4.4 zeigt das Foto einer Formvarprobe des entsprechenden Falls zur Illustration der Geometrie der vorkommenden Teilchen. Die Abmessungen der Teilchen auf dem Foto stimmen mit den beobachteten und abgeschätzten Werten von Tabelle 4.1 überein. Des Weiteren sind in den Verteilungen der Geschwindigkeit in Plot (c) und der effektiven Bodenfläche in Plot (f) Referenzlinien angegeben. Die Referenzlinien für Graupel (gestrichpunktet) spiegeln die Mittelwerte der Verteilungen am besten wider. Dies stimmt mit der Auswertung entsprechender Formvarproben (Abschnitt 2.7) überein, bei einer Verreifungsstufe im Bereich 2-4 bestimmt worden

ist (Abbildung 4.4). Es wird nun einerseits gefolgert, dass die Methode der Abschätzung der effektiven Bodenfläche für die unterschiedlichen Teilchentypen der 20-minütigen Messung individuelle Ergebnisse zu produzieren vermag, da die Verteilungen in den Plots (d) und (e) für die Teilchentypen individuelle Flächenverhältnisse A_{eff}/A_S angeben. Des weiteren ist die abgeschätzte effektive Bodenfläche reproduzierbar, da dies von den Referenzlinien für Graupel in den Verteilungen in den Plots (c) und (f) widergespiegelt wird.

	Nadeln	irr. Teilchen	kl. Aggregate
D [mm]	0.6	1.3	0.7
ϵ	0.155	0.7	0.7
α [$^{\circ}$]	180	180	180
v_t [m/s]	0.35	1.6	0.8
A_{eff}/A_S	3.7	1.2	1.2
A_{eff} [mm 2]	0.4	1.25	1.25

Tabelle 4.1: Zusammenfassung (Mittelwerte) der in Abbildung 4.3 gezeigten Daten.

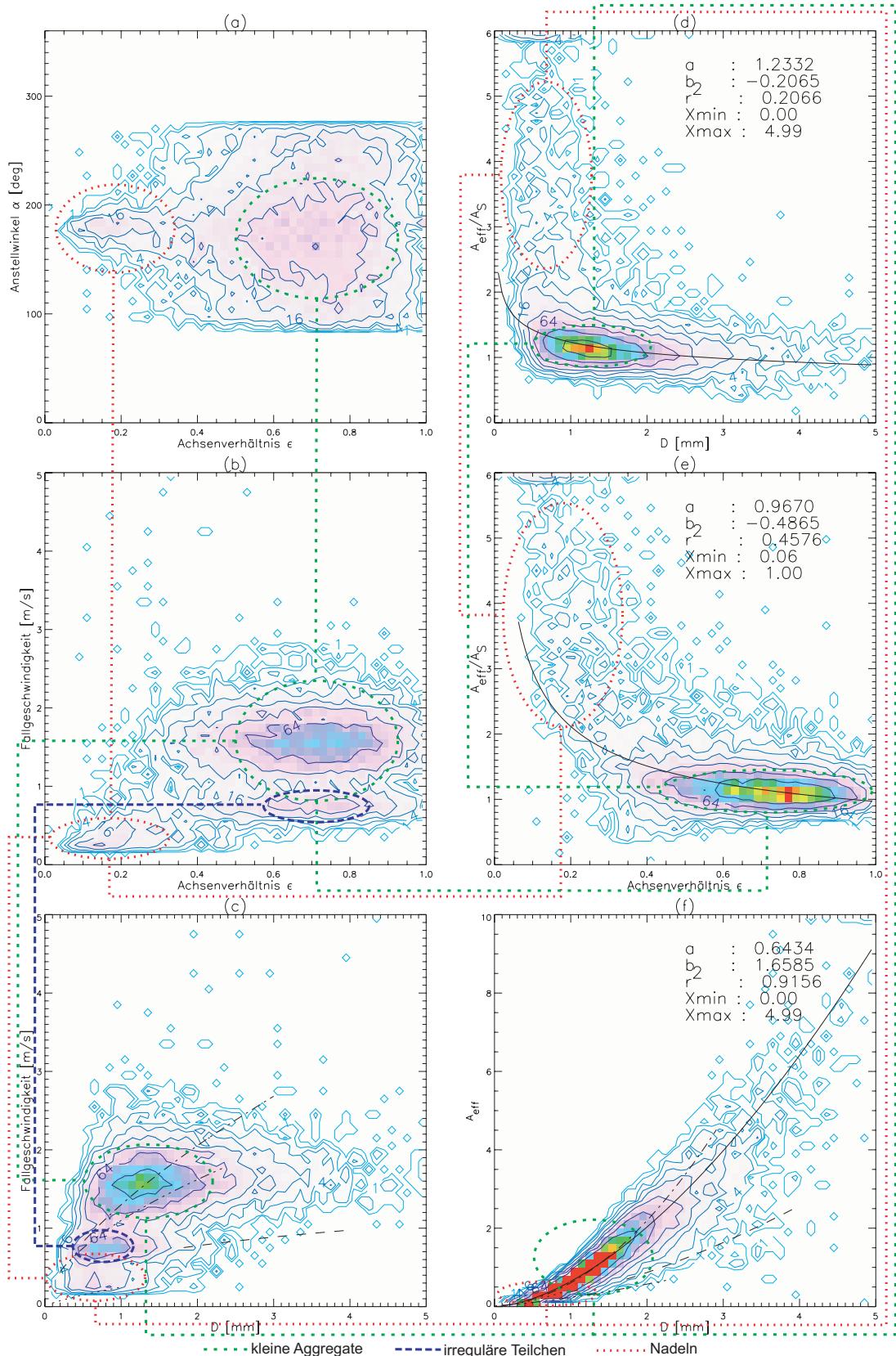


Abbildung 4.3: Bildunterschrift folgend

Abbildung 4.3: Abschätzung der effektiven Bodenfläche. Daten vom 07.11.2002, 13.00-13.20. Teilchen desselben Typs sind mit Linien verbunden: kleine Aggregate mit kurz gestrichelten grünen Linien, irreguläre Teilchen mit lang gestrichelten blauen Linien und Nadeln mit gepunkteten roten Linien. In den Plots, in denen die Aggregate und die irregulären Teilchen nicht unterscheidbar sind, sind beide mit grünen Linien gekennzeichnet. Die Farbwerte und die Isolinien bezeichnen die gemessene Häufigkeit der Messwerte in den Bins. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$. Die durchgezogenen Linien repräsentieren Fits an die Daten der Form $y = a x^b \cdot r^2$ gibt das Quadrat des Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Fit und Daten an. In (c) und (f) sind Referenzlinien eingezeichnet (Locatelli und Hobbs (1974), Mitchell (1995), Pruppacher und Klett (1997)): gepunktet: P1b, P1c; gestrichelt: dicht verreift P1e, P1f; gestrichelpunktet: Graupel; gestrichpunktet: verreift N1a, N1c, C1c. Erste Spalte: Die Charakterisierung der Teilchen mit gemessenen Größen. (a) Anstellwinkel α vs. Achsenverhältnis $\epsilon = Mi/Ma$; (b) Fallgeschwindigkeit v_t vs. Achsenverhältnis ϵ ; (c) Fallgeschwindigkeit v_t vs. lange Achse Ma. Zweite Spalte: Die effektive Bodenfläche der Teilchen nach Gleichung 4.7. (d) Flächenverhältnis A_{eff}/A_S vs. lange Achse Ma, (e) Flächenverhältnis A_{eff}/A_S vs. Achsenverhältnis ϵ , (f) effektive Bodenfläche A_{eff} vs. lange Achse Ma.

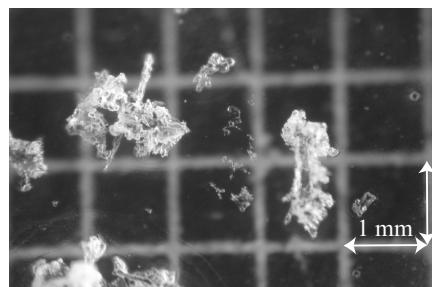


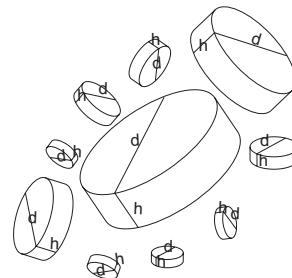
Abbildung 4.4: Abbildung einer Formvarprobe des entsprechenden Falls. Links ist ein kleines Aggregat, rechts ist eine verreifte Nadel zu sehen. Der Gitterabstand ist 1 mm. 07.11.2003-13.15.

4.2 Eine Variante der Abschätzung

4.2.1 Einleitung

Die in Abschnitt 4.1 aufgeführte Abschätzung der nicht gemessenen Tiefe von Eiskristallen und Schneeflocken liefert eine Abschätzung der Tiefe unter der Annahme der horizontalen Ausrichtung der Teilchen. Diese Abschätzung ist also unabhängig von einem beobachteten Neigungswinkel α (Abb. 4.2). Im folgenden wird ein Verfahren beschrieben, dass auch den beobachteten Neigungswinkel α der Teilchen berücksichtigt. Die Orientierung der Teilchen kann beliebig gemischt sein. Es wird eine Ähnlichkeit der Teilchen innerhalb eines Ensembles von einem typischerweise einminütigen Messzeitraum ausgenutzt. Durch die Zusammenfassung der Teilchen in einminütige Ensembles soll wieder unterschiedlichen auftretenden Teilchentypen Rechnung getragen werden. Bei einer Messung sind dann unterschiedliche aufeinander folgende Teilchentypen in jeweils anderen Ensembles vertreten. Es wird angenommen, dass sich die Teilchen durch Sphäroide beschreiben lassen, die zueinander ähnlich und rotationssymmetrisch sein sollen, d.h. sie sollen zwei gleich lange Achsen und eine dritte kürzere Achse besitzen mit einem konstanten Achsenverhältnis ϵ_E von der kurzen und einer der beiden gleichen langen Achsen. Im folgenden dieses Abschnitts sind solche Sphäroide als *Burger* bezeichnet. Ein stilisiertes und vereinfachtes Beispiel eines Burgerensembles ist in Abbildung 4.5 gegeben.

Abbildung 4.5: Stilisiertes und vereinfachtes Schema eines Ensembles aus Burgern verschiedener Größe und gemischter Orientierung. Zur graphischen Vereinfachung sind hier statt Burger Zylinder mit Höhen h und Durchmessern d gezeigt. Hier ist das konstante Achsenverhältnis des Ensembles gegeben durch $\epsilon_E = h/d$.



4.2.2 Berechnung

Die Idee des Verfahrens ist, anhand der im Ensemble gemessenen Seitenansichten das im Ensemble als konstant angenommene Achsenverhältnis ϵ_E der Burger zu bestimmen.

Eine Seitenansicht ist durch die grosse und die kleine Achse der Fitellipse (Ma und Mi), den Anstellwinkel α der längeren Achse und die Seitenfläche A_S ausreichend spezifiziert. Das gemessene Achsenverhältnis ϵ ist definiert durch $\epsilon = \text{Mi}/\text{Ma}$. Das kleinste gemessene Achsenverhältnis ϵ_{min} des Ensembles ist definiert durch das 5%-Quantil aller im Ensemble vorkommenden Achsenverhältnisse ϵ , um Ausreissern vorzubeugen. Das konstante Achsenverhältnis ϵ_E der Burger ist dann gegeben durch $\epsilon_E = \epsilon_{min}$.

Um eine Variabilität der Form für verschiedene Größen zu gewährleisten, soll das Achsenverhältnis ϵ_E größenabhängig definiert werden. ϵ_E ist daher eine Funktion der Größenklasse i : $\epsilon_E(i) = \epsilon_{E,i}$. Ebenso wird für jede Größenklasse ein neues $\epsilon_{min,i}$ gesucht. Dann ist auch $\epsilon_{E,i} = \epsilon_{min,i}$. Die Einteilung in die Größenklassen ist durch die Länge der grossen Achse Ma gegeben. Die folgende Beschreibung wird daher für jede Größenklasse separat durchgeführt, ist hier jedoch der Einfachheit halber nur für eine Größenklasse geschildert.

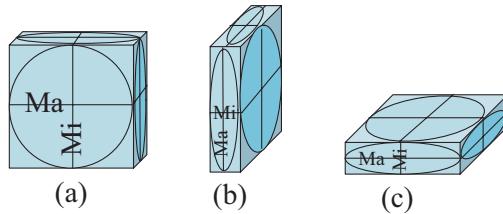


Abbildung 4.6: Schematisierte Fälle zur Unterscheidung der Tiefe von Teilchen. Mit dem Schneeskoppektrograph wird die Frontseite der hier vereinfacht abgebildeten Teilchen (rotationssymmetrische, einander ähnliche Sphäroide, hier kurz Burger) gemessen. Die Bodenfläche ergibt sich über die Annahme der Ähnlichkeit der Teilchen und ist in Tabelle 4.2 gegeben.

	gemessene Werte	Bodenfläche
Fall (a)	$\epsilon = 1$, α beliebig	$A_{\text{eff},(a)} = \pi/4 \cdot a \cdot b \cdot \epsilon_{min} = A_S \cdot \epsilon_{min}$
Fall (b)	$\epsilon = \epsilon_{min}$, $\alpha = 90^\circ$	$A_{\text{eff},(b)} = \pi/4 \cdot a \cdot b = A_S$
Fall (c)	$\epsilon = \epsilon_{min}$, $\alpha = 180^\circ$	$A_{\text{eff},(c)} = \pi/4 \cdot a \cdot b \cdot 1/\epsilon_{min} = A_S \cdot 1/\epsilon_{min}$

Tabelle 4.2: Gegenüberstellung der von der Seite gemessenen Werte und der Bodenfläche für die drei in Abbildung 4.6 gezeigten Fälle.

Die Abbildung 4.6 zeigt drei Spezialfälle, für die es einfach möglich ist, die gesuchte Bodenfläche A_{eff} anzugeben. Der Zusammenhang zwischen den gemessenen Werten und den resultierenden Bodenflächen der drei Spezialfälle ist in Tabelle 4.2 gegeben. Der Algorithmus, der die Daten der Fitellipse berechnet, gibt den Anstellwinkel α in einem Bereich von $\alpha = -180^\circ \dots + 180^\circ$ aus. Zur Berechnung der Tiefe ist ein kleinerer Bereich jedoch sinnvoller. Es ist hier ein Bereich von $\alpha = 90^\circ \dots 180^\circ$ gewählt worden. Daher ist im folgenden mit α ein α aus diesem verkleinerten Bereich gemeint. Die Bodenfläche A_{eff} kann also mit einer Funktion f beschrieben werden mit

$$A_{\text{eff}} = A_S \cdot f(\epsilon_{\min}, \epsilon, \alpha). \quad (4.8)$$

Die Fälle (a)-(c) definieren die Funktionswerte von f einerseits für $\alpha = 180^\circ$ (horizontal) und $\alpha = 90^\circ$ (vertikal) und andererseits für $\epsilon = 1$ (kreisförmig) und $\epsilon = \epsilon_{\min}$ (abgeflacht). Mit einer mehrstufigen linearen Interpolation können Funktionswerte von f an den anderen Stellen gefunden werden.

Zuerst wird eine lineare Funktion f_1 gesucht, die die Fälle (a) und (b) für konstantes $\alpha = 90^\circ$ und variierendes $\epsilon = \epsilon_{\min} \dots 1$ verbindet:

$$\text{Ansatz : } f_1(\epsilon) = m_1 \epsilon + b_1 \quad (4.9)$$

$$m_1 = \frac{1 - \epsilon_{\min}}{\epsilon_{\min} - 1} = -1 \quad (4.10)$$

$$b_1 = 1 - m_1 \epsilon_{\min} = 1 + \epsilon_{\min} \quad (4.11)$$

$$f_1(\epsilon) = -\epsilon + 1 + \epsilon_{\min} \quad (4.12)$$

Eine lineare Funktion f_2 verbindet die Fälle (a) und (c) für konstantes $\alpha = 180^\circ$ und variierendes $\epsilon = 1/\epsilon_{\min} \dots \epsilon_{\min}$:

$$\text{Ansatz : } f_2(\epsilon) = m_2 \epsilon + b_2 \quad (4.13)$$

$$m_2 = \frac{1/\epsilon_{\min} - \epsilon_{\min}}{\epsilon_{\min} - 1} = -\frac{\epsilon_{\min} + 1}{\epsilon_{\min}} \quad (4.14)$$

$$b_2 = \epsilon_{\min} - m_2 = \epsilon_{\min} + \frac{\epsilon_{\min} + 1}{\epsilon_{\min}} \quad (4.15)$$

$$f_2(\epsilon) = \epsilon_{\min} + (1 - \epsilon) \frac{\epsilon_{\min} + 1}{\epsilon_{\min}} \quad (4.16)$$

Beachte, dass f_1 und f_2 geschrieben werden können als

$$f_1(\epsilon) = \epsilon_{\min} + (1 - \epsilon) \cdot 1 \quad (4.17)$$

$$f_2(\epsilon) = \epsilon_{\min} + (1 - \epsilon) \cdot \frac{\epsilon_{\min} + 1}{\epsilon_{\min}}, \quad (4.18)$$

so dass eine Funktion f_3 gesucht wird mit

$$f_3(90^\circ) = 1 \quad (4.19)$$

$$f_3(180^\circ) = \frac{\epsilon_{min} + 1}{\epsilon_{min}}, \quad (4.20)$$

da f_1 für $\alpha = 90^\circ$ und f_2 für $\alpha = 180^\circ$ gültig ist. Äquivalent folgt

$$\text{Ansatz : } f_3(\alpha) = m_3\alpha + b_3 \quad (4.21)$$

$$m_3 = \frac{\frac{\epsilon_{min} + 1}{\epsilon_{min}} - 1}{90^\circ} = \frac{1}{90^\circ \cdot \epsilon_{min}} \quad (4.22)$$

$$b_3 = 1 - m_3 \cdot 90^\circ = 1 - \frac{1}{\epsilon_{min}} \quad (4.23)$$

$$f_3(\alpha) = \frac{\alpha}{90^\circ \cdot \epsilon_{min}} + 1 - \frac{1}{\epsilon_{min}} \quad (4.24)$$

Damit ergibt sich für die gesuchte Funktion

$$f(\epsilon, \alpha) = \epsilon_{min} + (1 - \epsilon) \cdot \left(\frac{\alpha}{90^\circ \cdot \epsilon_{min}} + 1 - \frac{1}{\epsilon_{min}} \right) \quad (4.25)$$

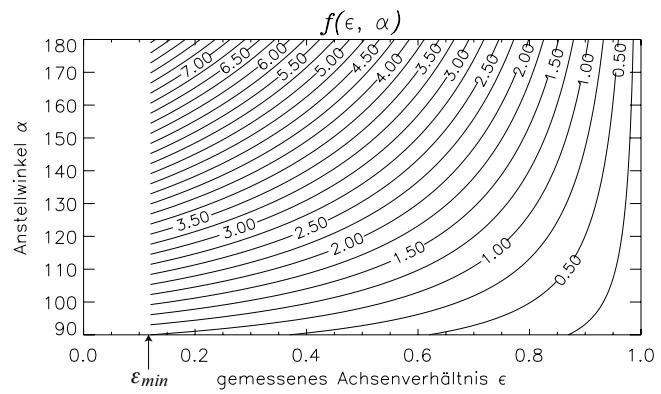
4.2.3 Zusammenfassung

Es folgt die Bodenfläche A_{eff} eines Teilchens der Seitenfläche A_S mit

$$A_{eff} = A_S \cdot \left[\epsilon_{min} + (1 - \epsilon) \cdot \left(\frac{\alpha}{90^\circ \cdot \epsilon_{min}} + 1 - \frac{1}{\epsilon_{min}} \right) \right]. \quad (4.26)$$

Hier sind ϵ das gemessene Achsenverhältnis und α der Anstellwinkel der längeren Achse der Fitellipse des Teilchens abgebildet auf den Bereich $90^\circ \dots 180^\circ$. ϵ_{min} ist das kleinste gemessene Achsenverhältnis des Ensembles in der entsprechenden Größenklasse des Teilchens. In Abbildung 4.7 ist zur Illustration die Funktion $f(\epsilon, \alpha)$ für $\epsilon_{min} = 0.12$ gegeben. Beachte, dass $f(\epsilon, \alpha)$ für $\epsilon < \epsilon_{min}$ nicht definiert ist.

Abbildung 4.7: Die lineare Funktion $f(\epsilon, \alpha)$ nach Gleichung 4.25 für $\epsilon_{min} = 0.12$.



4.2.4 Beispiel mit gemischten Teilchentypen

Die Gleichung 4.26 gibt die Bodenfläche A_{eff} eines Teilchens der Seitenfläche A_S , des gemessenen Achsenverhältnis ϵ und des Anstellwinkels α für ein Ensemble mit dem kleinsten gemessenen Achsenverhältnis ϵ_{min} wieder. Sie ist mit Daten eines 20-minütigen Zeitraums mit irregulären Teilchen, kleinen Aggregaten und Nadeln getestet worden, ähnlich wie in Abschnitt 4.1.2. Dort ist in der linken Spalte von Abbildung 4.3 eine Charakterisierung dieser Teilchen gegeben. Hier zeigt Abbildung 4.8 das Ergebnis der Variante der Abschätzung. Teilchen desselben Typs sind wieder in der Abbildung zur besseren Identifikation durch entsprechende Linien verbunden. Äquivalent zu Abbildung 4.3 ist das Flächenverhältnis für Nadeln bedingt durch ihre Form und ihre horizontale Ausrichtung grösser als für die kleinen Aggregate und irregulären Teilchen.

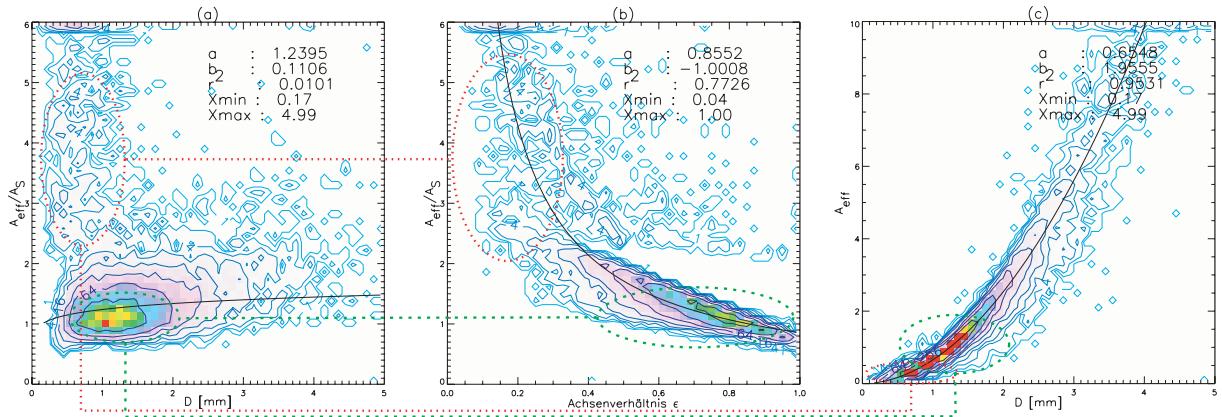


Abbildung 4.8: Die Variante der Abschätzung der effektiven Bodenfläche. Daten vom 07.11.2002, 13.00-13.20. Teilchen desselben Typs sind mit Linien verbunden: irreguläre Teilchen und Aggregate mit kurz gestrichelten grünen Linien, kleine Nadeln mit gepunkteten roten Linien. Die Farbwerte und die Isolinien bezeichnen die gemessene Häufigkeit der Messwerte in den Bins. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$. Die durchgezogenen Linien repräsentieren Fits an die Daten der Form $y = ax^b$. r^2 gibt das Quadrat des Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Fit und Daten an. (a) Flächenverhältnis A_{eff}/A_S vs. lange Achse Ma (im Plot bezeichnet mit D), (b) Flächenverhältnis A_{eff}/A_S vs. Achsenverhältnis ϵ , (c) effektive Bodenfläche A_{eff} vs. lange Achse Ma.

4.3 Vergleich der Abschätzungsmethoden

Die einfache Methode und die Variante zur Abschätzung der effektiven Bodenfläche lassen sich vergleichen. Die gefitteten Exponentialgesetze in Abbildung 4.3 und Abbildung 4.8 können für die Verteilungen A_{eff}/A_S vs. ϵ und A_{eff} vs. Ma verglichen werden, für A_{eff}/A_S vs. Ma ist die Korrelation zwischen Fit und Daten zu schlecht. Die Variante der Abschätzung resultiert in rund 30% höheren Werten der effektiven Bodenfläche gegenüber der einfachen Abschätzung. Wie aus später folgenden Untersuchungen hervorgehen wird, trifft die einfache Abschätzung die effektive Bodenfläche besser als die Variante, die die effektive Bodenfläche tendenziell überschätzt. Siehe hierzu den Vergleich von Messungen mit dem Schneespektrograph mit dem Schneevideospektrometer in Abschnitt 4.5.3. Es sei jedoch bemerkt, dass sich die A_{eff}/A_S vs. ϵ -Verteilung der Variante der Abschätzung annähernd durch eine $1/\epsilon$ -Kurve annähern lässt (vgl. Abschnitt 4.5.1).

4.4 Verifizierung der Luftwiderstandsbeiwerte

4.4.1 Verwendung von Literaturwerten

In der Gleichung 3.16, die die Terminalgeschwindigkeit des X-Re - Ansatzes beschreibt, besteht eine Abhängigkeit der Terminalgeschwindigkeit von den Parametern a und b . Die Werte der Parameter sind in Gleichung 3.15 angegeben. Sie beruhen auf theoretischer und experimenteller Grundlage für verschiedene Eiskristalle, Hagelkörner und kleinen Schneeflocken im Bereich bis 4 mm. Der optische Schneeskopgraph ist hingegen geeignet, Eigenschaften von Niederschlagsteilchen der Grösse von bis zu 77 mm zu messen. Da Aggregate bis zu einer Grösse von 10 mm gemessen worden sind, ist es nötig, die Parameter a und b für den fehlenden Bereich zu verifizieren. In Abbildung 4.9 ist Formel 3.15 geplottet. Darüberhinaus sind für bekannte Kristalltypen und Aggregate Werte der Reynoldszahl und der Bestzahl in angegebenem Größenbereich gezeichnet. Diese liegen vollumfänglich in den bei Gleichung 3.15 angegebenen Regimen und in der Nähe der Kurve, decken jedoch nicht den Größenbereich des Schneeskopgraphen ab. Für grössere Aggregate liegen nach des Autors Wissen keine Literaturwerte, speziell für die Masse der Teilchens, vor. Aus diesem Grund sind Werte konstruiert worden: Potenzgesetze für Aggregate der Grösse von 0.2 mm - 3 mm sind im Größenbereich von 5 mm - 10 mm angewendet worden (Tab. 4.3):

$$\begin{aligned} v_t &= 177 D^{0.41} \\ A_{\text{eff}} &= 0.228 D^{1.88} \quad [\text{cgs}] \\ m &= 0.0029 D^{1.9} \end{aligned} \tag{4.27}$$

Die Werte sind für den Originalbereich mit kleinen Dreiecken (\triangle) und für den erweiterten Bereich mit kleinen Quadraten (\square) in der Abbildung 4.9 eingezeichnet. Die Werte des erweiterten Bereiches liegen von der Kurve der Gleichung 3.15 nicht weiter entfernt als andere Literaturwerte, so dass es sinnvoll erscheint, die Parametrisierung der Gleichung 3.15 für den gesamten messbaren Größenbereich des Schneeskopgraphen zu übernehmen.

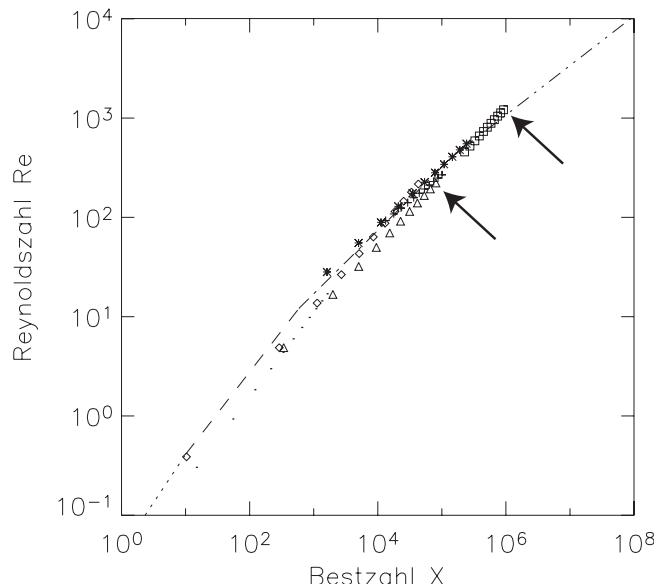


Abbildung 4.9: Test der X - Re - Parametrisierung. Linien geben die Gleichung 3.15, Symbole Literaturwerte von Eiskristallen und Schneeflocken an. Siehe Tabelle 4.3 für Details. Pfeile geben die Obergrenzen der Dreiecke (Δ) und kleinen Quadraten (\square) an.

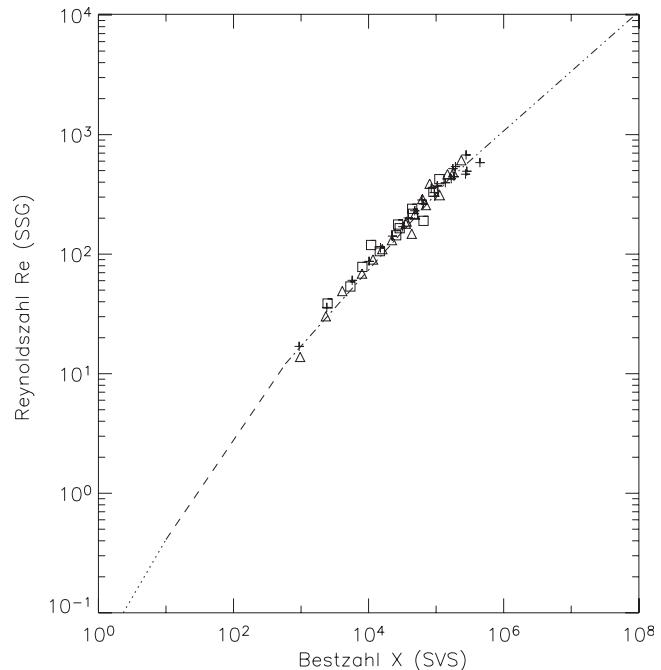
+	Verreifte Dendriten	1.8 mm - 4 mm	(LH, M)
*	Klumpiger Graupel	0.5 mm - 3 mm	(LH, M)
.	Normale Kristalle (Typ P1b und P1c)	0.1 mm - 1 mm	(PK, M)
\diamond	Hexagonale Platten (Typ P1a)	0.1 mm - 3 mm	(PK, M)
Δ	Aggregate verschiedener unverreifter Kristalltypen	0.2 mm - 3 mm	(PK, LH)
\square	Mit Werten wie bei Δ , jedoch für	5 mm - 10 mm	
Linien	Entsprechende Regime der Gleichung 3.15		(M)

Tabelle 4.3: Bedeutung der Symbole und Linien der Abbildung 4.9. LH: Locatelli und Hobbs (1974), M: Mitchell (1995), PK: Pruppacher und Klett (1997)

4.4.2 Verwendung eigener Daten

Am 02.02.2003 fanden parallele Messungen von Aggregaten zwischen 05.15 Uhr und 05.45 Uhr und von irregulären Teilchen zwischen 14.55 Uhr und 15.15 Uhr mit dem optischen Schneeskrograph und dem Schneevideospektrometer (beschrieben in Abschnitt 2.5) statt. Beim Schneevideospektrometer sind D und A_{eff} durch die Geometrie der auf dem Teflonband (Abb. 2.12) des Schneevideospektrometers flach aufliegenden und in einem Videobild abgebildeten Teilchen gegeben. D ist durch die längste Diagonale und A_{eff} durch die sichtbare Fläche im Videobild (Abb. 2.13 A) gegeben. Die Masse der Teilchen wird mit Hilfe der geschmolzenen Teilchen (Abb. 2.13 B und 2.14) bestimmt.

Abbildung 4.10: Test der X - Re - Parametrisierung durch die Verwendung eigener Daten. Linien geben die Gleichung 3.15 an. Dreiecke (\triangle): Irreguläre Teilchen, 02.03.2003, 14.55.00-15.15.00. Quadrate (\square): Aggregate, 02.03.2003, 05.15.00-05.45.00. Punkte (\cdot): Alle Teilchen der Messung.



Die Daten der beiden Instrumente dieser Messung können dazu verwendet werden, Formel 3.15 zu überprüfen. Dazu wird pro Zeiteinheit und pro Größenklasse die Reynoldszahl Re (Formel 3.2) aus den Daten des Schneeskrographen und die Bestzahl X (Formel 3.7) aus den Daten des Schneevideospektrometers errechnet. Es gilt dann $Re = Re(D, t)$ und $X = X(D, t)$, wobei hier t die Zeitvariable beschreibt. In Abbildung 4.10 sind $Re(D)$ und $X(D)$ gegeneinander geplottet, wobei verschiedene t durch unterschiedliche Symbole in der Abbildung gekennzeichnet sind. Es ist in der Abbildung eine sehr gute Übereinstimmung der experimentellen Daten und der Theorie nach Gleichung 3.15 erkennbar. Sie gilt für sehr häufig gemessene irreguläre Teilchen und für Aggre-

gate, aber auch für nicht spezifizierte Teilchen. Die Übereinstimmung unterstützt damit die Generalität von Formel 3.15.

4.5 Bestimmung der Masse

Die Masse der Teilchen ergibt sich durch Umstellen der Gleichung 3.16, die die Terminalgeschwindigkeit des Re-X - Ansatzes beschreibt, nach m :

$$m = \frac{A_{\text{eff}} \eta_a^2}{2 g D^2 \rho_a} \left(\frac{1}{a} \frac{v_t D \rho_a}{\eta_a} \right)^{1/b} \quad (4.28)$$

Dieser Ansatz lässt sich für Eiskristalle und Schneeflocken nur schwer experimentell verifizieren, da eine simultane Messung aller in Gleichung 4.28 vorkommenden Parameter für viele Teilchen sehr schwierig ist. Beispielsweise gibt es von grossen Aggregaten ($d \geq 3$) mm nach des Autors Wissen keine vollständige Beschreibung aller Parameter. Der Ansatz wird kombiniert mit einer Abschätzung der effektiven Bodenfläche; die Kombination wird getestet in Hinblick auf ihre Genauigkeit und ihre Brauchbarkeit in Bezug auf Messungen mit dem Schneeskopfgraph.

4.5.1 Test mit Regen

In einem ersten Test kann, da die Masse von Regentropfen bekannt ist, eine Messung von Regentropfen mit dem Schneeskopfgraph dazu verwendet werden, die Masse nach Gleichung 4.28 abzuschätzen und sie mit der wahren Masse von Regentropfen zu vergleichen. Um Gleichung 4.28 zu benutzen, muss erst die effektive Fläche der Tropfen abgeschätzt werden. Das Achsenverhältnis ϵ von Tropfen lässt sich nach Pruppacher und Klett (1997) nur abhängig von deren Grösse vereinfachend beschreiben mit

$$\epsilon \approx 1.05 - 0.131 a_0 \quad (4.29)$$

für $0.5 \text{ mm} \leq a_0 \leq 3 \text{ mm}$ mit a_0 einem Volumenäquivalenzradius. Für horizontal ausgerichtete Regentropfen lässt sich dann das Verhältnis der abgeschätzten Bodenfläche A_{eff} und der gemessenen Seitenfläche A_S (Flächenverhältnis) approximiert angeben mit

$$\frac{A_{\text{eff}}}{A_S} \approx \frac{4\pi Ma^2}{4\pi Ma Mi} = \frac{Ma}{Mi} = \frac{1}{\epsilon} \approx \frac{1}{1.05 - 0.131 a_0}, \quad (4.30)$$

wobei Ma die grosse Achse und Mi die kleine Achse der Seite beschreiben.

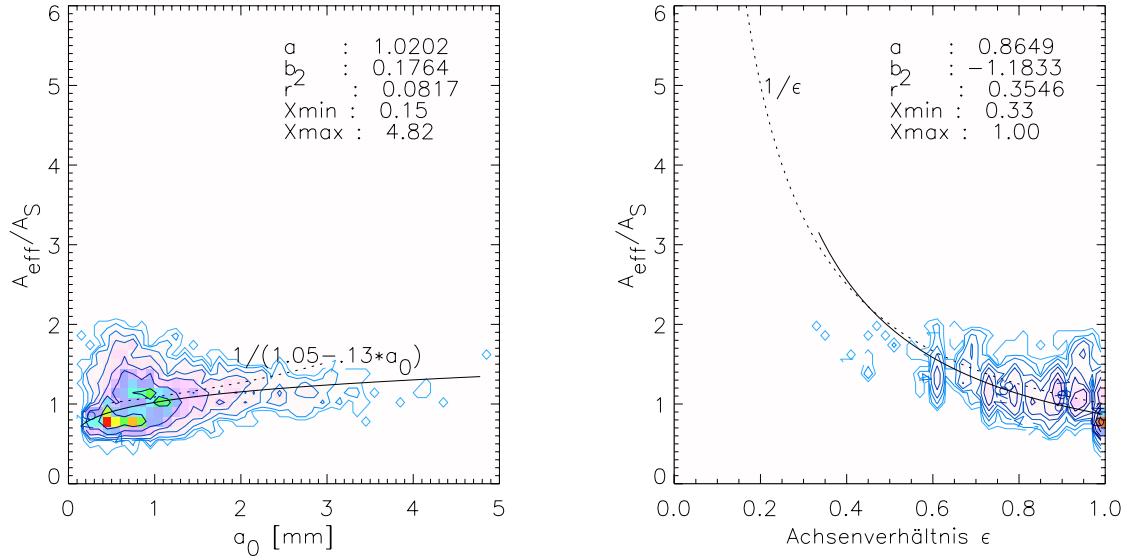


Abbildung 4.11: Abschätzung der Flächenverhältnisse von Regentropfen. Links das Flächenverhältnis A_{eff}/A_S gegenüber dem Volumenäquivalenzradius a_0 , rechts gegenüber dem Achsenverhältnis. Es sind nur Tropfen verwendet mit einem Anstellwinkel $\alpha = 0^\circ \pm 10^\circ$, um Gleichungen 4.29 und 4.30 zu genügen. Die Farbwerte und die Isolinien geben die Häufigkeit der Werte in den Bins wieder. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$. Die durchgezogenen Linien repräsentieren Fits an die Daten der Form $y = ax^b$. r^2 gibt das Quadrat des Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Fit und Daten an. Die gestrichelten Linien entsprechen Gleichung 4.30. Die Daten sind vom 29.08.2001, 21.00 - 30.08.2001, 15.00.

Abbildung 4.11 zeigt das Flächenverhältnis A_{eff}/A_S für Regentropfen. Der Volumenäquivalenzradius a_0 ist mit $\sqrt{M_a} M_i$ angenähert worden. Das Flächenverhältnis weicht maximal 30% von $1/(1.05 - 0.131 a_0)$ (Gleichung 4.30) ab. Die $1/\epsilon$ -Kurve wird sehr gut wiedergegeben. Vergleiche hierzu auch Abbildung 4.8, wo die $1/\epsilon$ -Kurve mit der Variante der Abschätzung bei dem Test des Flächenverhältnisses für Nadeln, irreguläre Teilchen und kleine Aggregate ebenfalls gut wiedergegeben wird. Die Abweichungen der $1/(1.05 - 0.131 a_0)$ -Kurve und von der $1/\epsilon$ -Kurve kann durch die unterschiedliche Definitionen der Achsen bezüglich der Regentropfen erklärt werden: Bei Pruppacher und Klett (1997) sind die grosse und die kleine Achse durch horizontale und vertikale Achsen definiert im Unterschied zur Ausgabe des Matchingprogramms, wo die grosse und die kleine Achse durch die Achsen der Fitellipse gegeben sind. Kleine Abweichungen der horizontalen Orientierung führen hierdurch zu einer Abweichung von der $1/\epsilon$ -Linie. Es sind

aus diesem Grund nur Tropfen mit einem Anstellwinkel $\alpha = 0^\circ \pm 10^\circ$ gewählt worden. Da es zum Zeitpunkt der Messung windete, war die Ausrichtung von mehr als 60% der Tropfen zu mehr als 10° von der Horizontalen abweichend.

Um die Masse der Regentropfen zu testen und den Ansatz von Gleichung 4.28 zu verifizieren, sind die abgeschätzten Massen der Regentropfen mit den Daten eines Distro-meters verglichen worden. In Abbildung 4.12, obere Reihe, sind Verteilungen gezeigt (a) der abgeschätzten effektiven Bodenfläche A_{eff} gegenüber a_0 , (b) der abgeschätzten Masse m nach Gleichung 4.28 gegenüber a_0 , (c) der Masse m gegenüber den Bodenfläche A_{eff} . Weiter sind Fits der Form $y = ax^b$ für die Verteilungen angegeben.

Zur Verteilung (a): Die Fläche eines Kreises beträgt $(\pi/4)d^2 = 0.78d^2$, und die effektive Bodenfläche A_{eff} von Regentropfen kann aus Symmetriegründen mit der Fläche eines Kreises angenähert werden. Der entsprechende Fit $y = 0.78x^{1.99}$ zeigt für die Regentropfen eine bemerkenswerte Übereinstimmung.

Zur Verteilung (b): Anhand der abgeschätzten effektiven Bodenfläche A_{eff} der Regentropfen und Gleichung 4.28 ist die Masse der Regentropfen abgeschätzt worden. Sie kann, da die Dichte von Wasser und die Form von Regentropfen bekannt ist, einfach überprüft werden. Für Regentropfen mit einem Äquivalenzdurchmesser $D \leq 2$ mm dominieren die Oberflächenkräfte (Pruppacher und Klett 1997) gegenüber verformenden Druckkräften, so dass die Form dieser Regentropfen mit Kugeln angenähert werden kann. Regentropfen mit einem Äquivalenzdurchmesser $a_0 > 2$ mm werden abgeflacht und haben eine annähernd ellipsoide Form. Da a_0 ein Äquivalenzdurchmesser ist, ist eine Annäherung des Volumens mit einer Kugel ($V = 1/6\pi a_0^3 = 0.52a_0^3$) möglich. Durch Einsetzen der Dichte von Wasser folgt $m [\text{mg}] = 0.52(a_0[\text{mm}])^3$. Der entsprechende Fit $y = 0.87x^{2.95}$ zeigt eine sehr gute d^3 -Abhängigkeit, aber eine Überschätzung der Masse von rund 67%. Die Ursache der Überschätzung kann im Unterschied des Widerstandsbeiwerts von Regentropfen und Eiskristallen bzw. Schneeflocken gefunden werden. Die Gleichung 3.13, auf deren Grundlage die Massenabschätzung beruht, ist formuliert aufgrund der für Eis-kristalle und Schneeflocken gleichen Oberflächenrauhigkeit. Der Widerstandsbeiwert von Regentropfen ist jedoch für dieselbe Reynoldszahl kleiner, woraus die höhere Masse des Ansatzes (Gl. 4.28) resultiert. Außerdem können Turbulenzen im Inneren der Tropfen auftreten, wodurch der Effekt verstärkt wird.

Zur Verteilung (c): Aus den oben genannten geometrischen Gründen ist für die Verteilung $m = 0.75A_{\text{eff}}^{1.5}$ zu erwarten. Der entsprechende Fit $y = 1.24x^{1.47}$ zeigt eine gute $A_{\text{eff}}^{1.5}$ -Abhängigkeit, aber äquivalent zur vorherigen Verteilung und aus demselben

oben genannten Grund der unterschiedlichen Oberflächenrauhigkeit eine Überschätzung der Masse von rund 65%.

In Abbildung 4.12, mittlere Reihe, sind Regenraten geplottet. In Grau ist die Regenrate des Distrometers gegenüber der Zeit in Minutenschritten geplottet, die sich aus der mit dem Distrometer gemessenen Tropfenverteilung ergibt und die hier als Referenzmessung für die abgeschätzte Masse dient. In Schwarz ist die Regenrate des Schneespektrographen gegenüber der Zeit in Minutenschritten geplottet, die sich aus der Massenabschätzung nach Gleichung 4.28 ergibt. Dazu ist zuerst die Summe der abgeschätzten Massen pro Minute und pro Größenbin gewichtet worden mit dem jeweiligen prozentualen Anteil der nicht gematchten oder aussortierten Teilchen (siehe auch Abschnitt 2.4.3). Unter Berücksichtigung der effektiven Messfläche des Schneespektrographs und der Dichte von Wasser kann dann daraus die Regenrate errechnet werden. In Abbildung 4.12, untere Reihe, ist der Quotient der beiden Regenraten gegenüber der Regenrate des Distrometers gezeigt. Ein Fit der Form $y = ax^b$ ist angegeben. Er zeigt eine Überschätzung der Regenrate und damit der abgeschätzten Masse von rund 62% an, äquivalent zur Verteilung (b). Barthazy et al. (2003) haben von derselben Messung die Daten des optischen Schneespektrographen und des Distrometers gegenübergestellt. Die Regenrate des Schneespektrographen wurde aus der gemessenen Größenverteilung unter Berücksichtigung der nicht gematchten oder aussortierten Teilchen errechnet. Der Quotient der Regenraten war dort nahezu Eins. Die Überschätzung der Masse von rund 65% kann also nicht auf die Instrumentierung zurückgeführt werden, sondern muss auf die unangemessene Anwendung der für feste Niederschlagsteilchen gültigen Theorie von Mitchell (1995) auf Regentropfen zurückgeführt werden.

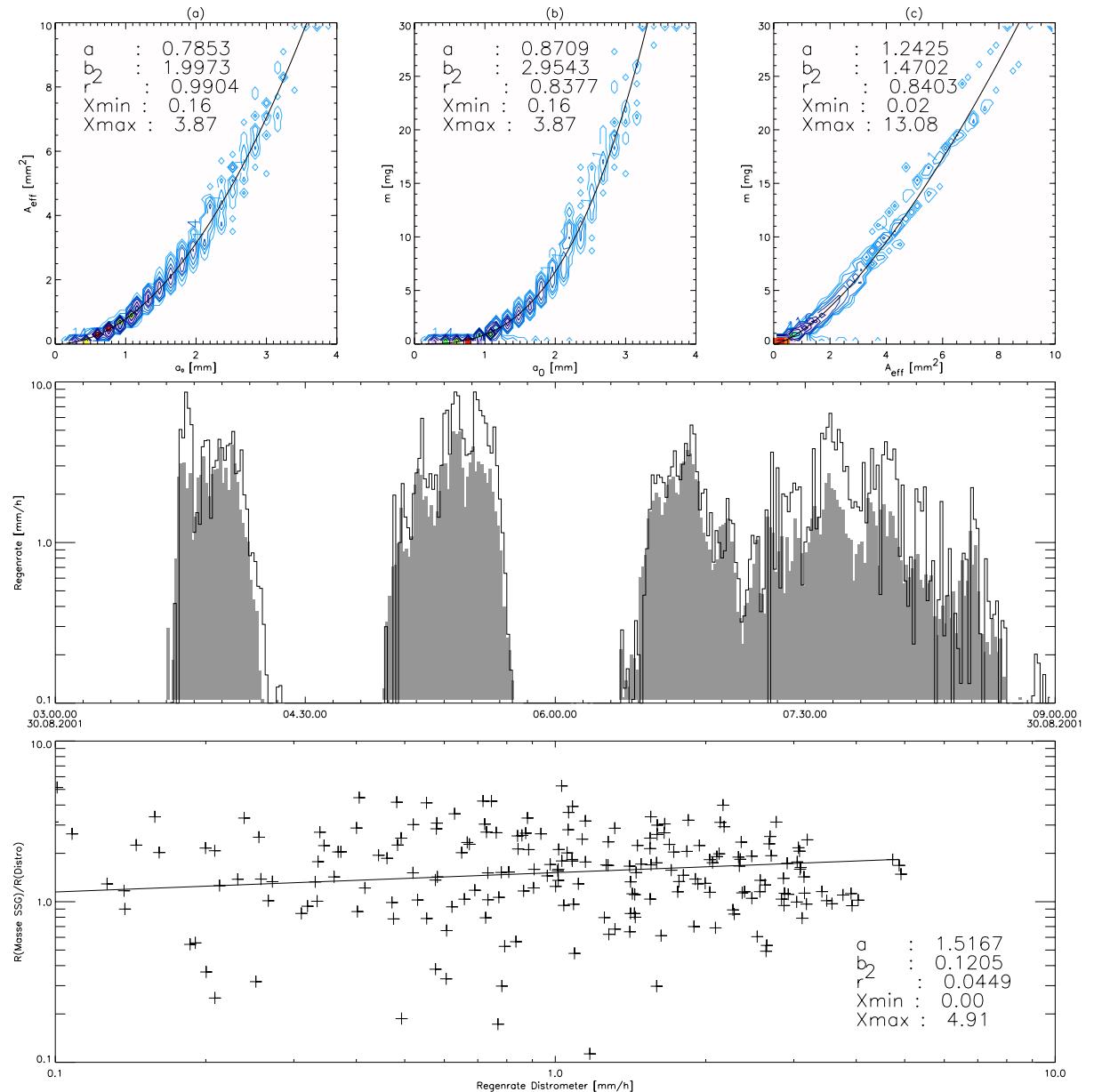


Abbildung 4.12: Die abgeschätzte Masse von Regentropfen und ein Vergleich mit Daten eines Distrometers. Obere Reihe: Verteilungen des Tropfendurchmessers D , der abgeschätzten Bodenfläche A_{eff} und der Teilchenmasse m nach Gleichung 4.28, jeweils gegeneinander aufgetragen. Die Farbwerte und die Isolinien geben die Häufigkeit der Werte wieder. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$. Die durchgezogene Linie repräsentiert einen Fit an die Daten der Form $y = ax^b$. Die Fitparameter sind in den Plots angegeben. r^2 gibt das Quadrat des Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Fit und Daten an. Mittlere Reihe: Grau hinterlegt die mit dem Distrometer gemessene Regenrate. Die schwarze Linie bezeichnet die von der mit dem Schneespektrographen abgeschätzten Tropfenmasse hergeleitete Regenrate. Untere Reihe: Der Quotient der beiden Regenraten gegenüber der Regenrate des Distrometers. Die durchgezogene Linie repräsentiert einen Fit an die Daten der Form $y = ax^b$. Die Fitparameter sind im Plot angegeben. r^2 gibt das Quadrat des Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Fit und Daten an. Daten vom 30.08.2001, ETH Hönggerberg, 03.00-09.00, mit dem Schneespektrograph und einem Distrometer.

4.5.2 Test mit Eiskristallen und kleinen Schneeflocken

Die Daten von mit dem optischen Schneespektrograph oberhalb der Schmelzzone gemessenen Eiskristallen und kleinen Aggregaten eines weitgehend stratiformen Niederschlags sind dazu verwendet worden, die Masse dieser Teilchen nach Formel 4.28 abzuschätzen. Die effektive Bodenfläche wurde mit der einfachen Methode zur Abschätzung der effektiven Bodenfläche hergeleitet. Als Referenzmessung stand ein Distrometer zur Verfügung, ähnlich wie in Abschnitt 4.5.1. Jedoch war das Distrometer unterhalb der Schmelzzone stationiert, um die Regenrate der in der Schmelzzone geschmolzenen Teilchen zu messen. Das Setup der Messung ist in Abschnitt 5.1 beschrieben. Der horizontale und vertikale Abstand der beiden Standorte führt dazu, dass meteorologische und orographische Effekte, speziell Verfrachtung und Verdunstung, eine Rolle spielen können und beachtet werden müssen. Die beobachteten Teilchen waren kleine Aggregate und irreguläre Teilchen und teilweise Nadeln. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.13 gezeigt.

In der ersten Reihe von Abbildung 4.13 und vergrössert in Abbildung 4.14 sind die Verteilungen des Teilchendurchmessers D , der abgeschätzten Bodenfläche A_{eff} und der Teilchenmasse m nach Gleichung 4.28 jeweils gegeneinander aufgetragen. Der Plot (a) zeigt die abgeschätzte effektive Bodenfläche der Teilchen gegenüber der langen Achse der Fitellipse. Die Verteilung und der Fit sind ähnlich wie die entsprechenden Verteilungen und die Fits in Abbildungen 4.3 und 4.8. Deren Daten entstammen einem 20-minütigen Abschnitt der hier präsentierten Messung. Außerdem entspricht die Verteilung der Referenzlinie für Graupel. Beachte, dass die Geschwindigkeitsverteilung in Abbildung 4.3 ebenso am besten durch die Referenzlinie für Graupel wiedergegeben wird. Die nach Formel 4.28 abgeschätzte Masse (Plot (b)) liegt für Teilchen grösser als 1.2 mm zwischen den Referenzlinien von Graupel und verreiften Dendriten. Teilchen kleiner als 1.2 mm verhalten sich wie Graupel oder sind sogar etwas schwerer. Weitere geeignete Referenzen sind nicht vorhanden. Da die vorkommenden Teilchen teilweise aggregiert waren, wodurch sie weniger dicht werden, scheinen die Daten und der Fit realistisch zu sein. In Plot (c) ist die Verteilung der Masse der Teilchen gegenüber ihrer effektiven Bodenfläche aufgetragen. Die gemessenen Daten verhalten sich gegenüber den angegebenen Referenzlinien wie in Plot (b): Die Masse liegt für Teilchen mit einer effektiven Bodenfläche grösser als 0.5 mm^2 zwischen den Referenzlinien für Graupel und für verreifte Dendriten. Teilchen mit einer kleineren Fläche verhalten sich ähnlich wie Graupel.

In der zweiten Reihe von Abbildung 4.13 sind die Regenraten des unterhalb der Schmelzzone stationierten Distrometers in Grau gezeichnet. Die schwarze Linie repräsentiert die Regenrate (Massenfluss) der Teilchen. Die Regenrate ist aus den ab-

geschätzten Massen der Teilchen aus den Daten des über der Schmelzzone stationierten Schneeskrographs errechnet. Sie ist korrigiert mit dem Anteil der nicht gematchten Teilchen äquivalent zu Abschnitt 2.4.3. Die Änderungen der Regenrate, etwa ab 08.37 Uhr, verlaufen synchronisiert, so dass eine Korrektur der Fallzeit der Teilchen durch die Schmelzzone nicht nötig ist und keine Verzögerungszeit durch horizontalen Wind eingeführt werden muss. Die Korrektur der Fallzeit oder eine Verzögerungszeit würde zu einer kleinen horizontalen Verschiebung der Regenrate des Distrometers gegenüber der Regenrate des Schneeskrographen führen.

In der dritten Reihe der Abbildung ist der Quotient der Massenflüsse aufgeplottet. Abgesehen von orographischen Effekten oder Verdunstung muss der Massenfluss durch die Schmelzzone erhalten bleiben. Orographische und meteorologische Effekte spielen jedoch eine Rolle: Am Anfang der Messung, zwischen 7.00 und 8.30, ist mit dem optischen Schneeskrographen ein deutlicher Massenfluss von bis zu 1 mm/h erkennbar. Mit dem Distrometer wird in diesem Zeitraum eine sehr kleine, im Plot nicht erkennbare Regenrate gemessen. Der folgende Intervall zwischen 8.37 und 10.00 ist durch senkrechte Linien in der dritten Reihe der Abbildung markiert. Er manifestiert sich durch eine gute Übereinstimmung der Massenflüsse. Im folgenden Abschnitt ist der Massenfluss des Schneeskrographen überbewertet gegenüber dem Massenfluss des Distrometers. Vom Abschnitt der guten Übereinstimmung zwischen 8.37 und 10.00 wird angenommen, dass meteorologische oder orographische Effekte klein sind. Für diesen Abschnitt ist der Quotient der Massenflüsse gegenüber der Regenrate des Distrometers in der vierten Reihe aufgezeichnet. Er gibt eine Überschätzung der abgeschätzten Masse im Durchschnitt von rund 50% an. Diese Überschätzung kann jedoch nur begrenzt repräsentativ betrachtet werden, da auch hier Verdunstung der Regentropfen oder orographische Verstärkung bei der Messung der Eiskristalle und kleinen Schneeflocken eine Rolle spielen können.

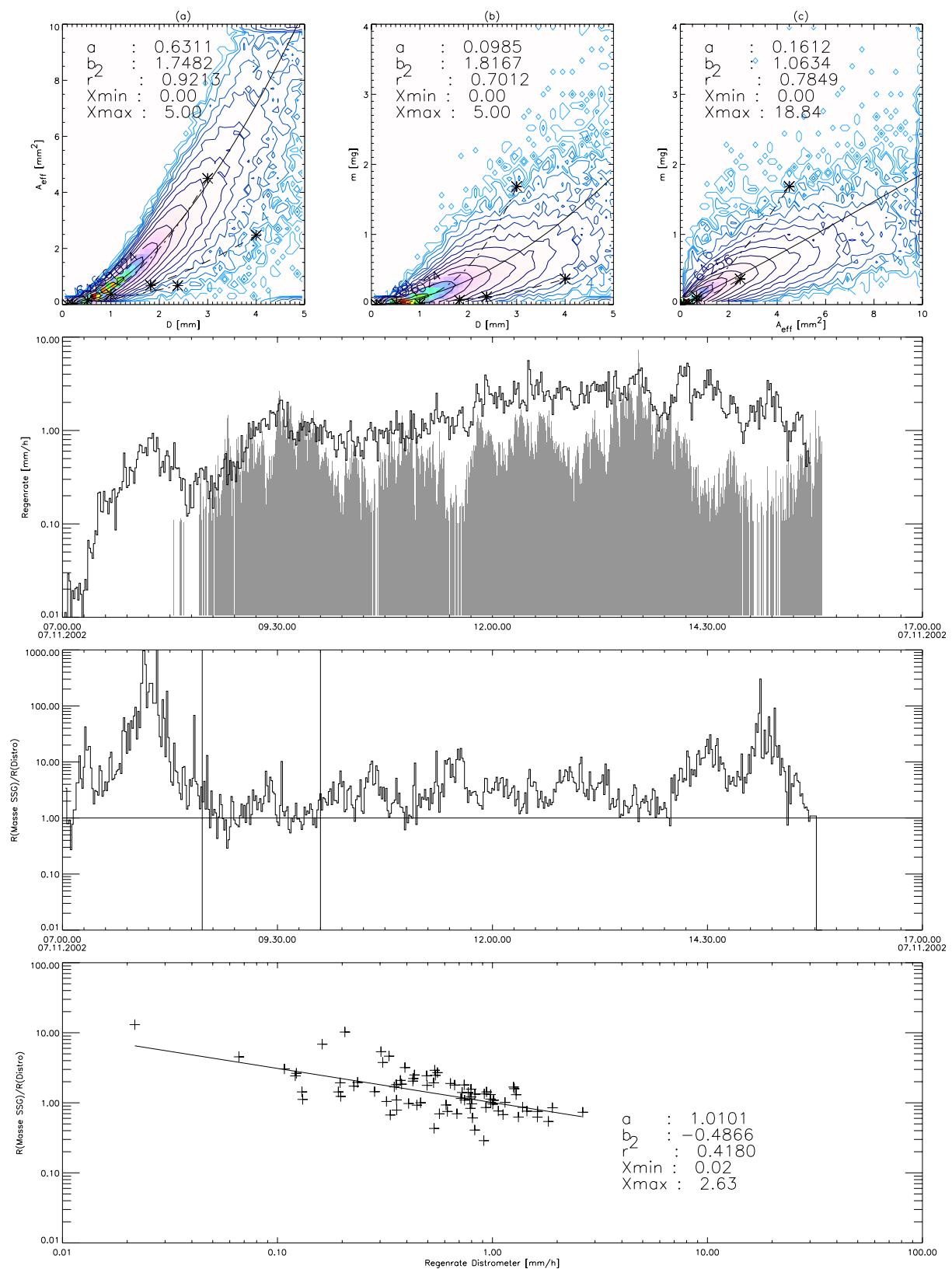


Abbildung 4.13: Bildunterschrift folgend.

Abbildung 4.13: Die abgeschätzte Masse von Eiskristallen und Schneeflocken, die mit dem optischen Schneespektrograph auf der Rigi Staffel über der Schmelzone gemessen wurden, und ein Vergleich mit den Daten eines Distrometers, das in Greppen unter der Schmelzone stationiert war. Erste Reihe: Verteilungen des Teilchendurchmessers D , der abgeschätzten Bodenfläche A_{eff} und der Teilchenmasse m nach Gleichung 4.28, jeweils gegeneinander aufgetragen. Die Farbwerte und die Isolinien geben die Häufigkeit der Werte wieder. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$. Die durchgezogene Linie repräsentiert einen Fit an die Daten der Form $y = ax^b$. Die Fitparameter sind in den Plots angegeben. r^2 gibt das Quadrat des Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Fit und Daten an. Es sind Referenzlinien eingezeichnet: gepunktet: P1b, P1c; gestrichelt: dicht verreift P1e, P1f; gestrichelpunktet: Graupel; gestrichpunktspunktet: verreift N1a, N1c, C1c. Eine Vergrösserung der Ausschnitte ist in Abbildung 4.14 gegeben. Zweite Reihe: Grau hinterlegt die mit dem Distrometer gemessene Regenrate. Die schwarze Linie bezeichnet die von der mit dem Schneespektrographen abgeschätzten Teilchenmasse hergeleitete Regenrate. Dritte Reihe: Der Quotient der beiden Regenraten. Vierte Reihe: Der Quotient der beiden Regenraten, jedoch gegenüber der Regenrate des Distrometers aufgetragen, für den in der dritten Reihe markierten Zeitraum von 08.40-10.00. Die durchgezogene Linie repräsentiert einen Fit an die Daten der Form $y = ax^b$. Die Fitparameter sind im Plot angegeben. r^2 gibt das Quadrat des Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Fit und Daten an. Daten vom 07.11.2002, 07.00-17.00, mit dem Schneespektrograph (auf Rigi Staffel) und einem Distrometer (in Greppen).

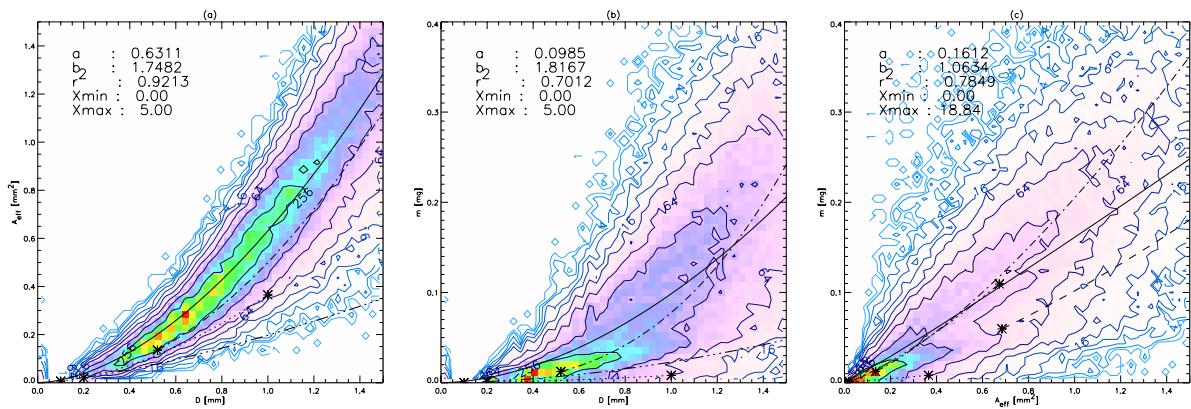


Abbildung 4.14: Vergrösserung der Ausschnitte der ersten drei Plots von Abbildung 4.13.

4.5.3 Vergleich mit dem Schneevideospektrometer

Am 02.02.2003 fanden parallele Messungen von Aggregaten (05.15-05.45 Uhr) und von irregulären Teilchen (14.55-15.15) mit dem optischen Schneespektrograph und dem Schneevideospektrometer (beschrieben in Abschnitt 2.5) statt. In den Abbildungen 4.15 und 4.17 sind Häufigkeitsverteilungen der gemessenen Teilchen von D , A_{eff} und m für beide Teilchensorten und für beide Instrumente gezeigt. Beim Schneespektrograph sind D durch die lange Achse der Fitellipse, A_{eff} durch die Methode der Abschätzung nach Abschnitt 4.1 und m durch Gleichung 4.28 gegeben. Beim Schneevideospektrometer sind D und A_{eff} durch die Geometrie der auf dem Teflonband (Abb. 2.12) im Schneevideospektrometer flach aufliegenden und in einem Videobild abgebildeten Teilchen gegeben. D ist durch die längste Diagonale und A_{eff} durch die sichtbaren Fläche im Videobild (Abb. 2.13 A) gegeben. Die Masse der Teilchen wird mit Hilfe der geschmolzenen Teilchen (Abb. 2.13 B und 2.14) bestimmt.

Die Häufigkeitsverteilungen unterscheiden sich im Vergleich der Messungen mit dem Schneespektrograph und der Messungen des Schneevideospektrometers aus verschiedenen Gründen bezüglich der Intensität und bezüglich des Bereiches für D , A_{eff} und m . Aufgrund der aufwändigen manuellen Methode des Zuweisens von gefrorenen Teilchen zu geschmolzenen Tropfen beim Schneevideospektrometer und aufgrund der hohen Anzahl der Teilchen können nicht alle Teilchen ausgewertet werden. Des Weiteren ist die Auswahl der Teilchen, die ausgewertet werden sollen, bei dieser Auswertungsmethode aufgrund des manuellen Verfahrens willkürlich. Außerdem beträgt die aktive Messfläche des Schneevideospektrometers ($50 \times 50 \text{ mm}^2$) rund 30% der aktiven Messfläche des optischen Schneespektrographen ($77 \times 108 \text{ mm}^2$). Der Vergleich der Messungen kann nur in den Bereichen von D , A_{eff} und m stattfinden, wo mit beiden Instrumenten Teilchen mit genügender Statistik gemessen wurden. Da die Verteilungen eine asymmetrische Form haben, bei denen die flache Seite der Verteilung zu den hohen Werten von D , A_{eff} und m gehört, sind in diesem Abschnitt angegebenen Fitkurven nur mit Daten errechnet worden, die jeweils unterhalb der 85%-Quantile von D , A_{eff} und m liegen. Die Häufigkeitsverteilungen unterscheiden sich im Vergleich der beiden Teilchentypen durch die gemessene Intensität und durch die kleineren Abmessungen D und A_{eff} und die kleinere Massen m .

In den Abbildungen 4.16 und 4.18 sind in den ersten beiden Spalten Verteilungen von D , A_{eff} und m jeweils gegeneinander für beide Instrumente aufgetragen. Um die Verteilungen zu vergleichen, sind in der dritten Spalte für jede Klasse von D und A_{eff} die Mittelwerte und die Standardabweichungen der Messungen beider Instrumente angegeben. Die $m(D)$ -Beziehung der ersten Zeile wird bei den Aggregaten mit den Daten des

Schneespektographs gegenüber den Daten des Schneevideospektrometers abhängig von der Größenklasse um rund 30% bis zu 100% überschätzt. Bei den irregulären Teilchen beträgt die Überschätzung rund 50%. Die $m(A_{\text{eff}})$ -Beziehungen der zweiten Zeile gleichen sich. In der dritten Zeile bei der $A_{\text{eff}}(D)$ -Beziehung tritt ein ähnlicher Effekt wie in der ersten Zeile auf. Jedoch ist die Überschätzung bei den irregulären Teilchen auch hier geringer als bei den Aggregaten.

Die Überschätzung der $m(D)$ - und der $A_{\text{eff}}(D)$ -Beziehungen lässt sich zum einen durch die unterschiedliche Definition von der Teilchengröße D erklären. Da beim Schneespektograph D durch die lange Achse der Fitellipse der Seitensicht und beim Schneevideospektrometer D durch die längste Diagonale des liegenden Teilchens gegeben sind, ist D bei Messungen mit dem Schneevideospektrometer etwas grösser. Die Überschätzung der $m(D)$ - und $A_{\text{eff}}(D)$ -Beziehungen lässt sich also äquivalent als Unterschätzung des Durchmessers angeben. Diese beträgt bei den Aggregaten rund 25% für die $m(D)$ -Beziehung und rund 20% für die $A_{\text{eff}}(D)$ -Beziehung. Bei den irregulären Teilchen ist der Effekt geringer und beträgt 20% bzw. 16%. Zum anderen Muss die Überschätzung der $m(D)$ - und der $A_{\text{eff}}(D)$ -Beziehungen an der Methode der Abschätzung der effektiven Bodenfläche liegen. Es ist hier die einfache Methode der Abschätzung (beschrieben in Abschnitt 4.1) gewählt worden. Die Variante der Abschätzung (beschrieben in Abschnitt 4.2) liefert jedoch eine noch grössere Überschätzung (Vergleich in Abschnitt 4.3) und ist hier deshalb nicht gewählt worden.

In der vierten Spalte ist schliesslich getestet, ob sich die Positionen der höchsten Intensitäten der zweidimensionalen Verteilungen unterscheiden. Ein Punkt (k, l) der abgebildeten Kreuzkorrelationsmatrix ist gegeben durch die Korrelation $c_{k,l} = \text{correlate}(X_{i,j}, Y_{i+k,j+l})$. Hier bezeichnen $X_{i,j}$ eine zweidimensionale Verteilung des Schneespektograph und $Y_{i+k,j+l}$ eine zweidimensionale Verteilung des Schneevideospektrometers, die jedoch um den Vektor (k, l) verschoben wurde. k, l, i und j sind in den entsprechenden Einheiten von D, A_{eff} und m gegeben. Die Funktion $\text{correlate}(X_{i,j}, Y_{i+k,j+l})$ berechnet die lineare Korrelation χ^2 der zweidimensionalen Verteilung und der verschobenen zweidimensionalen Verteilung. Bei den Aggregaten sind die höchsten Einträge der Korrelationsmatrizen in ihrer Mitte zu finden, wo der Verschiebungsvektor Null ist. Es wird daraus gefolgert, dass die bei der manuellen Auswertung ausgewählten Teilchen der Daten des Schneevideospektrometers repräsentativ gewählt wurden. Bei den irregulären Teilchen fällt eine repräsentative Auswahl schwieriger: Die höchsten Einträge der Korrelationsmatrizen gehören zu Verschiebungsvektoren mit kleinen positiven Einträgen: D ist um 0.1 mm, m ist um 0.015 mg und A_{eff} ist um 0.1 mm^2 verschoben. Bei der ma-

nuellen Auswertung der Daten der irregulären Teilchen sind also im Durchschnitt beim Schneevideospektrometer etwas grössere Teilchen gewählt worden.

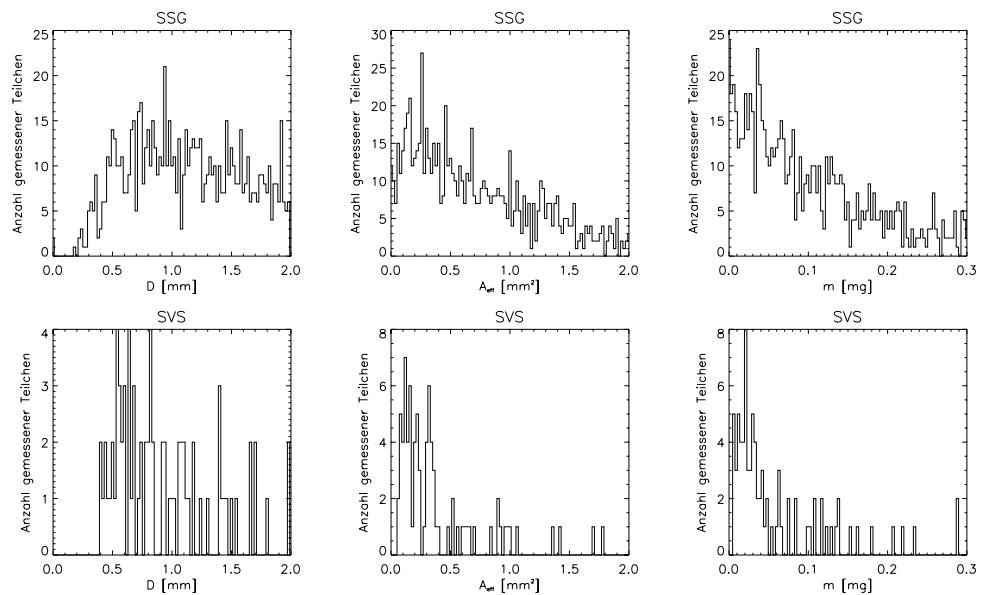


Abbildung 4.15: Aggregate (02.03.2003, 05.15-05.45). Weitere Bildunterschrift folgend.

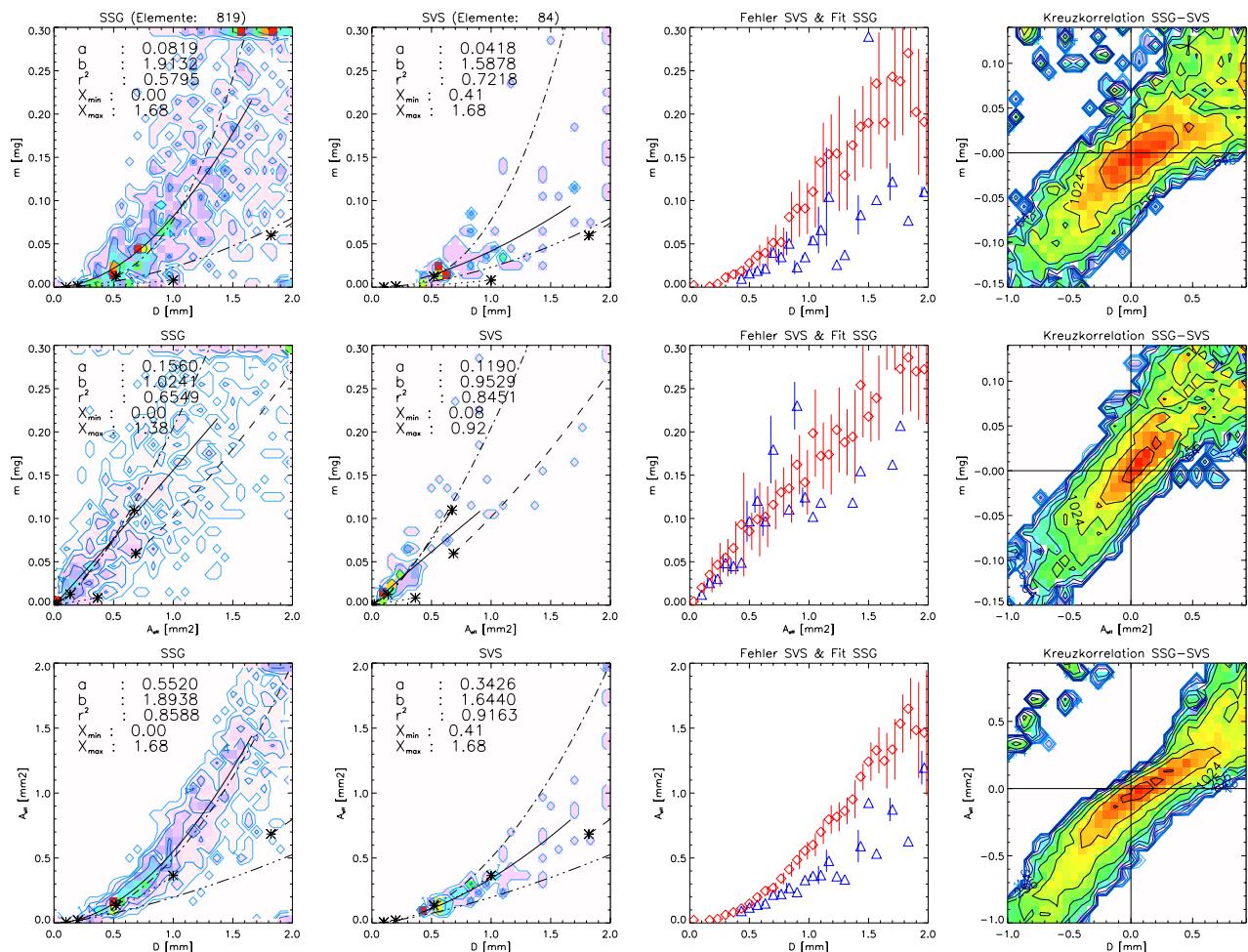


Abbildung 4.16: Aggregate (02.03.2003, 05.15-05.45). Weitere Bildunterschrift folgend.

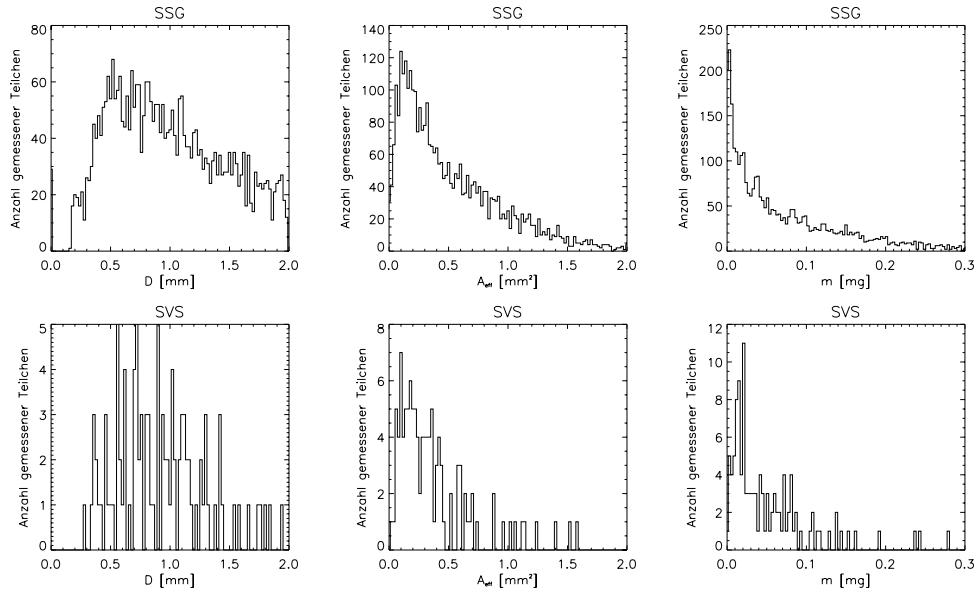


Abbildung 4.17: Irreguläre Teilchen (02.03.2003, 14.55-15.15). Weitere Bildunterschrift folgend.

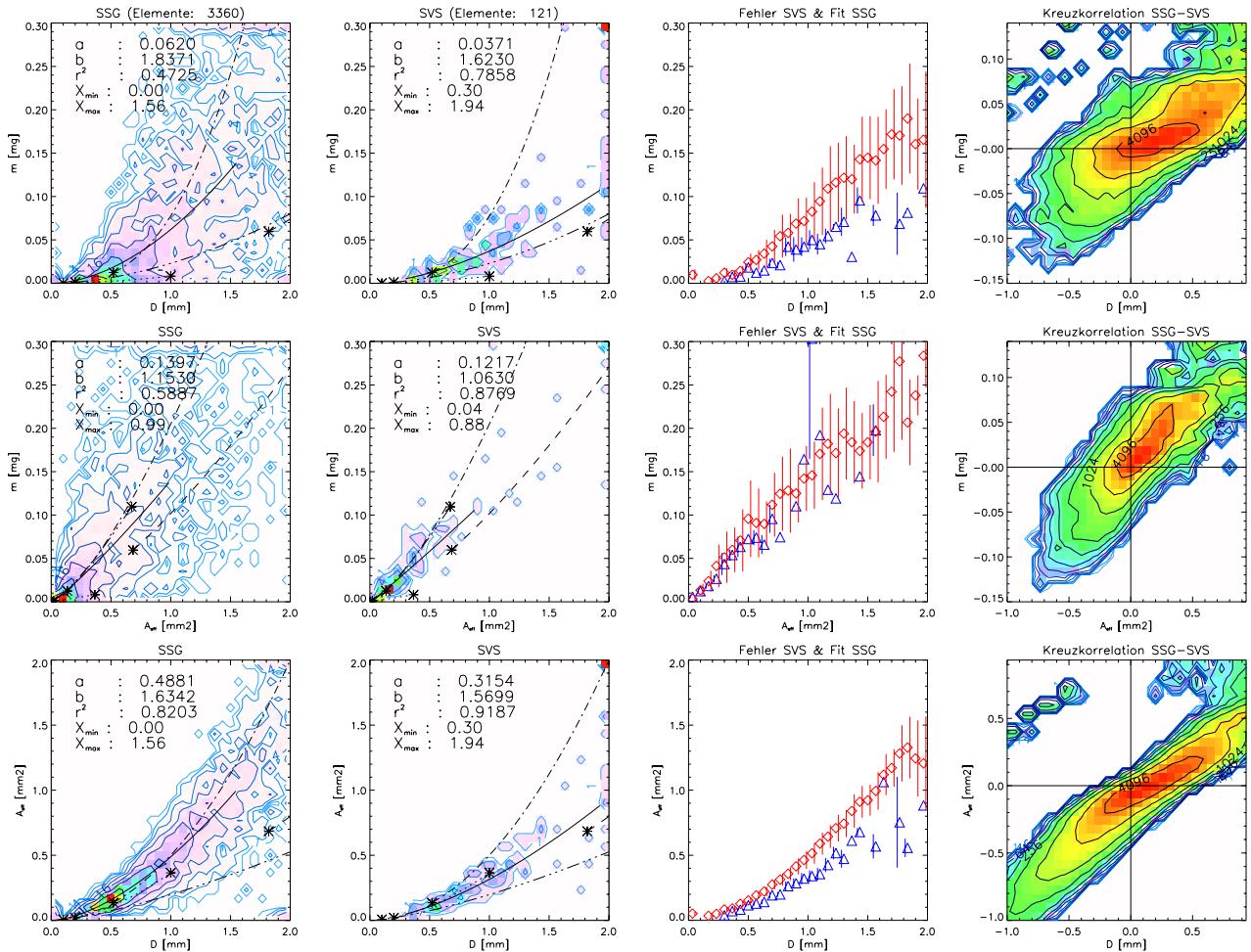


Abbildung 4.18: Irreguläre Teilchen (02.03.2003, 14.55-15.15). Weitere Bildunterschrift folgend.

Abbildungen 4.15 und 4.17: Histogramme von D , A_{eff} und m für beide Teilchensorten in den jeweiligen Zeiträumen mit den jeweiligen Messgeräten (SSG: Schneespektrograph, SVS: Schneevideospektrometer).

Abbildungen 4.16 und 4.18: In der ersten Spalte sind Messungen mit dem Schneespektrographen, in der zweiten Spalte Messungen mit dem Schneevideospektrometer dargestellt als zweidimensionale Verteilungen von D , m und A_{eff} jeweils gegeneinander. Die Farbwerte und die Isolinien geben die Häufigkeit der Werte wieder. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$. Die durchgezogenen Linien repräsentieren Fits der Form $y = ax^b$. Die Fitparameter sind in den Plots angegeben. r^2 gibt das Quadrat des Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen Fit und Daten an. Es sind Referenzlinien eingezeichnet (Locatelli und Hobbs (1974), Mitchell (1995), Pruppacher und Klett (1997)): gepunktet: P1b, P1c; gestrichelt: dicht verreift P1e, P1f; gestrichelpunktet: Graupel; gestrichpunktspunktet: verreift N1a, N1c, C1c. In der dritten Spalte sind für jede Größenklasse von D , A_{eff} und m die Mittelwerte und die Standardabweichungen der Messungen beider Instrumente angegeben. In Rot Daten des Schneespektrographen, in Blau Daten des Schneevideospektrometers. Die Fehlerbalken sind jeweils etwas nach links bzw. rechts verschoben, damit sie sich nicht gegenseitig überdecken. In der vierten Spalte sind jeweils Kreuzkorrelationen der sich entsprechenden Verteilungen angegeben. Die Werte von χ^2 sind der Lesbarkeit der Isolinien wegen mit 10 000 multipliziert.

4.6 Diskussion und Fehlerabgrenzung

Das vorliegende Kapitel führt das Kapitel 2, in dem die verwendeten Instrumente dieser Arbeit beschrieben werden, und das Kapitel 3, das über einen parametrisierten X-Re - Ansatz die Terminalgeschwindigkeit, die Masse und die effektive Fläche von Teilchen und weitere Variablen verbindet, ineinander über, mit dem Ziel, die Masse der mit Schneespektrograph gemessenen Teilchen abzuschätzen. Zur Überführung sind zwei wichtige Annahmen getroffen worden, die in diesem Kapitel getestet worden sind:

- Pro Zeitabschnitt und Größenklasse lässt sich eine mittlere effektive Fläche der Teilchen aus gemessenen Verteilungen der Seitenansichten der Teilchen gewinnen.
- Der X-Re - Ansatz lässt sich auf alle festen Niederschlagsteilchen, die mit dem Schneespektrograph messbar sind, anwenden.

Beide Annahmen sind unter verschiedenen Blickwinkeln getestet worden und werden hier kritisch bewertet.

Zur ersten Annahme

Zuerst sind zwei Methoden zur Abschätzung der effektiven Fläche vorgestellt worden, die einfache Methode (Abschnitt 4.1) und die Variante (Abschnitt 4.2). Die Variante resultiert in rund 30% höheren und unrealistischen Werten der effektiven Bodenfläche gegenüber der einfachen Methode, wie aus dem Vergleich der Abschätzungsmethoden (Abschnitt 4.3) und dem Vergleich mit dem Schneevideospektrometer ersichtlich ist (Abschnitt 4.5.3). Es ist der einfachen Abschätzungsmethode deswegen der Vorzug gegeben worden. Die Abschätzung verhält sich bei einer Messung von Nadeln, irregulären Teilchen und Aggregaten der Verreifungsstufe 2-4 im Bereich bis 1.8 mm wie eine Referenzlinie für Graupel. Insbesondere für die verreiften irregulären Teilchen erscheint dies realistisch. Im Bereich von 1.8 mm und darüber liegt die Fitlinie der abgeschätzten Bodenfläche bis zu 13% unterhalb der Referenzlinie. Da die aggregierten Teilchen ebenfalls verreift waren und weniger dicht als Graupel sein müssen, erscheint dies plausibel. Ein qualitativer Vergleich ist nicht möglich, da von verreiften Aggregaten keine Referenzdaten existieren¹.

¹Trockene und unverreifte Aggregate, mit denen der Vergleich hätte stattfinden können, sind im Rahmen der Messkampagne nicht mit genügender Statistik beobachtet worden.

Gefühlsmässig ist die abgeschätzte effektive Bodenfläche jedoch etwas zu gross (ca. 10% - 20% mit einer Obergrenze von ca. 30%). Ein Indiz dafür ist dadurch gegeben, dass es abgeschätzte Werte gibt, die grösser sind als die entsprechenden Referenzwerte für Graupel. Die Referenzlinie von Graupel sollte jedoch aufgrund der hohen Dichte von Graupel eine absolute obere Schranke darstellen. Ein weiteres Indiz ist, dass Flächenverhältnisse A_{eff}/A_S mit Werten kleiner Eins abgeschätzt worden sind (Abbildungen 4.3, 4.18 und 4.16). Ein drittes Indiz ist durch die Wahl des Bodenformfaktors c_t gegeben (Gleichung 4.5 und Abbildung 4.1). Er ist durch ein Mittelwert innerhalb der Größenklasse des Seitenformfaktors c_s angenähert. Jedoch muss beispielsweise bei horizontal ausgerichtet fallenden Dendriten der Bodenformfaktor c_t kleiner sein, da das umschreibende Rechteck der Bodenfläche weniger gefüllt ist als das umschreibende Rechteck der Seitenfläche. In zukünftigen Untersuchungen kann c_t beispielsweise durch das Minimum von c_s in der Größenklasse gebildet werden: $c_t = \min(\{c_s\})$. Die Konsequenz wären dann kleinere Werte der effektiven Bodenfläche.

Plots des Flächenverhältnisses A_{eff}/A_S zeigen, dass für unterschiedliche Teilchentypen, die durch das gemessene Achsenverhältnis unterscheidbar sind, unterschiedliche effektive Bodenflächen abgeschätzt werden. Die Variante der Abschätzung hat eine Stärke, die darin liegt, die unterschiedlichen Teilchentypen noch deutlicher zu trennen als die einfache Abschätzungsmethode.

Zur zweiten Annahme

Die Frage, ob der X-Re - Ansatz auf gemessene Daten des Schneeskoprographen angewendet werden kann, ist unter fünf Blickwinkeln getestet worden. Zwei Tests fanden ohne Anwendung der Abschätzung oder weitere Annahmen statt, zum einen durch bekannte Literaturdaten und zum anderen durch die Verwendung von Daten paralleler Messungen mit dem Schneeskoprophotograph und dem Schneevideospektrometer (Abschnitt 4.4). Bei beiden konnte die Reynoldszahl Re gegen die Bestzahl X geplottet werden. Der hier wichtigere Test ist offensichtlich der Test unter Verwendung von Daten paralleler Messungen mit dem Schneeskoprophotograph und dem Schneevideospektrometer. Dort ist die Übereinstimmung mit der Parametrisierung von Mitchell (1995) bemerkenswert. Kürzlich berichteten Heymsfield et al. (2002) und Mitchell und Heymsfield (2003) für Aggregate, die grösser als 3 mm sind, von einer Überschätzung der Terminalgeschwindigkeit von maximal 15% basierend auf Gleichung 3.16 gegenüber gemessenen Werten. Dieses bedeutet äquivalent eine Überschätzung der Masse von maximal 15% in der Gleichung 4.28 bei Aggregaten. Dieser Unterschied ist hier jedoch wegen der Verreifung der Aggregate

nicht beobachtet worden. Es kann also die gegebene Bewertung der beiden Annahmen zusammengefasst werden:

- Die Abschätzung der effektiven Bodenfläche liefert für einzelne und für Ensembles von Teilchen plausible Werte, die jedoch 10% - 20% zu gross sind. Eine Obergrenze der Überschätzung lässt sich aber mit 30% angeben. Ein Ansatz zur Korrektur, der auf eine neue Definition des Bodenformfaktors c_t abzielt, ist vorgeschlagen worden.
- Der X-Re-Approach kann für ein breites Spektrum von Teilchen verwendet werden, Vorsicht ist nur nötig bei trockenen und unverreiften Aggregaten grösser als 3 mm.

Bei drei Tests in Abschnitt 4.5 wird die Methode der Abschätzung der effektiven Bodenfläche mit dem X-Re - Ansatz kombiniert.

Test mit Regen

Bei dem Test mit Regen liegt die Überschätzung der abgeschätzten Masse im Vergleich zu Daten eines Distrometers sowohl bei der Masse pro Tropfen als auch bei der aufintegrierten Regenrate bei rund 65%. Dieser Fehler kann allein auf die Anwendung des für feste Niederschlagsteilchen gültigen X-Re - Ansatzes auf Regen zurückgeführt werden. Andere Fehler können ausgeschlossen werden, beispielsweise, da sich die für die Regentropfen gewählte Abschätzung der effektiven Bodenfläche als sicher erweist.

Test mit Eiskristallen und kleinen Schneeflocken

Der Test mit Daten des oberhalb der Schmelzzone aufgestellten Schneespektrographen und Daten des unterhalb der Schmelzzone aufgestellten Distrometers ist bei dem weitgehend stratiformen Niederschlag nur schwierig zu beurteilen, da die Stärke von meteorologischen Effekten, die den Massenfluss beeinflussen könnten, nicht bekannt ist. In dem gewählten Vergleichszeitabschnitt wird eine Abnahme des Massenflusses zwischen den Stationen von rund 50% beobachtet. Wenn bis zu 30% von einer überschätzten effektiven Bodenfläche verursacht sind, dann muss der fehlende Rest durch Verdampfung oder Instationarität (z.B. Verfrachtung) verursacht sein.

Vergleich mit dem Schneevideospektrometer

Bei dem Test mit dem Vergleich der beiden Instrumente kommen konstruktionsbedingt unterschiedliche Definitionen der geometrischen Größen der Teilchen zum tragen. Eine Unterschätzung des Durchmessers im Bereich von 25% bis 16% verstärkt die Überschätzung der abgeschätzten effektiven Bodenfläche und der Masse. Stabil ist jedoch die $m(A_{\text{eff}})$ -Verteilung, die für die Terminalgeschwindigkeit wichtig ist.

Die Bewertung der vorgestellten Tests ist die folgende:

- Der Test mit Regen zeigt trotz der Überschätzung einerseits, dass die Aufintegration der einzelnen Massen zu einer Regenrate korrekt ist und suggeriert andererseits, dass Vergleiche dieser Art für feste Niederschlagsteilchen, ausser Aggregaten grösser 3 mm, sinnvoll sind, da dort der X-Re - Ansatz gültig ist.
- Bei dem Test mit Eiskristallen und kleinen Schneeflocken hängt der Gesamtfehler vom gewählten Vergleichszeitraum ab, die Ursachen des Gesamtfehlers lassen sich jedoch ausschliesslich in meteorologische Effekte und die Überschätzung der effektiven Bodenfläche einteilen. Der Versuch gibt jedoch Hinweise auf Anwendungen zur Messung des Massenflusses, die vielversprechend sind, sobald sich die Überschätzung der effektiven Bodenfläche und der Masse weiter eingrenzen lässt.
- Nur der Vergleich mit Daten des Schneevideospektrometers erlaubt eine Überprüfung der Masse. Auch hier ist der wichtigste Fehler durch die Überschätzung der effektiven Bodenfläche und der Masse gegeben, obwohl die für die Terminalgeschwindigkeit wichtige $m(A_{\text{eff}})$ -Verteilung stabil ist.
- Zusammenfassend lässt sich folgern, dass es einen Fehler in der Abschätzung gibt, der sich aber gut eingrenzen lässt auf eine Überschätzung von bis zu 30% sowohl für die abgeschätzte effektive Bodenfläche als auch für die abgeschätzte Masse. Die gesamte Methodik ist aufgrund ihrer weitreichenden Anwendbarkeit vielversprechend und deswegen in der Lage, mit den erzeugten Daten zu einem besseren qualitativen Verständnis des Niederschlagsprozesses, zu einer besseren Interpretierung der Radarreflektivität und als Input für Modelle beizutragen. Weitere Beispiele der Anwendbarkeit folgen im nächsten Kapitel.

Kapitel 5

Messungen

Zur Beschreibung von Fallgeschwindigkeiten und Formen von einzelnen oder von Ensembles von Eiskristallen und Schneeflocken existieren bislang nur wenige experimentelle Daten. Es gibt wenige Daten einerseits für verschiedene Teilchentypen, beispielsweise Aggregate, oder andererseits für verschiedene Eigenschaften der Teilchen, beispielsweise die Streuung der Fallgeschwindigkeiten und Formen. Deswegen wurden in den Wintersaisons der Jahre 2001/2002 und 2002/2003 Messkampagnen durchgeführt. Dieses Kapitel beschäftigt sich mit dem Setup der Messungen (Abschnitt 5.1) und Messbeispielen: Eine Studie über die Geschwindigkeiten und Formen von Eiskristallen und Schneeflocken in Abhängigkeit von deren Teilchentyp und Verreifung ist in Abschnitt 5.2 gegeben, während in Abschnitt 5.3 eine Statistik von den nach Kapitel 2 und 3 abgeleiteten Verteilungen gezeigt ist.

5.1 Setup

Die Messkampagnen hatten zwei Ziele, einerseits die Messung von Fallgeschwindigkeiten und Formen von Eiskristallen und Schneeflocken (mikrophysikalische Daten) für diese Arbeit, aber andererseits auch die Messung eines quantitativen Zusammenhangs zwischen dem Verreifungsgrad von festen Niederschlagsteilchen und der im stratiformen Niederschlag eingebetteten Konvektion (Baschek et al. 2003 und Baschek 2004). Figur 5.1 zeigt den aus diesem Grund gewählten zweistufigen Aufbau der Messkampagnen. Außerdem gibt es zwei Messorte; an beiden Messorten Rigi (zwischen Zuger See und Vierwaldstätter See) und Uetliberg (westlich von Zürich) gab es den zweistufigen Aufbau. Die beiden

Messorte zeichnen sich durch eine steil ansteigende Bergflanke in Richtung des offenen Unterlandes und in Richtung der hauptsächlichen Wetterrichtung aus. Diese Messorte sind gewählt worden, weil sie die ersten Berge darstellen, die von Fronten erreicht werden, die aus nordwestlicher Richtung gegen die Alpen ziehen. Die Entscheidung, welcher Messort für einen zu erwartenden Fall gewählt werden solle, wurde von Fall zu Fall getroffen und beruhte unter anderem aufgrund der unterschiedlichen Höhe der beiden Messorte auf der zu erwartenden Temperatur.

An der jeweiligen Talstation zeichnete der mit einem vertikalen X-Band Doppler Radar, einem Distrometer und weiteren Instrumenten ausgestattete Radarbus das volle Radar-Dopplerspektrum, Tropfengrößenverteilungen und weitere meteorologische Parameter auf (Baschek et al. 2003). Auf der jeweiligen Bergstation wurden die mikrophysikalischen Daten mit dem optischen Schneeskopographen (beschrieben in Abschnitt 2.1 und folgenden) und teilweise mit dem Schneevideospektrometer (Abschnitt 2.5) aufgenommen. Des Weiteren wurden im zeitlichen Abstand von 10 Minuten mit der Formvartechnik (Abschnitt 2.7) Eiskristalle und Schneeflocken repliziert und teilweise fotografiert.

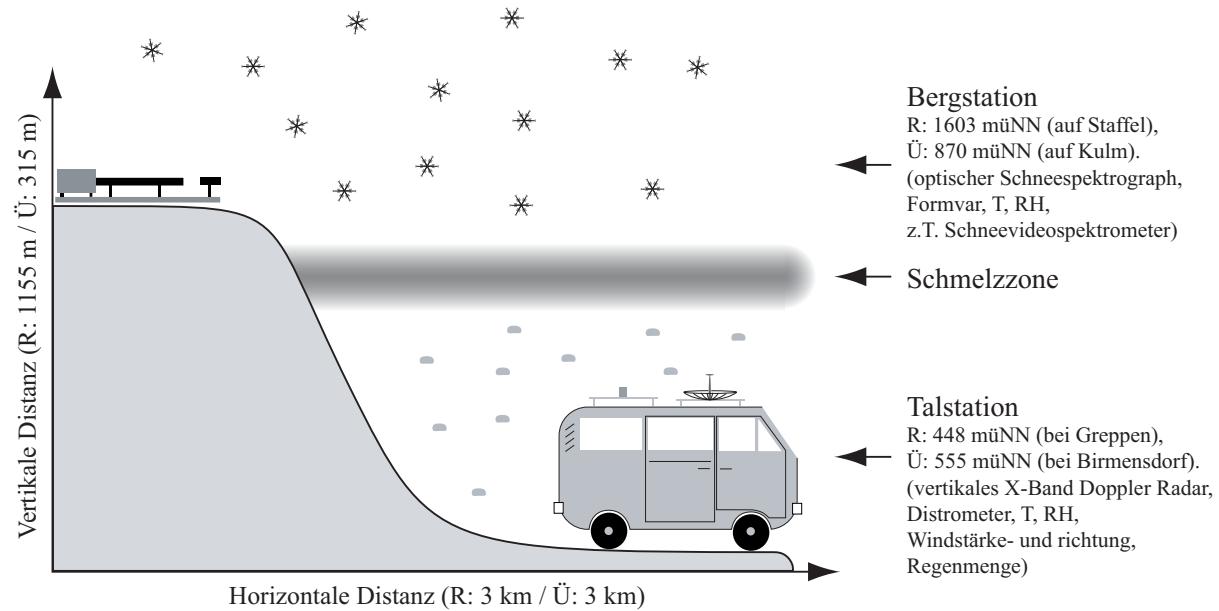


Abbildung 5.1: Schematischer Querschnitt des zweistufigen Aufbaus der Messkampagnen an der Rigi (gekennzeichnet mit R) bzw. am Uetliberg (gekennzeichnet mit Ü).

5.2 Studie über die Geschwindigkeiten von Eiskristallen und Schneeflocken sowie deren Teilchentyp und Verreifung

5.2.1 Auswahl der Daten

Der Schneespektrograph wurde während den beiden Wintersaisons 2001/2002 und 2002/2003 bei 15 Messkampagnen betrieben, wobei Daten von 240 Stunden Schneefall aufgenommen und 415 Formvarproben (Abschnitt 2.7) genommen worden sind. Die rohen Daten des Schneespektrographen enthalten Bilder der Teilchen, die nach Abschnitt 2.3 gematcht worden sind, um Eigenschaften der gemessenen Teilchen anzugeben. Die Formvarproben sind unter einem Mikroskop einerseits in Bezug auf die prozentuale Zusammensetzung der Probe mit unterschiedlichen Teilchentypen und andererseits in Bezug auf die Verteilung der Verreifungsstufe und die durchschnittliche Verreifung ausgewertet worden (Abschnitt 2.8).

Um die Eigenschaften von Eiskristallen und Schneeflocken für einen gegebenen Kristalltyp zu studieren, ist das Datenset der Formvarproben auf diejenigen mit einem dominanten Kristalltyp (Besetzung des Typs $\geq 50\%$) reduziert worden. Es konnten bei 67 Formvarproben die folgenden Teilchentypen mit einer Besetzung von mindestens 50 % beobachtet werden: Nadeln, Kristalle mit breiten Armen, Dendriten und Platten. Bei 402 Formvarproben waren irregulär geformte Teilchen dominant. Kurze Graupelschauer sind bei 8 Formvarproben dokumentiert. Um die Eigenschaften von Eiskristallen und Schneeflocken in Abhängigkeit der Verreifung zu studieren, sind die Formvarproben weiter nach dem Verreifungsgrad der Teilchen in drei Bereiche aufgetrennt worden: Auf der Skala von Mosimann (Tabelle 2.5) von 0 – 1 als unverreift, von 1 – 3.5 als mittel verreift, von 3.5 – 5 als stark verreift.

Die Zeitstempel der Formvarproben sind dazu benutzt worden, Intervalle der Daten des Schneespektrographen zu identifizieren. Für den Zeitstempel t einer Formvarprobe sind Zeitintervalle von $t \pm 30$ s, $t \pm 1$ min, $t \pm 2$ min und $t \pm 5$ min gewählt worden. Innerhalb der Intervalle sind aus den Daten des Schneespektrographen Eiskristalle und Schneeflocken mit einer Matchingqualität $q \geq z = 0.6$ nach Abschnitt 2.4.3 gewählt worden. Abhängig von der Anzahl der zur Verfügung stehenden Formvarproben und der Niederschlagsrate standen dann für die folgende Untersuchung Daten des Schneespektrographen mit einer Palette von 11 Teilchen (für unverreifte Dendriten mit $t \pm 30$ s) bis zu 172000 Teilchen (für irreguläre mittel verreifte Teilchen mit $t \pm 5$ min) zur Verfügung. Abbildung 5.2 zeigt

einerseits die Verteilung der Formvarproben mit dominantem Kristalltyp (Besetzung $\geq 50\%$) sortiert nach Verreifungsgrad und Teilchentyp und andererseits die entsprechenden Verteilungen der zur Verfügung stehenden Eiskristalle und Schneeflocken aus den Daten des Schneespektrographen sortiert nach Verreifungsgrad, Teilchentyp und Intervalllänge.

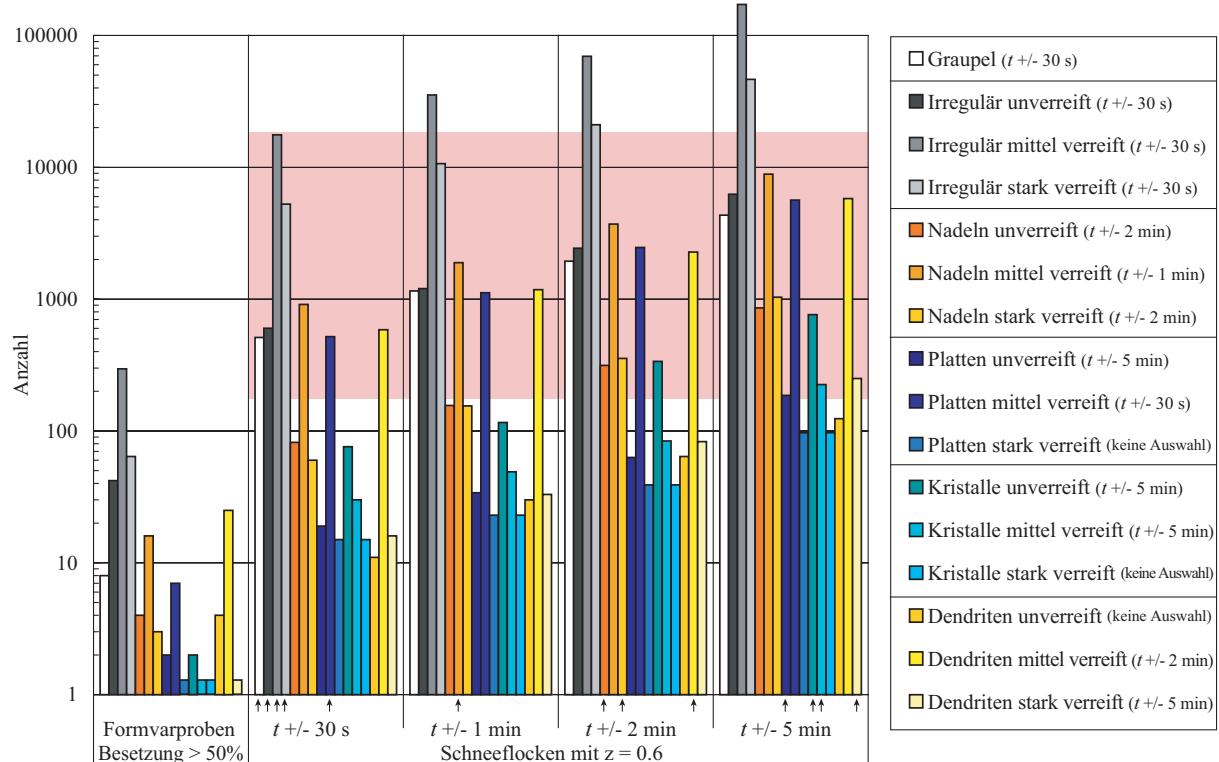


Abbildung 5.2: Die Verteilung der Formvarproben sowie der Typen und Verreifungsgrade der Schneeflocken und Eiskristalle. Die Verteilungen der ausgewählten Intervalllängen sind mit Pfeilen gekennzeichnet. Diese liegen im hellrot gekennzeichneten Gebiet.

Im folgenden sind Untersuchungen der Fallgeschwindigkeiten und der Formen der ausgewählten Teilchen gezeigt, die auf Verteilungen der Fallgeschwindigkeiten resp. der Formen gegenüber den Größen der Teilchen basieren. Grundsätzlich ist dazu die kleine Intervalllänge $t \pm 30$ s gewählt worden. Es ist jedoch sinnvoll, eine grösere Intervalllänge zu wählen, wenn eine der beiden folgenden Bedingungen eintritt:

- Die Statistik des Datensatzes der kleinen Intervalllänge ist schlecht. Das bedeutet insbesondere, dass Datenpunkte der Verteilungen nicht gehäuft sind, sondern gestreut liegen und kein sinnvoller Trend oder Fit angegeben werden kann. Dann muss eine grösere Intervalllänge, die mehr Daten beinhaltet, gewählt werden.

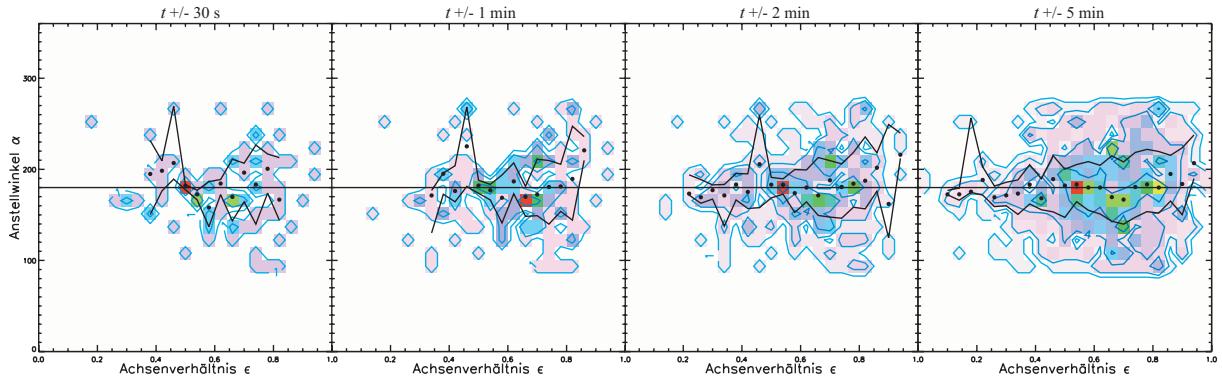


Abbildung 5.3: Der Anstellwinkel gegenüber dem Achsenverhältnis der Fitellipse von Nadeln für verschiedene Intervalllängen der Messdaten. Das erste und dritte Quartil der Daten sind mit Linien, der Median mit Punkten gekennzeichnet. Die horizontale Linie kennzeichnet den Erwartungswert der Mediane. Die Farbwerte und die Isolinien geben die Häufigkeit der Werte wieder. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$.

- Die Statistik wird beim Übergang von einer kleinen zu einer grösseren Intervalllänge wesentlich besser und die Verteilungen des Datensatzes ändern sich nicht. Auch dann wird eine längere Intervalllänge gewählt.

Das Prozedere ist am Beispiel von unverreiften Nadeln in Abbildung 5.3 für die Verteilung des Anstellwinkels gegenüber dem Achsenverhältnis der Fitellipse (Abschnitt 2.3.2) gezeigt. Der vierte Teilplot zeigt, dass die unverreiften Nadeln unabhängig vom Achsenverhältnis mit einer horizontalen Orientierung fallen. Der zu erwartende Trend der Verteilung ist daher eine Gerade der Steigung Null und dem y -Achsenabschnitt 180° (entspricht 0° und horizontaler Ausrichtung). Die Gerade ist in Abbildung 5.3 eingezeichnet. Die Quartile der Daten bewegen sich zu höheren Werten des Achsenverhältnisses etwas auseinander, da die Genauigkeit der Messung des Anstellwinkels mit zunehmendem Achsenverhältnis abnimmt.

Im ersten Teilplot der Abbildung 5.3 mit der Intervalllänge $t \pm 30\text{ s}$ ist die Statistik schlecht, da die Datenpunkte verteilt sind und sich nicht häufen. Dies wiederholt sich im zweiten Teilplot mit der Intervalllänge $t \pm 1\text{ min}$. Im dritten Teilplot mit der Intervalllänge $t \pm 2\text{ min}$ ist der Trend der Daten besser erkennbar. Im vierten Teilplot mit der Intervalllänge $t \pm 5\text{ min}$ gibt es zwar mehr Daten, aber die Statistik ist nicht wesentlich besser, so dass für die unverreiften Nadeln eine Intervalllänge von $t \pm 2\text{ min}$ gewählt werden sollte. Diese Prozedur ist für alle zu untersuchenden Teilchentypen und Verreifungsstufen

durchgeführt worden, um Intervalllängen auszuwählen, und zwar für die Verteilungen der Geschwindigkeit gegenüber der Grösse, des Achsenverhältnis gegenüber der Grösse und des Anstellwinkels gegenüber dem Achsenverhältnis. Die ausgewählten Intervalllängen der zu untersuchenden Typen und Verreifungsstufen sind in Abbildung 5.2 mit Pfeilen gekennzeichnet. Für stark verreifte Platten, für stark verreifte Kristalle mit breiten Armen und für unverreifte Dendriten sind jedoch keine Intervalllängen gefunden worden, bei denen ein sinnvoller Trend oder Fit hätte angegeben werden können. Die ausgewählten Intervalllängen der anderen gewählten Teilchentypen und Verreifungsstufen liegen alle in dem hellrot markierten Regime der Abbildung 5.2 mit einer Anzahl von 200 Teilchen bis zu 20000 Teilchen. Es gibt hiervon allerdings zwei Ausnahmen: Die mittel verreiften Dendriten und die mittel verreiften Nadeln sind mit einer Intervalllänge von $t \pm 1$ min bzw. $t \pm 2$ min gewählt worden statt mit einer Intervalllänge von $t \pm 30$ s, wie es aus ihrer Lage im hellrot markierten Bereich der Abbildung 5.2 zu vermuten wäre. Der Grund für die Wahl der grösseren Intervalllängen liegt bei den mittel verreiften Dendriten und den mittel verreiften Nadeln im grösseren Bereich der Teilchendurchmesser, wie in Abbildung 5.4 zu sehen ist.

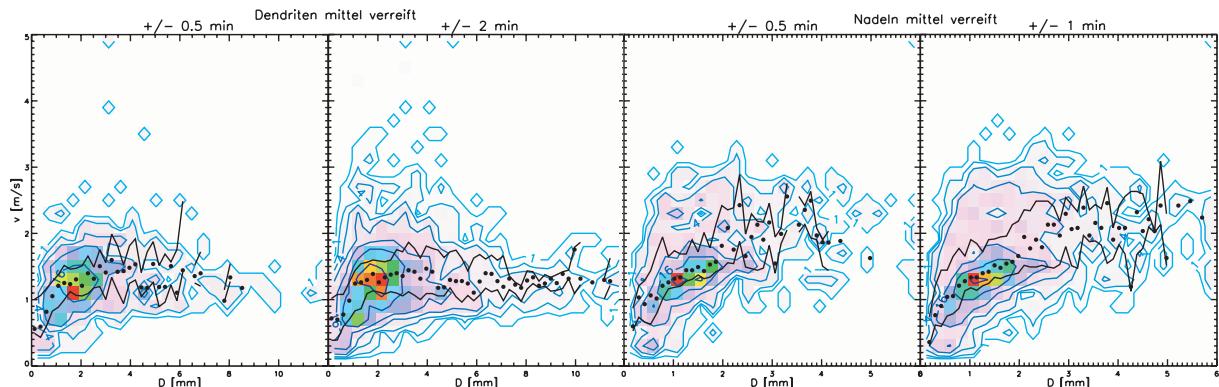


Abbildung 5.4: Verteilungen der Teilchengeschwindigkeiten gegenüber den Teilchengrössen von mittel verreiften Dendriten und mittel verreiften Nadeln für unterschiedliche Intervalllängen. Beachte die unterschiedliche x -Achsen- Skala. Das erste und dritte Quartil sind mit Linien, der Median mit Punkten gekennzeichnet. Die Farbwerte und die Isolinien geben die Häufigkeit der Werte wieder. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$.

5.2.2 Beschreibung der Fallgeschwindigkeit mit Fits und Quartilen

Üblicherweise werden Größen-Geschwindigkeits-Relationen von Eiskristallen und Schneeflocken durch Potenzfunktionen $v(D) = a D^b$ angegeben. Diese geben jedoch die gemessenen Verteilungen, besonders wenn Teilchen eines weiten Größenbereichs beobachtet werden, nicht gut wieder, weshalb eine Exponentialfunktion der Form

$$v(D) = a_0(1 - e^{-a_1 D}) + a_2 D \quad (5.1)$$

mit v in m/s und D in mm eingeführt wurde¹. Diese Exponentialfunktion ist einerseits an die Daten und andererseits an Medianwerte der Daten gefittet worden.

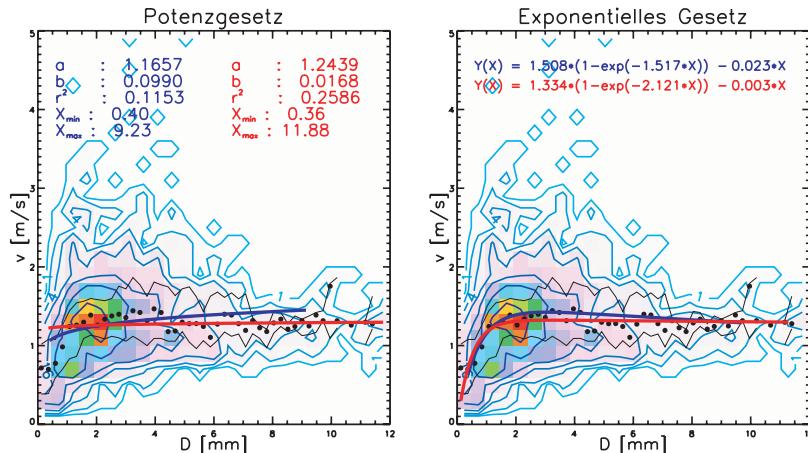


Abbildung 5.5: Vergleich der Potenzgesetz- und der Exponentiellen Gesetz-Fits. Das erste und dritte Quartil sind mit Linien, der Median mit Punkten gekennzeichnet. Die roten Linien bezeichnen Fits an die Mediane, die blauen Linien bezeichnen Fits an die Daten. Die Farbwerte und die Isolinien geben die Häufigkeit der Werte wieder. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$.

Abbildung 5.5 zeigt als Beispiel eine Gegenüberstellung von Potenzgesetz-Fits und Exponentialfunktion-Fits für mittel verreifte Dendriten. Die Endpunkte der Fitkurven umfassen jeweils 96% der zugrundeliegenden Datenpunkte, da jeweils 2% der kleinen und

¹Für Regentropfen haben Kogan und Shapiro (1996) in einem expliziten mikrophysikalischen Wolkenmodell und Rogers et al. (1993) bei einem Vergleich von Daten eines Radar-Windprofilers und eines 2D-Teilchenmesssystems eines Flugzeuges eine Funktion $v(D) = k_1 - k_2 e^{-\lambda D}$ mit konstanten Werten für k_1 , k_2 und λ eingeführt.

grossen x -Werte ausgeblendet wurden. Die Potenzgesetz-Fits überschätzen in dem Beispiel die Medianwerte der Fallgeschwindigkeiten der Dendriten mit einer Grösse kleiner als 1 mm um rund 100% und unterschätzen die Fallgeschwindigkeiten der Dendriten mit einer Grösse zwischen als 2 mm und 4 mm um rund 13%. Sowohl der Exponentialgesetz-Fit an die Daten wie auch der Exponentialgesetz-Fit an die Mediane der Daten repräsentiert die zugrunde liegenden Daten besser. Ausserdem berücksichtigt der lineare Term $a_2 D$ die beobachteten Änderungen der Geschwindigkeit auch im Sättigungsbereich des Exponentialgesetzes. Die beobachtete Sättigung beginnt im Beispiel der Abbildung 5.5 bei rund 2.2 mm.

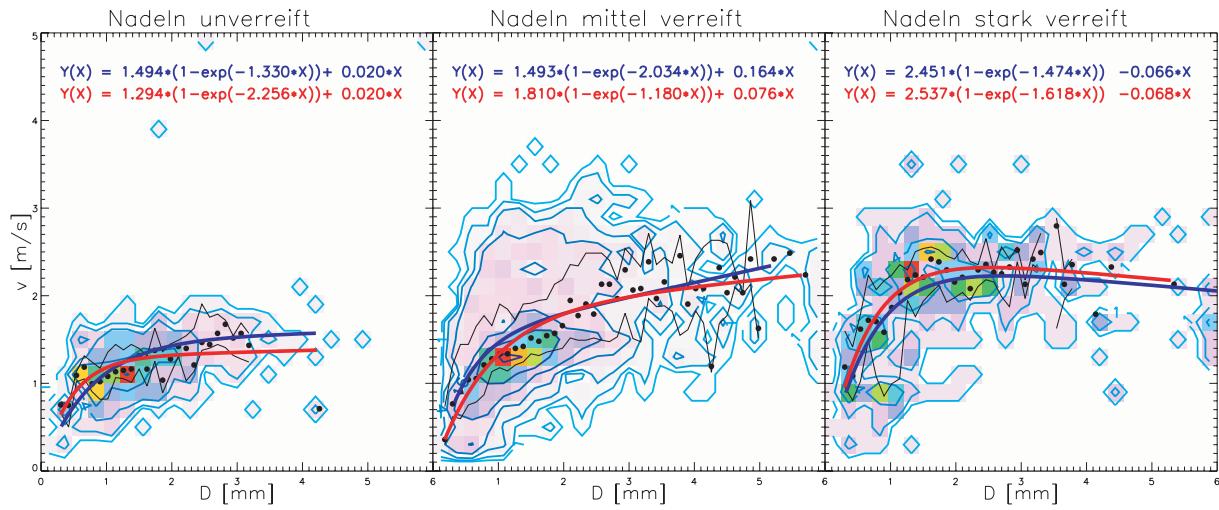
Eine weitere wichtige Grösse zur Beschreibung der Fallgeschwindigkeiten ist neben den gefitteten Werten und Medianen die grosse Streuung der Fallgeschwindigkeiten für eine gegebene Grösse der Teilchen. Die dünnen schwarzen Linien der Abbildung beschreiben das zweite und vierte Quartil (25%-Quantil und 75%-Quantil) der Daten und umfassen somit 50% der Daten.

5.2.3 Vergleich der Fallgeschwindigkeiten

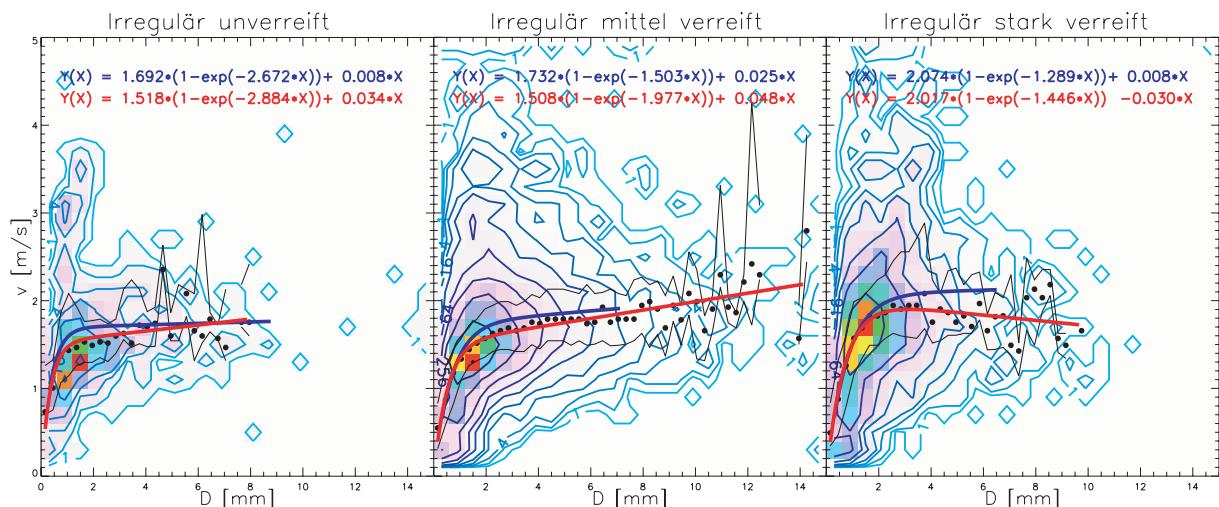
In Abbildung 5.6 ist für die untersuchten Teilchentypen und für die drei gewählten Bereiche der Verreifung das Verhalten der Grössen-Geschwindigkeits-Relationen von Eiskristallen und Schneeflocken gezeigt. Die Relationen hängen vom Kristalltyp und der Verreifung der Teilchen ab (Barthazy und Schefold (2003)). Für Nadeln (Abb. 5.6(a)), irreguläre Teilchen (Abb. 5.6(b)), hexagonale Platten (Abb. 5.6(c)) und Dendriten (Abb. 5.6(f)) liegt eine klare Abhängigkeit der Fallgeschwindigkeit von der Verreifung der Teilchen vor. Die Werte der Medianwerte, die Quartile und die Fits in den Verteilungen nehmen zu den höheren Verreifungsstufe hin erwartungsgemäss zu. Bei Nadeln und Dendriten ist die Zunahme der Geschwindigkeit durch die Verreifung ausgeprägt, während bei den irregulären Teilchen und den hexagonalen Platten die Zunahme erkennbar ist. Bei den Kristallen mit den breiten Armen (Abb. 5.6(d)) scheint die Abhängigkeit der Grössen-Geschwindigkeits-Relationen von der Verreifung jedoch nicht vorzuliegen. In Abbildung 5.6(e) ist die Relation der Fallgeschwindigkeit für Graupel gezeigt, während in Abbildung 5.6(g) eine Ge genüberstellung der Relationen der stark verreiften Teilchen und Graupel gezeigt ist. Die Daten der Graupelverteilung sind gefiltert worden, da nicht nur Graupel gemessen wurde. Dazu sind sukzessive die Daten einzelner Teilchen ausgefiltert worden, deren Messpunkte in der Verteilung von der dominierenden, gemessenen Relation von Graupel deutlich entfernt lagen. Es werden aus dieser Übersicht von Abbildung 5.6 fünf Schlussfolgerungen gezogen:

- Es gibt annähernd eine Sättigung der Größen-Geschwindigkeits-Relationen von Eiskristallen und Schneeflocken. Sie tritt auf, wenn die Teilchen über einen weiten Größenbereich beobachtet werden. Dies spiegelt sich darin wieder, dass die Exponentialfunktion $v(D) = a_0(1 - e^{-a_1 D}) + a_2 D$ mit $-1 \leq a_2 \leq 1$ gut an die Daten und die Mediane der Daten gefittet werden kann. Außerdem wird bei den Quartilen der Daten ein ähnliches Verhalten der annähernden Sättigung beobachtet. Die Position der Sättigungsschulter der Größen-Geschwindigkeits-Relation kann durch den Parameter a_1 beschrieben werden und ist abhängig vom Typ und der Verreifung der Teilchen. Die Geschwindigkeiten von Teilchen rechts der Sättigungsschulter sind hauptsächlich durch den linearen Term $a_2 D$, $-1 \leq a_2 \leq 1$, wiedergegeben. Eine Potenzfunktion $v(D) = aD^b$ kann eine solche beobachtete Sättigung nicht beschreiben. Beachte, dass die Gleichung 3.16, die die theoretische Beziehung der Terminalgeschwindigkeit, der Masse, dem maximalen Durchmesser und dem Fluss entgegengesetzten Fläche A_{eff} beschreibt, eine solche beobachtete Sättigung beschreiben kann, falls der Quotient m/A_{eff} (bei gegebenem Teilchentyp und gegebener Verreifungsstufe) in geeigneter Weise von D abhängig ist. Der Spezialfall konstanter Dichte eines Niederschlagsteilchens wird von Hanesch (1999) beschrieben, wo die horizontale Ausdehnung h eines festen Niederschlagsteilchens als massgebend für die Fallgeschwindigkeit bezeichnet wird. h ist dann proportional zu m/A_{eff} .
- Durch die Verreifung gleichen sich die Größen-Geschwindigkeits-Relationen der Teilchen an. Die Relationen der stark verreiften Teilchen und Graupel gleichen sich bis zu einem Gebiet $D = (2 \pm 0.5)$ mm und $v = (2 \pm 0.5)$ m/s, bei dem sich die Positionen der Sättigungsschultern der stark verreiften Teilchen befinden, während die Relationen von Graupel weiter ansteigen (Abbildung 5.6(g)). Da bei den stark verreiften Teilchen bei der Untersuchung der Formvarproben der zugrunde liegende Teilchentyp noch erkennbar war, war die Verreifungsstufe der stark verreiften Teilchen nicht grösser als 4, während Graupel eine Verreifungsstufe von 5 aufweist. Es folgt die höher liegende Sättigungsschulter von Graupel aufgrund des höheren Quotienten m/A_{eff} bei Graupelteilchen grösser als $D = (2 \pm 0.5)$ mm. Die stark verreiften Teilchen grösser als $D = (2 \pm 0.5)$ mm können hingegen aggregieren und haben dadurch einen vermindernden Quotienten m/A_{eff} . Die Größen-Geschwindigkeits-Relationen von Graupel und stark verreiften Teilchen gleichen sich jedoch links des Gebiets $D = (2 \pm 0.5)$ mm und $v = (2 \pm 0.5)$ m/s, wo die Aggregation vermutlich weder bei Graupel noch bei den stark verreiften Teilchen auftritt und dann der Quotient m/A_{eff} ähnlich ist. m kann dann durch die Masse einer Kugel aus Eis und A_{eff} durch eine Kreisfläche angenähert werden. In Abbildung 5.6(g) ist eine Referenzlinie angegeben.

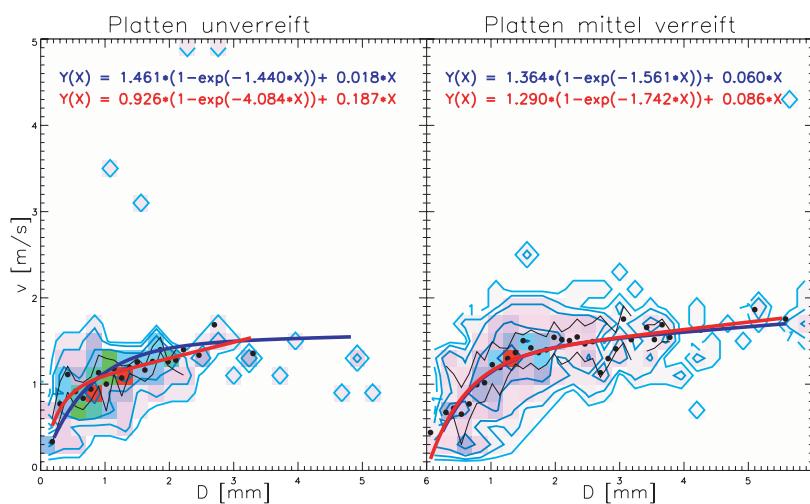
- Das Vorzeichen der Steigung des linearen Terms $a_2 D$ des Exponentialgesetz-Fits ist abhängig von der Verreifung und der Aggregation. Bei allen stark verreiften Teilchen, Graupel und mittel verreiften Dendriten ist die Steigung des linearen Terms $a_2 D$ des Exponentialgesetz-Fits negativ. Bei allen anderen Teilchen (unverreifte und mittel verreifte hexagonale Platten, Nadeln, Kristallen mit breiten Armen und irreguläre Teilchen) ist die Steigung positiv. Der Grund dafür ist, dass sowohl Aggregation als auch Verreifung den Quotienten m/A_{eff} unterschiedlich, aber abhängig von der Teilchengrösse beeinflussen. Bei den stark verreiften Teilchen ist dann die negative Steigung mit einer Überkompensation der Verreifung durch die Aggregation zu erklären. Bei negativer Steigung dominiert also entlang der D -Skala zuerst die Verreifung, dann die Aggregation in Bezug auf den Quotienten m/A_{eff} .
- Die Grössen-Geschwindigkeits-Relationen hängen vom Teilchentyp und der Verreifung ab. Die Relationen sind in den Plots angegeben, zum einen als Fit an die Mediane der Daten und zum anderen als Fit an die Daten selbst. Der Fit an die Daten beschreibt die Mittelwerte der Verteilung, ist aber abhängig von Ausreissern. Deren Einfluss wird beim Fit an die Mediane vermieden. Ausser bei Graupel und bei den stark verreiften irregulären Teilchen lässt sich die Abweichung des Median-Fits vom Daten-Fit auf 10% begrenzen. Eine Übersicht über die Abhängigkeiten der Grössen-Geschwindigkeits-Relationen vom Teilchentyp und von der Verreifung ist oben in diesem Abschnitt gegeben.
- Es gibt eine grosse Streuung der beobachteten Fallgeschwindigkeiten für eine gegebene Teilchengrösse, einen gegebenen Teilchentyp und eine gegebene Verreifungsstufe. Die Streuung lässt sich mit den angegebenen Quartilen beschreiben, die 50% der Daten umfassen. Der vertikale Abstand der Quartile beträgt rund 0.3 m/s bis 1.0 m/s. Der maximale vertikale Abstand der Quartile tritt bei stark verreiften irregulären Teilchen auf und beträgt dort 1.2 m/s bei rund 4 mm. Die grosse Streuung der beobachteten Fallgeschwindigkeiten muss auf die natürliche Streuung der verschiedenen Eigenschaften der Eiskristalle und Schneeflocken zurückgeführt werden.



(a) Nadeln (N1a, N1c)



(b) Irreguläre Teilchen (Typ 11, 14 und andere)



(c) Hexagonale Platten (P1a)

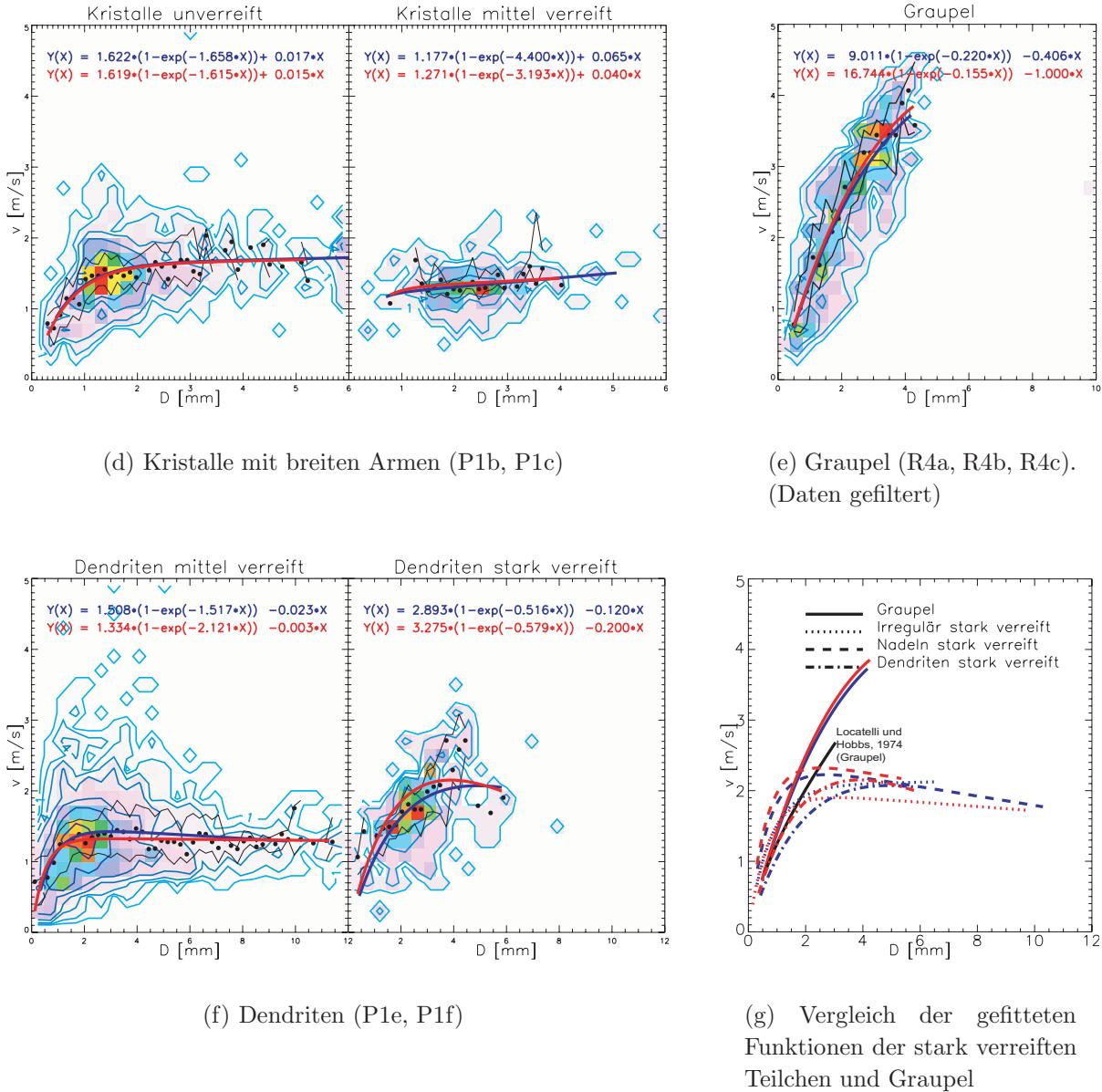


Abbildung 5.6: Verteilungen der Teilchengeschwindigkeiten gegenüber der Teilchengrößen verschiedener Teilchentypen und verschiedener Verreifungsgrade. Die roten Linien bezeichnen Fits an die Mediane, die blauen Linien bezeichnen Fits an die Daten. Die Intervalllängen sind in Abbildung 5.2 gegeben. Beachte die unterschiedliche x-Achsen-Skala.

5.2.4 Beschreibung der Formen der Teilchen mit Fits und Quartilen

Das Achsenverhältnis ϵ ist nach Abschnitt 2.3.2 definiert als der Quotient von kürzerer und längerer Achse der Fitellipse. Die Abbildung 5.7 zeigt als Beispiel eine Verteilung des gemessenen Achsenverhältnisses gegenüber der gemessenen Teilchengröße für mittel verreifte Nadeln mit der Intervalllänge $t \pm 5$ min. Diese Daten sind einerseits wegen der

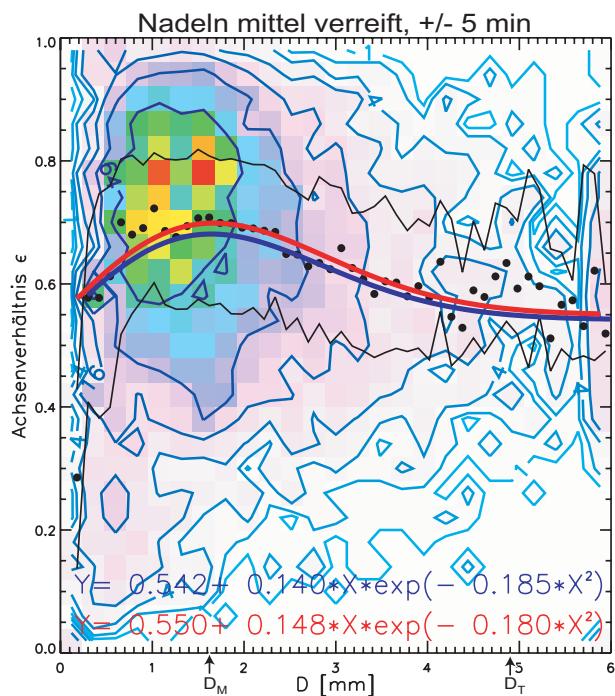


Abbildung 5.7: Verteilung des Achsenverhältnisses gegenüber der Teilchengröße für mittel verreifte Nadeln und $t \pm 5$ min. Das erste und dritte Quartil sind mit Liniensymbolen gekennzeichnet. Der Median ist mit Punkten gekennzeichnet. Die roten Linien bezeichnen Fits an die Mediane, die blauen Linien bezeichnen Fits an die Daten. Die Farbwerte und die Isolinien geben die Häufigkeit der Werte wieder. Der Farbwert Rot kennzeichnet den am stärksten besetzten Bin. Die Werte der Isolinien sind 2^n , $n \in \mathbb{N}$. Beachte, dass die Intervalllänge nicht der in Abbildung 5.2 vorgegebenen Intervalllänge entspricht. Pfeile an der x -Achse markieren die Positionen des Maximums und der „Talsole“ der an die Mediane gefiteten Funktion.

guten zugrunde liegenden Statistik und andererseits wegen der einfachen, linearen Form von Nadeln hier als Beispiel gewählt worden. Es ist eine Funktion an die Daten und an die Mediane gefittet worden, die dazu dienen soll, die gemessenen Daten zu repräsentieren:

$$\epsilon(D) = b_0 + b_1 D e^{-b_2 D^2} \quad (5.2)$$

Diese Fitfunktion ist schief, da sie einerseits den Punkt $(0, b_0)$ der Verteilung schneidet und andererseits asymptotisch ausläuft. Wird die Definition der Gauss'schen Standardab-

weichung zur Beschreibung der Fitfunktion angewendet, ergeben sich für den Graphen der Fitfunktion zum einen die Positionen des Maximums (von $(0, b_0)$ aus eine Standardabweichung der Fitfunktion nach rechts verschoben und in Abbildung 5.7 mit D_M markiert):

$$D_M = \frac{1}{\sqrt{2} b_2}, \quad (5.3)$$

und zum anderen wird die Positionen der „Talsole“ der Fitfunktion definiert (von $(0, b_0)$ aus drei Standardabweichungen nach rechts verschoben und in Abbildung 5.7 mit D_T markiert):

$$D_T = \frac{3}{\sqrt{2} b_2} \quad (5.4)$$

Die Funktionswerte der Fitfunktion an der Position des Maximums und an der Position der Talsole sind

$$\epsilon(D_M) = b_0 + 0.42 \frac{b_1}{\sqrt{b_2}} \quad (5.5)$$

und

$$\epsilon(D_T) = b_0 + 0.22 \frac{b_1}{\sqrt{b_2}}. \quad (5.6)$$

Ebenso wie bei der Beschreibung der Streuung der Geschwindigkeit der Teilchen kommen Quartile zur Beschreibung der Streuung der gemessenen Achsenverhältnisse zum Einsatz.

Es gibt bei der Messung der Breite nach Abschnitt 2.4.1 eine Standardabweichung der Breite von 6% – 10% bei Teilchen mit $D \leq 0.5$ mm, während bei $D \leq 1$ mm die Standardabweichung 3% – 4% beträgt. Die Messung des Achsenverhältnisses beruht auf der Formkorrektur der Teilchen und der Konstruktion einer Fitellipse. Die Formkorrektur wiederum basiert im Wesentlichen auf der Messung der Geschwindigkeit und der Breite. Aus diesem Grunde werden Messungen des Achsenverhältnisses von Teilchen mit $D \leq 0.5$ mm im folgenden nicht betrachtet.

5.2.5 Vergleich der Formen und Orientierungen der Teilchen

Verreifung

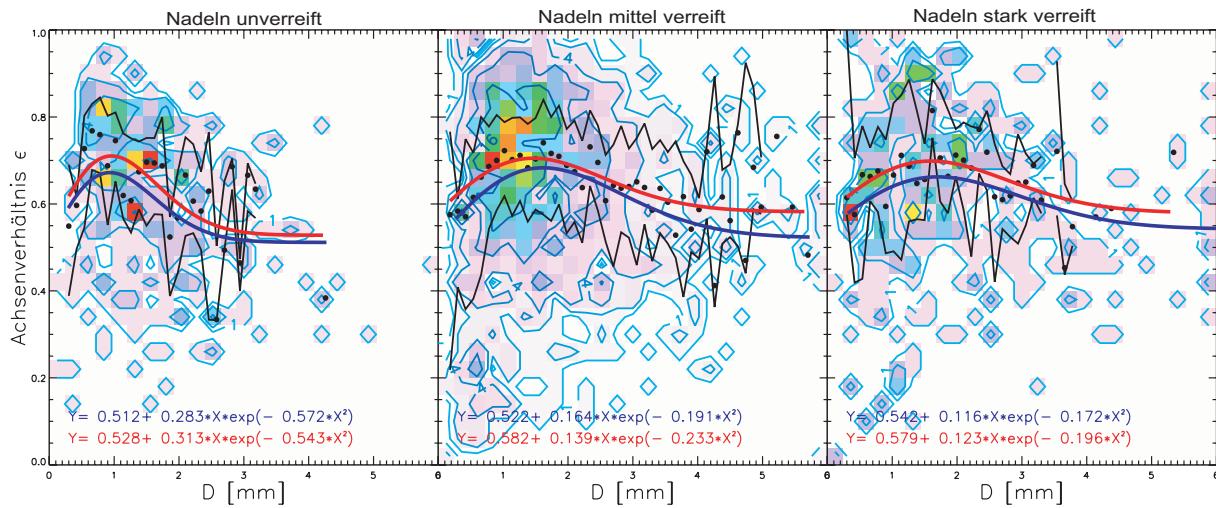
In Abbildung 5.8 sind für die untersuchten Teilchentypen und für die drei gewählten Bereiche der Verreifung (Verreifung 0 – 1, 1 – 3.5, 3.5 – 5) Verteilungen der Achsenverhältnisse gegenüber den Teilchengrößen von Eiskristallen und Schneeflocken gezeigt. In Tabelle 5.1 sind die Positionen und die Funktionswerte der Maxima und der Talsohlen der Fits an

die Medianen aufgeführt. Aus der Betrachtung werden die folgenden Schlussfolgerungen gezogen:

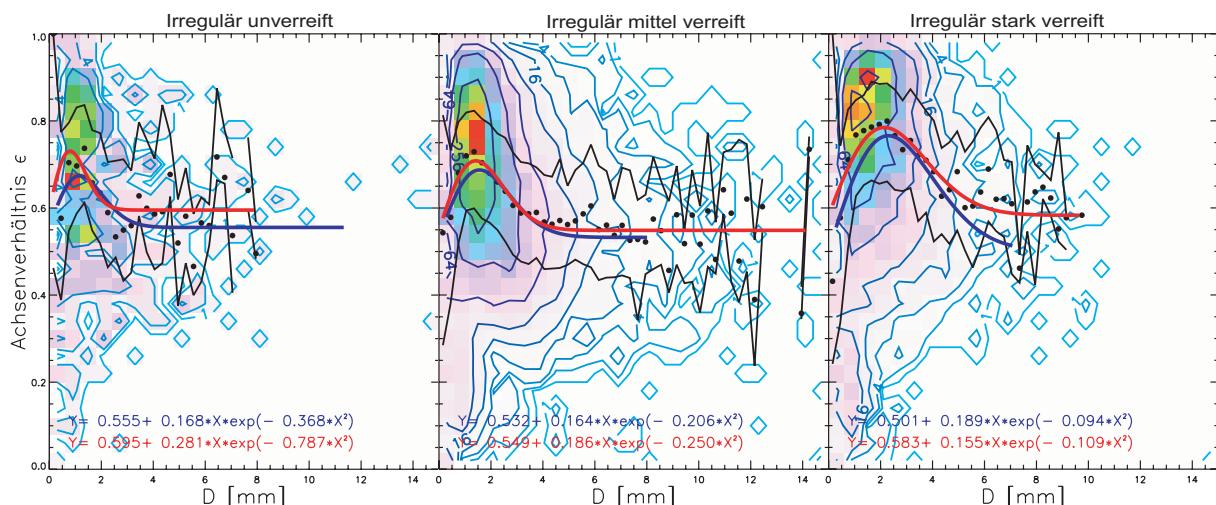
- *Die Verreifung der Teilchen erhöht das gemessene Achsenverhältnis.* Beobachte, wie die Werte von D_M und D_T in Tabelle 5.1 durch Verreifung markant ansteigen. Dadurch erhöhen sich die Werte von ϵ derjenigen Teilchen mit $D_M \leq D \leq D_T$. Die Werte von $\epsilon(D_M)$ und $\epsilon(D_T)$ bleiben jedoch, ausser bei den Dendriten, nahezu konstant: $\epsilon(D_T)$ ist überall im Bereich 0.6 – 0.7, ausser bei Graupel und Dendriten, dort ist $\epsilon(D_T) = 0.75$.
- *Die Position von D_M und D_T hängt vom Teilchentyp ab.* Bei unverreiften Platten und Kristallen ist die Position des Maximums weiter rechts als bei unverreiften Nadeln und irregulären Teilchen, während die Position des Maximums bei mittlerer Verreifung ähnlich ist. Bei starker Verreifung gilt $D_{M, \text{Nadeln}} < D_{M, \text{Irr. Teilchen}} < D_{M, \text{Dendriten}} < D_{M, \text{Graupel}}$.
- *Die Quartile verhalten sich homogen.* Sie befinden sich mit statistischen Schwankungen bei allen Messungen bei $\pm 15\%$ der Medianwerte des Achsenverhältnisses.

	D_M	unverreift		mittel verreift		stark verreift	
		D	$\epsilon(D)$	D	$\epsilon(D)$	D	$\epsilon(D)$
Irreguläre Teilchen	D_M	0.80	0.73	1.42	0.71	2.15	0.78
	D_T	2.39	0.66	4.25	0.63	6.44	0.69
Nadeln	D_M	0.96	0.71	1.46	0.70	1.60	0.70
	D_T	2.88	0.62	4.39	0.65	4.79	0.64
Platten	D_M	1.18	0.69	1.43	0.68		
	D_T	3.53	0.58	4.30	0.62		
Kristalle mit breiten Armen	D_M	1.20	0.83	1.57	0.80		
	D_T	3.60	0.68	4.71	0.69		
Dendriten	D_M			1.59	0.73	2.48	0.87
	D_T			4.76	0.66	7.43	0.75
Graupel	D_M					3.10	0.85
	D_T					9.30	0.76

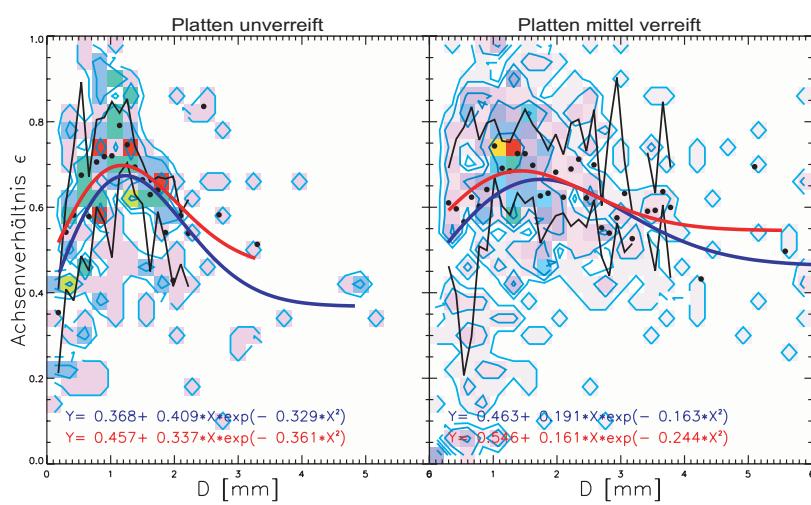
Tabelle 5.1: Werte von D_M [mm], $\epsilon(D_M)$, D_T [mm] und $\epsilon(D_T)$ nach Gleichungen 5.3 - 5.6 für die Verteilungen aus Abbildung 5.8. Die Werte beziehen sich auf Fits an die Medianen der Verteilungen des Achsenverhältnisses gegenüber der Teilchengröße.



(a) Nadeln (N1a, N1c)



(b) Irreguläre Teilchen (Typ 11, 14 und andere)



(c) Hexagonale Platten (P1a)

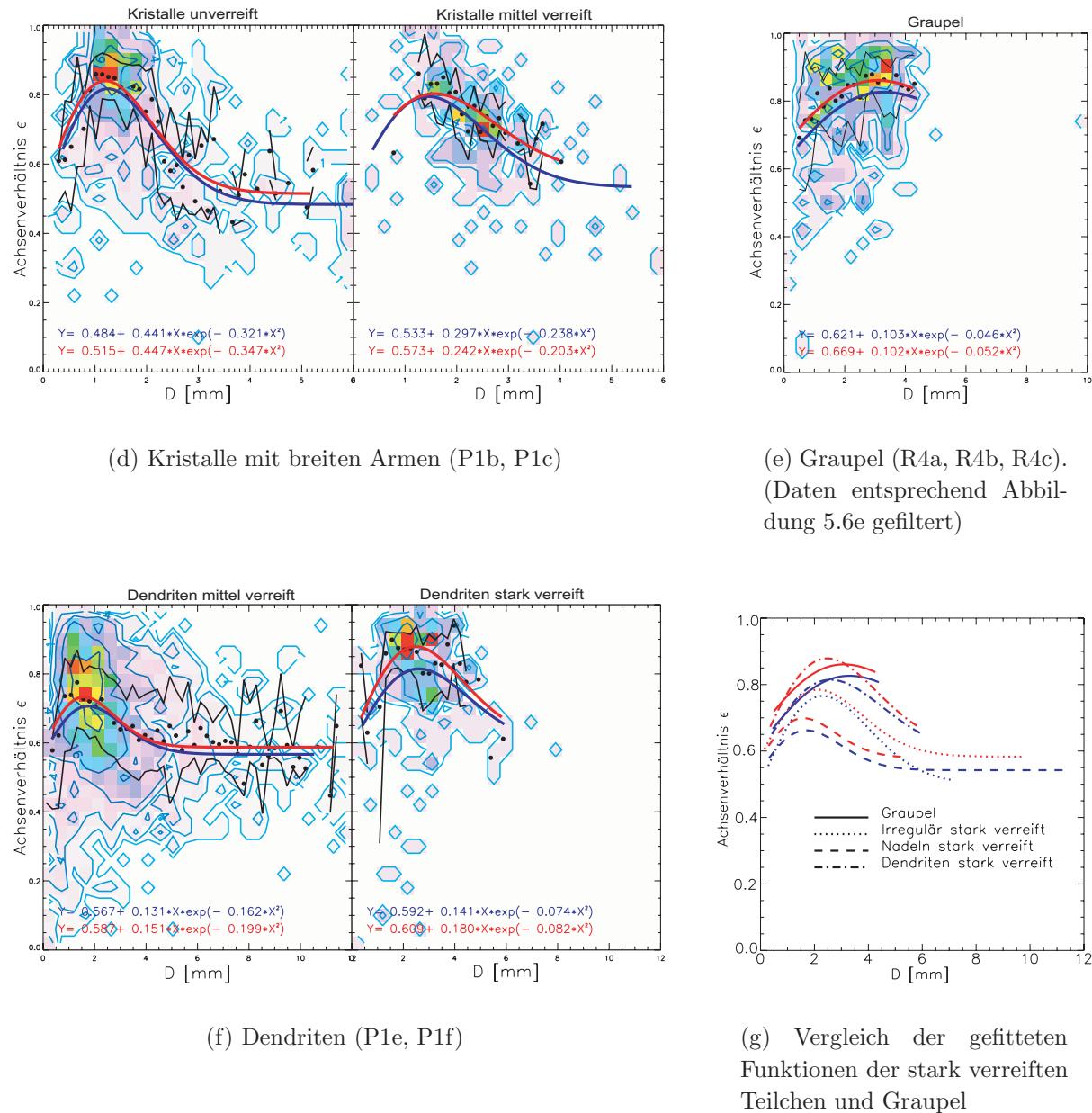


Abbildung 5.8: Verteilungen der Achsenverhältnisse der Teilchen gegenüber der Grösse verschiedener Teilchentypen und verschiedener Verreifungsgrade. Die Intervalllängen sind in Abbildung 5.2 gegeben. Beachte die unterschiedliche x-Achsen-Skala.

Orientierung

In den Abbildungen 5.9 und 5.3 sind Verteilungen des Anstellwinkels α der Fitellipse gegenüber dem Achsenverhältnis ϵ der Fitellipse von Nadeln, unverreiften irregulären Teilchen, stark verreiften irregulären Teilchen und Graupel gegeben. Bei den gezeigten

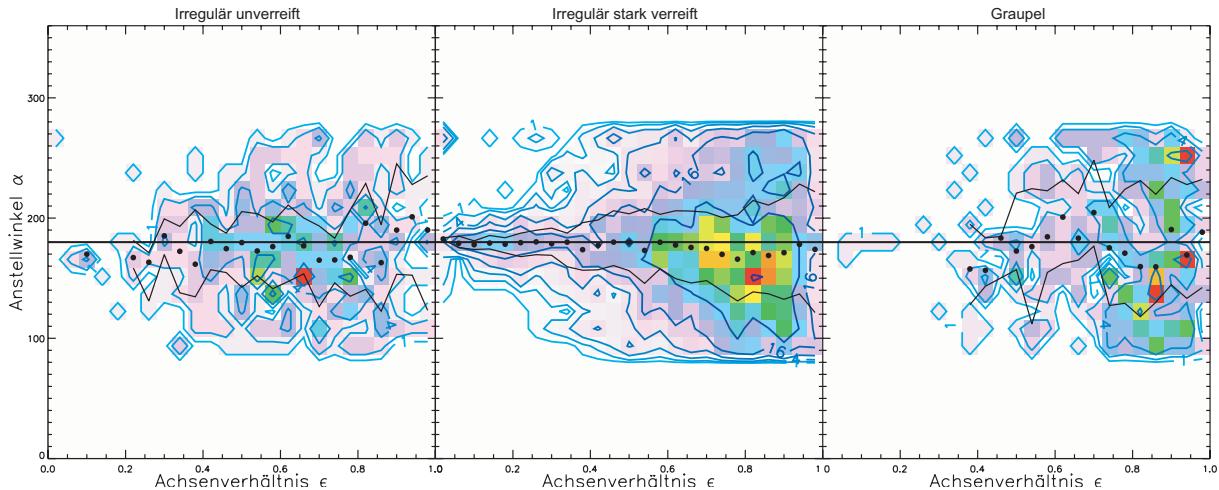


Abbildung 5.9: Gegenüberstellung von Teilchenorientierungen von unverreiften irregulären Teilchen, stark verreiften irregulären Teilchen und Graupel. Vergleiche ausserdem Abbildung 5.3.

und anderen Abbildungen befinden sich die Mediane des Anstellwinkels um den Anstellwinkel 0° (entspricht 180°) herum. Abweichungen der Mediane von 0° müssen durch die Quantität der zugrunde liegende Daten (Statistik) erklärt werden. Bei den gezeigten und bei anderen Daten liegen die Quartile des Anstellwinkels bei den kleinen gemessenen Achsenverhältnissen näher beieinander als bei den grossen gemessenen Achsenverhältnissen. Es lässt sich hier keine Abhängigkeit vom Teilchentyp oder von der Verreifung finden: Die Werte der Quartile des Anstellwinkels α streben für $\epsilon \rightarrow 1.0$ gegen $180^\circ \pm 60^\circ$ und für $\epsilon \rightarrow 0.0$ gegen $180^\circ \pm 0^\circ$. Ausserdem werden im Bereich $0.4 \leq \epsilon \leq 1.0$ alle möglichen Werte von α beobachtet, während im Bereich $0.0 \leq \epsilon \leq 0.4$ die horizontale Ausrichtung dominiert. Diese Überlegungen müssen auf Abbildung 5.8 angewendet werden:

- Bei Teilchen mit kleinen gemessenen Achsenverhältnissen dominiert eine horizontale (oblate) Ausrichtung, während bei Teilchen mit grösseren Achsenverhältnissen die oblate und die prolate Ausrichtung gemischt sind. Unabhängig von dem vorherrschenden Teilchentyp und der vorherrschenden Verreifungsstufe werden in Abbildung 5.8 kleine Teilchen mit $D \leq 2$ mm und $\epsilon \sim 0.2$ ($0.0 \leq \epsilon \leq 0.4$) beobachtet,

welche nach den Bemerkungen zu Abbildung 5.9 horizontal ausgerichtet sind. Bei allen anderen Achsenverhältnissen ist die Ausrichtung prolat und oblat gemischt. Eine ausgeprägte horizontale Ausrichtung von Teilchen mit $D \leq 2$ mm ist besonders bei Nadeln aller Verreifungsstufen, irregulären Teilchen aller Verreifungsstufen, unverreiften und mittel verreiften Platten und mittel verreiften Dendriten zu beobachten. Bei der Messung von unverreiften und mittel verreiften Kristallen mit breiten Armen und bei der Messung von Graupel werden fast keine horizontal ausgerichteten Teilchen beobachtet.

5.3 Die Darstellung abgeleiteter Verteilungen

Die Daten des Schneespektrographen eignen sich dazu, Zeitreihen gemessener oder abgeschätzter Größen mit Daten von anderen Niederschlag messenden Geräten zu vergleichen. Beispiele dazu sind in den Abbildungen 4.12 und 4.13 gegeben. Dort sind die abgeschätzten Massen von Regentropfen bzw. Eiskristallen und Schneeflocken mit den Daten eines Distrometers verglichen worden. Im folgenden ist eine verallgemeinerte Darstellung der Daten des Schneespektrographen gegeben in Form von Zeitreihen von eindimensionalen und zweidimensionalen Verteilungen von gemessenen und abgeschätzten Größen. Die Darstellung ist zum einen dazu geeignet, die grundsätzliche Variabilität der gemessenen Daten zu aufzuzeigen, da die gemessenen Größen sowohl eine natürliche, intrinsische Streuung aufweisen, als auch bei einem stratiformem Niederschlag in der Zeit variabel sind. Zum anderen kann die aufgezeigte Methode als Tool verwendet werden, das zur Inspektion der Daten oder für den einfachen, optischen Vergleich der Daten mit Zeitreihen von anderen Niederschlag messenden Geräten eingesetzt werden kann. In dem folgenden Abschnitt wird die Verwendung der von den Daten des Schneespektrographen abgeleiteten Verteilungen eines spezifischen Falls in qualitativer und beispielhafter Hinsicht vorgestellt.

5.3.1 Daten des Schneespektrographen

In den Abbildungen 5.10 und 5.11 sind gemessene und abgeleitete Verteilungen des Schneespektrographen von einem Fall des 07.11.2002, 08.00 Uhr - 16.00 Uhr gezeigt. Abbildung 5.10 zeigt eindimensionale Verteilungen, d.h., dass für die verschiedenen Zeitpunkte Intensitäten der angegebenen Größen gemessen wurden. Im Unterschied dazu sind die Verteilungen aus Abbildung 5.11 zweidimensional, d.h., dass für die verschiedenen Zeitpunkte zweidimensionale Verteilungen gemessen worden sind (beispielsweise die Fallge-

schwindigkeit gegenüber der Teilchengrösse). Die Farbwerte bezeichnen dort die Werte der Mediane dieser Verteilungen. Des weiteren ist im fünften Plot von Abbildung 5.11 die Verteilung der Verreifung auf der Skala von Mosimann angegeben, die von der Auswertung der Formvarproben stammt (Tabelle 2.5). Der sechste Plot gibt den Teilchentyp beschreibenden Teilchenindex (Tabelle 2.6) wieder.

Die Werte des Achsenverhältnisses, der Teilchengrösse, der Seitenfläche und der horizontalen und vertikalen Geschwindigkeit entstammen direkt der Ausgabe des Matchingprogramms nach Abschnitt 2.3.2. Die Berechnung der Größenverteilung ist in Abschnitt 2.4.3, eine Abschätzung der Bodenfläche in Abschnitt 4.1, und die Berechnung der Masse ist in Abschnitt 4.5 angegeben. Das gezeigte Dopplerspektrum Z_v wird vereinfachend folgendermassen berechnet (Vergleiche Abschnitt 2.4.3 und Baschek et al. (2003)):

$$Z_v(i) = \sum_j \left\{ \begin{array}{ll} K_j \cdot D_j^6 & \text{für } v_i = v_j \\ 0 & \text{für } v_i \neq v_j \end{array} \right\} \quad (5.7)$$

Die Summe wird also über alle gemessenen Teilchen gebildet, die zu einer Geschwindigkeitsklasse i mit der Geschwindigkeit v_i gehören. Im Falle des Schneespektrographen orientiert sich die Konstruktion der Geschwindigkeitsklassen an den möglichen Messwerten der Geschwindigkeit (Formel 2.1), die durch $v_i = 89.49 \cdot 1/i$ gegeben ist. Die Breite der Geschwindigkeitsklasse v_i ist dann $dv_i = 89.49 \cdot (\frac{1}{i} - \frac{1}{i+1})$. Der Faktor K_j trägt der Umrechnung von der größenabhängigen aktiven Messfläche $A(D_j) = (a - 2D_j)(b - 2D_j)$ in das Messvolumen Rechnung, wobei a und b die Länge bzw. Breite der physikalischen Messfläche darstellen:

$$K_j = \frac{1}{A(D_j) \cdot v_i \cdot dt \cdot dv_i} \quad (5.8)$$

mit dt dem Zeitschritt im Dopplerspektrum. Die gezeigte Dopplergeschwindigkeit v_{Dop} ist dann durch das erste Moment von Z_v gegeben:

$$v_{\text{Dop}} = \frac{\sum_i Z_v(i) \cdot v_i \cdot dv}{\sum_i Z_v(i) \cdot dv} \quad (5.9)$$

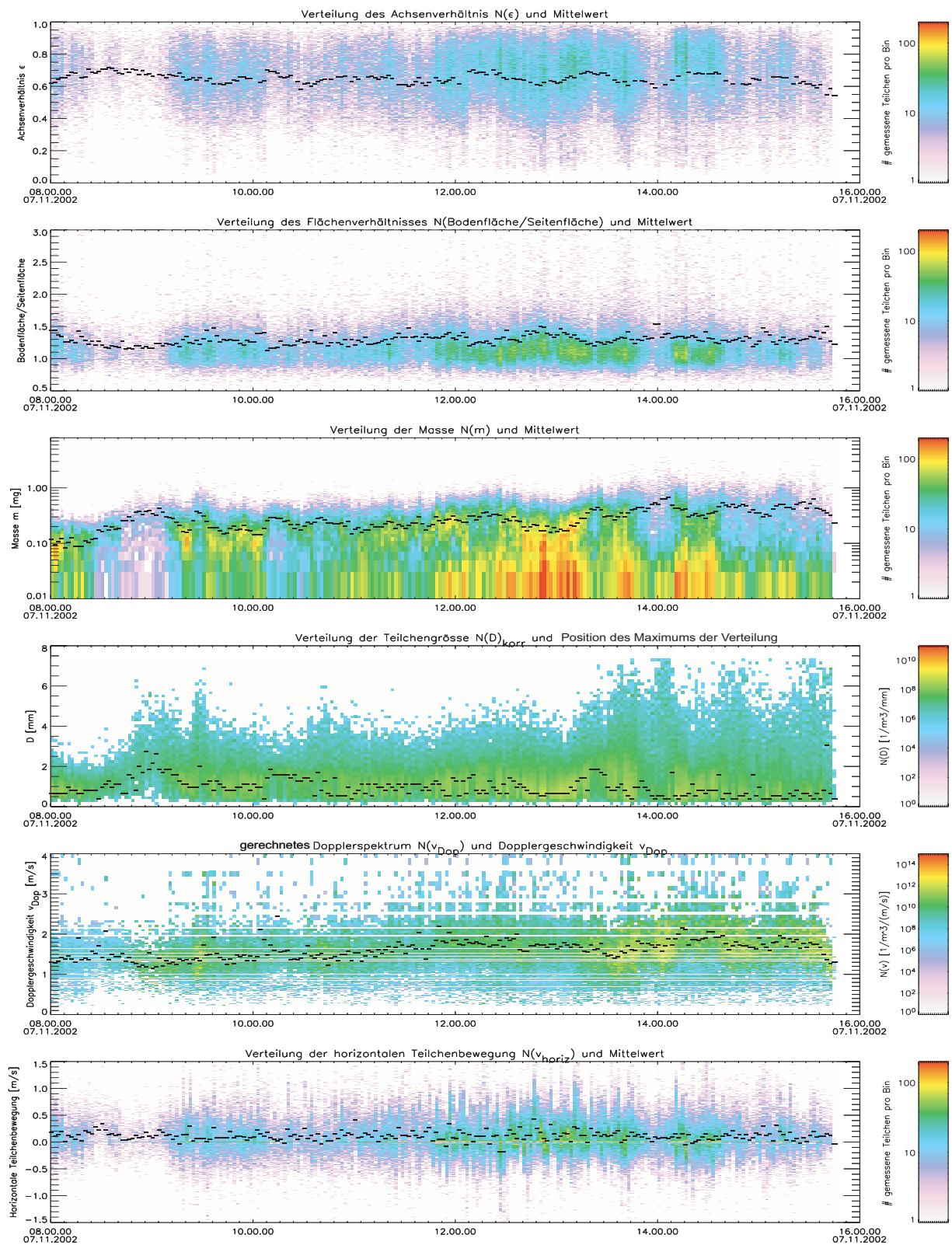


Abbildung 5.10: Bildunterschrift folgend.

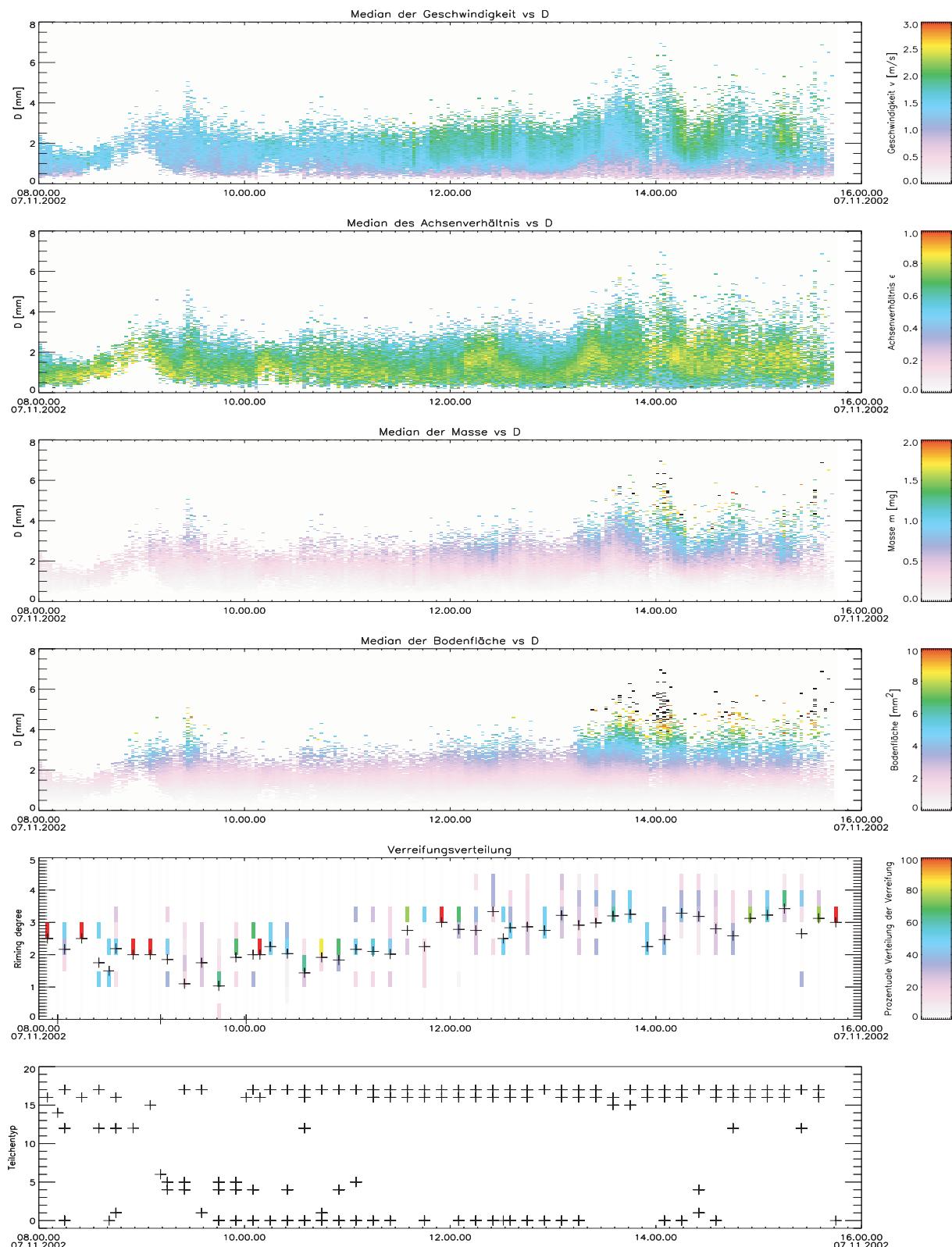


Abbildung 5.11: Bildunterschrift folgend.

Abbildung 5.10: Gemessene und abgeleitete eindimensionale Verteilungen des Schneespektrographen. Die Farbwerte bezeichnen eine gemessene Intensität, die genaue Bedeutung ist in den jeweiligen Legenden angegeben. Weiter sind Mittelwerte bzw. Maximalwerte der Verteilungen bezeichnet. Die angegebenen Zeiten sind Lokalzeiten. Daten von Rigi Staffel, 07.11.2002, 08.00-16.00.

Abbildung 5.11: In den ersten vier Plots sind gemessene und abgeleitete zweidimensionale Verteilungen des Schneespektrographen gezeigt. Die Farbwerte bezeichnen dort Mediane von gemessenen Werten, die genaue Bedeutung ist in den jeweiligen Legenden angegeben. Im fünften Plot entstammt die Verreifungsverteilung der Auswertung der Formvarproben, Farbwerte geben die prozentuale Verteilung und Kreuzchen den Mittelwert wieder. Im sechsten Plot sind die beobachteten Teilchenindexe nach Tabelle 2.6 angegeben. Die angegebenen Zeiten sind Lokalzeiten. Daten von Rigi Staffel, 07.11.2002, 08.00-16.00.

5.3.2 Vergleich mit Daten des X-Band Doppler-Radar

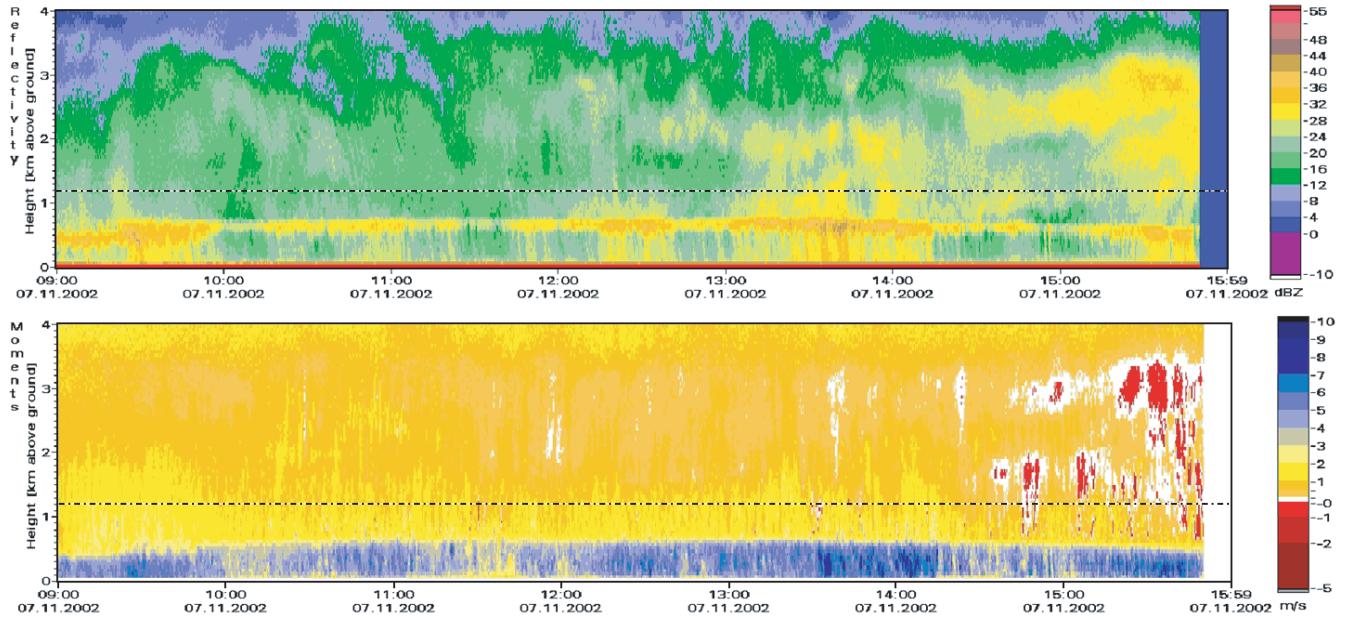


Abbildung 5.12: Reflektivität und Dopplergeschwindigkeit vom X-Band-Radarbus des entsprechenden Falls. Das Setup ist in Abbildung 5.1 gegeben. Die Höhe des Standorts des Schneespektrographen ist durch die gestrichelte Linie gekennzeichnet. Die Zeiten sind als Lokalzeit +1 h angegeben. Messort Greppen. Baschek et al. (2003).

Die in den Abbildungen 5.10 und 5.11 verallgemeinerte Darstellung der Daten des Schneespektrographen erlaubt den einfachen, optischen Vergleich mit Daten anderer Niederschlag messender Geräte. Zur Durchführung eines solchen Vergleiches ist in Abbildung 5.12 die Radar-Reflektivität und die Dopplergeschwindigkeit vom X-Band-Radar des entsprechenden stratiformen Falls gezeigt. Die in der Radar-Reflektivität und in der Dopplergeschwindigkeit erkennbare Schmelzzone befindet sich in einer Höhe von rund 400 m - 700 m unterhalb des Messstandortes des Schneespektrographen. Die Dopplergeschwindigkeit zeigt zum grössten Teil Geschwindigkeiten oberhalb der Schmelzzone im Bereich von rund 0 m/s - 3 m/s (Eiskristalle und Schneeflocken), unterhalb der Schmelzzone rund 2 m/s - 9 m/s (Regen). Ein wichtiges Merkmal der Messung ist die mit roten Farbtönen markierte negative Dopplergeschwindigkeit, die als eingebettete Konvektion interpretiert wird und mit einer zunehmenden Verreifung der Eiskristalle und Schneeflocken in Verbindung gebracht wird. Die Regionen eingebetteter Konvektivität nehmen bei diesem Fall mit der Zeit zu. Die aus der Auswertung der Formvarproben stammende Verteilung der Verreifung ist im fünften Plot von Abbildung 5.11 gezeigt. Es ist dort ab 10.30h eine

Zunahme der durchschnittlichen Verreifung von rund 1.5 bis auf 3.2 auf der Skala von Mosimann zu erkennen. Ein quantitativer Zusammenhang der eingebetteten Konvektivität und der Verteilung der Verreifung für diesen Fall ist detailliert in Baschek et al. (2003) beschrieben. Die Änderung der durchschnittlichen Verreifung ist aber auch allein in den Daten des Schneeskopfgraphen (Abbildungen 5.10 und 5.11) zu erkennen:

- *Beispiel der Detektion der Änderung der Verreifung:* Verreifung entsteht, wenn Eispartikel mit unterkühlten Wolkentröpfchen in Kontakt kommen. Der Massenzuwachs des Teilchens ist dann stärker als der Volumenzuwachs. Von 10.06h - 10.10h steigt der Mittelwert der Verteilung der Masse um 300% von 0.1 mg auf 0.3 mg. In demselben Zeitraum steigt in der Verteilung der Teilchengröße die Position des Maximums von 0.8 mm auf 1.4 mm. Die maximale Teilchengröße bleibt in diesem Zeitraum bei 3.5 mm konstant. Es wird in dem Zeitraum des weiteren erwartungsgemäß eine Zunahme des Mittelwerts der Verteilung des Achsenverhältnis und des Medians der Geschwindigkeit beobachtet, außerdem gibt es zu diesem Zeitpunkt einige höhere Werte der Dopplergeschwindigkeit. Die Beobachtung wird durch die aus der Auswertung der Formvarproben stammende Verreifungsverteilung unterstützt. Es ist jedoch möglich, dass die zeitliche Auflösung der Verreifungsverteilung hier nicht ausreicht, um diese Zunahme der Verreifung im Ganzen wiederzugeben.

Weitere Beispiele der einfachen Anwendung der Darstellung in den Abbildungen 5.10 und 5.11 betreffen den Nachweis des Vorkommens von Nadeln oder des Auftretens von Aggregation allein auf Basis der Daten des Schneeskopfgraphen:

- *Beispiel der Detektion der Form (Nadeln):* Der Mittelwert der Verteilung des Achsenverhältnis und der Median des Achsenverhältnis haben um 12.52h ein Minimum. Der Median beträgt 0.5, der Mittelwert 0.6. Der Mittelwert der Verteilung des Flächenverhältnisses hat jedoch ein lokales Maximum und beträgt 1.5. Die Verteilungen der Masse und der Teilchengröße verhalten sich entsprechend, während der Median der Geschwindigkeit bei einer Teilchengröße von 2.5 mm rund 2 m/s beträgt.
- *Beispiel der Detektion von Aggregation:*
 - Von 08.20h bis 09.00h stieg die Temperatur von -3.0°C auf -1.5°C . Infolge der verbesserten Anhafteffizienz stiegen die beobachtete mittlere Teilchengröße von rund 1 mm auf 2 mm und die mittlere Masse von 0.1 mg auf 0.4 mg. Die beobachteten Teilchen scheinen bei dem beobachteten Aggregationsprozess

runder zu werden: Das mittlere Achsenverhältnis steigt von 0.6 auf 0.7, der Median von 0.7 auf 0.8.

- In der Zeit um 14.00h werden grosse Flocken (D bis 7.5 mm) beobachtet, wie aus der Verteilung der Teilchengröße hervorgeht. Entsprechend ist der Mittelwert der Verteilung der Masse maximal. Die durchschnittliche Verreifung sinkt in der Zeit um 14.00h auf ein lokales Minimum von rund 2.5.
- *Durch die Visualisierung der Variabilität wird die Detektion von mikrophysikalischen Prozessen erlaubt.* Obwohl die gezeigten Daten von einem stratiformen Fall stammen, gibt es eine (hier qualitativ gezeigte) zeitliche und intrinsische (Abschnitte 5.2.3 und 5.2.5) Variabilität der Daten. Durch die Darstellung der Daten durch Zeitreihen von eindimensionalen und zweidimensionalen Verteilungen steht ein Tool zur einfachen, visuellen Auswertung zur Verfügung.

Kapitel 6

Ergebnisse und Ausblick

6.1 Durchführung der Arbeit

Diese Arbeit beschäftigt sich mit verschiedenen Gesichtspunkten der in-situ-Messung, Abschätzung und Beschreibung von Eigenschaften von Eiskristallen und Schneeflocken. Die eigentliche Durchführung der Arbeit gliederte sich in verschiedene Phasen:

- Die Entwicklung des Matchingprogramms (Abschnitte 2.2 und 2.3) und Tests seiner Qualität (Abschnitt 2.4),
- die Vorbereitung der Messkampagnen, die Bereitstellung der verschiedenen dazu nötigen Tools (Abschnitt 2.6 und 2.7) und die Durchführung der Messkampagnen (Abschnitt 5.1),
- die Adaption der hydrodynamischen Theorie (Abschnitte 3.1 und 3.2), dazu die Entwicklung der beiden Methoden der Abschätzung der effektiven Bodenfläche (Abschnitte 4.1 und 4.2) und die Vergleiche der abgeschätzten Masse mit dem Distorometer und dem Schneevideospektrometer für Regen bzw. Eiskristalle und Schneeflocken, um die Massen von Niederschlagsteilchen mit dem Schneespektrographen zu beschreiben (Abschnitte 4.3, 4.4, 4.5 und 4.6),
- die Beschreibung der Geschwindigkeit und der Form von Eiskristallen und Schneeflocken und deren intrinsische und zeitliche Variabilität in Abhängigkeit des Teilchentyps und der Verreifung (Abschnitte 5.2 und 5.3).

6.2 Ergebnisse

In den Kapiteln 2 bis 5 sind sowohl die Durchführung und Auswertung der Arbeit als auch die Ergebnisse der Untersuchungen aufgeführt und diskutiert, so dass hier eine Zusammenfassung der Ergebnisse gegeben werden kann:

- *Die Messgenauigkeit des optischen Schneespektrographen.* Die Standardabweichung einer gemessenen Geschwindigkeit gegenüber einer simulierten Geschwindigkeit beträgt für Schneeflocken und Eiskristalle maximal 0.4%, während die Standardabweichung des gemessenen Durchmessers gegenüber dem simulierten Durchmesser maximal 6.0% beträgt. Bei Regen sind die Werte 0.5% und 10.0%. Es wird für Regentropfen ausserdem eine Korrektur der Grösse vorgeschlagen. Die Übereinstimmung einer solchen Geschwindigkeits-Größen-Relation mit Referenzwerten von Gunn und Kinzer (1949) ist im Bereich 0.6 mm - 2.5 mm bemerkenswert (Abschnitte 2.4.1 und 2.4.2; z.T. referenziert aus Barthazy et al. 2003).
- *Die Güte des Matchingprogramms.* Ein von verschiedenen Parametern abhängiges Matchingprogramm zur Analyse der Daten des Schneespektrographen ordnet die meisten der beiden aufgenommenen Abbildungen von Niederschlagsteilchen einander richtig zu (Matching). Nur so sind genaue Messungen der Teilchengeschwindigkeit und der Größenverteilung mit einem optischen System möglich.
 - Es wird eine Matchingqualität der Teilchenabbildungen im Bereich 0...1 errechnet. Diese erlaubt eine geeignete Auswahl der vorhandenen Matches unter dem Kompromiss zwischen der Qualität und der Anzahl der Matchings. Der Grenzwert z wird bei einem möglichst hohen Wert von $z = 0.6$ gezogen, da sich im Bereich $z \leq 0.6$ nahezu identische Größenverteilungen ergeben und im Bereich $0.6 < z \leq 1$ zu wenige gematchte Teilchen vorliegen. Eine Größen-Geschwindigkeits-Verteilung gleicht dann bemerkenswert einem anderen möglichen Auswahlkriterium, bei dem pro Block nur ein Abbildungspaar zugelassen wird (Abschnitte 2.4.3 und 2.4.4). Die ausgewählten Matchings sind also sicher.
 - Das Matchingprogramm ist von Parametern abhängig. Kleine Änderungen im Parametersatz des Matchingprogramms führen zu kaum bemerkbaren Änderungen in der errechneten Größenverteilung, die von der Geschwindigkeitsmessung abhängig ist. Beispielsweise ändert in einem Fall die Größenverteilung $N(D)$ für $D = 3.6$ mm um 3%, während für $D \neq 3.6$ mm

keine Änderung feststellbar ist (Abschnitt 2.4.5). Es liegt also ein geeigneter Parametersatz vor.

- *Die Vielfalt der Datenausgabe.* Die Form, Geometrie und Orientierung der gematchten Teilchen kann unter anderem mit einer inneren und äusseren Höhe und Breite, der kurzen und langen Achse der Fitellipse und dem Anstellwinkel beschrieben werden. Die lange Achse der Fitellipse ähnelt einem maximalen Teilchendurchmesser, der für die Berechnung der Reynoldszahl und damit zur Untersuchung der Falleigenschaften wichtig ist. Der Quotient aus kurzer und langer Achse repräsentiert ein Achsenverhältnis des Teilchens, das zur Untersuchung der Form des Teilchens wichtig ist (Abschnitt 2.3.2). Die Ausgabedaten eignen sich beispielsweise dazu, Teilchen zu charakterisieren und gewisse einander überlagerte Teilchensorten zu isolieren, indem Plots von Verteilungen des Anstellwinkels, des Achsenverhältnis, der Fallgeschwindigkeit und des maximalen Teilchendurchmessers jeweils gegeneinander aufgetragen und analysiert werden. (Erste Spalte von Abbildung 4.3).
- *Neue Methodik zur Abschätzung der Massen von Eiskristallen und Schneeflocken.* Es ist eine vielversprechende Methodik zur Abschätzung der Masse auf Basis der Daten des Schneespektrographen vorgestellt worden. Ein Vorteil dieser Herangehensweise ist, dass es möglich ist, statistische Verteilungen von Massen herzuleiten, die bisher nicht messbar waren. Eine detaillierte Diskussion der Untersuchung ist in Abschnitt 4.6 gegeben. Die wichtigsten Punkte sind:
 - Die Abschätzung der effektiven Bodenfläche liefert für einzelne und für Ensembles von Teilchen plausible Werte, die jedoch typischerweise 10% - 20% zu gross sind. Eine Obergrenze der Überschätzung lässt sich mit ca. 30% angeben. Ein Ansatz zur Korrektur, der auf eine neue Definition des Bodenformfaktors c_t abzielt, ist vorgeschlagen worden.
 - Bei der direkten Anwendung des X-Re - Ansatzes unter Verwendung von Daten paralleler Messungen mit dem Schneespektrograph und dem Schneevideospektrometer ist die Übereinstimmung mit der Parametrisierung von Mitchell (1995) bemerkenswert. Der X-Re-Ansatz kann für ein breites Spektrum von Teilchen verwendet werden, Vorsicht ist nur nötig bei trockenen und unverfeilten Aggregaten grösser als 3 mm, die in den Messkampagnen jedoch nicht beobachtet worden sind.
 - Bei einem Vergleich des Massenflusses, ermittelt mit Daten des oberhalb der Schmelzzone aufgestellten Schneespektrographen und Daten des unterhalb der Schmelzzone aufgestellten Distrometers, ist eine Abnahme des Massenflusses

zwischen den Stationen von rund 50% beobachtet worden. 30% der Abnahme sind vermutlich von der überschätzten effektiven Bodenfläche verursacht, während vermutlich 20% durch Verdampfung oder Instationarität (z.B. Verfrachtung) verursacht sind.

- Die für die Terminalgeschwindigkeit wichtige und vom Schneevideospektrometer gemessene $m(A_{\text{eff}})$ -Verteilung wird bei der Abschätzung mit den Daten des Schneespektrographen gut reproduziert. Der wichtigste Fehler wird auch hier durch die Überschätzung der effektiven Bodenfläche verursacht.
- *Untersuchung der Größen-Geschwindigkeits-Relationen.* Größen-Geschwindigkeits-Relationen sind, abhängig vom Verreifungsgrad und dem Teilchentyp, für unverreifte, mittel verreifte und stark verreifte irreguläre Teilchen, Nadeln, Platten, Kristalle mit breiten Armen und Dendriten angegeben. Es lassen sich folgende Aussagen treffen (detailliert in Abschnitt 5.2.3):
 - Bei Medianen wie Quartilen der gemessenen und beschriebenen Größen-Geschwindigkeits-Relationen wird eine Sättigung beobachtet. Die Relationen lassen sich durch eine Exponentialfunktion $v(D) = a_0(1 - e^{-a_1 D}) + a_2 D$ darstellen. Dies steht im Kontrast zur traditionellen Beschreibung der Geschwindigkeit mit einer Potenzfunktion $v(D) = aD^b$. Die Sättigung tritt auf, wenn der die Terminalgeschwindigkeit bestimmende Quotient m/A_{eff} der gemessenen Teilchen in geeigneter Weise von D abhängig ist. Aggregation und Verreifung beeinflussen den Quotienten m/A_{eff} unterschiedlich, aber abhängig von der Teilchengröße.
 - Bei kleinen stark verreiften Teilchen mit $D \leq (2 \pm 0.5)$ mm jeden beobachteten Teilchentyps sind die Terminalgeschwindigkeit und der Quotient m/A_{eff} zu Graupel ähnlich. Bei grösseren stark verreiften Teilchen spielt die Aggregation der gemessenen Teilchen eine starke Rolle. Die Sättigung der Relation tritt durch eine Überkompensation der Verreifung durch die Aggregation ein.
 - Es gibt eine grosse intrinsische Streuung der beobachteten Fallgeschwindigkeiten für eine gegebene Teilchengröße, einen gegebenen Teilchentyp und eine gegebene Verreifungsstufe. Die Differenz des 75%-Quartils und des 25%-Quartils beträgt rund 0.3 m/s bis 1.0 m/s.
- *Untersuchung der Form und Orientierung der Teilchen.* In einer Verteilung des gemessenen Achsenverhältnisses ϵ von der Seite der Teilchen gegenüber der Grösse D der Teilchen lassen sich die Medianwerte des Achsenverhältnisses mit einer Funktion

$\epsilon(D) = b_0 + b_1 D e^{-b_2 D^2}$ beschreiben. Die wichtigsten Ergebnisse sind (detailliert in Abschnitt 5.2.5):

- Die Verreifung erhöht das gemessene Achsenverhältnis ϵ , indem sich die Kurve $\epsilon(D)$ nach rechts spreizt und dadurch breiter wird. Der maximale und der minimale Wert der Medianwerte bleiben jedoch unter Verreifung erhalten. Die horizontale Position der Kurve hängt vom Teilchentyp und der Verreifung ab.
- Die Quartile verhalten sich homogen und befinden sich mit statistischen Schwankungen bei allen Messungen bei $\pm 15\%$ der Medianwerte des Achsenverhältnisses.
- Unabhängig vom vorherrschenden Teilchentyp und der vorherrschenden Verreifungsstufe, gilt, dass Teilchen mit $D \lesssim 2$ mm und $0.0 \lesssim \epsilon \lesssim 0.4$ horizontal ausgerichtet sind, während bei allen anderen Achsenverhältnissen die Ausrichtung prolat und oblat gemischt ist.
- *Die Verteilungen der gemessenen und abgeschätzten Größen als Detektoren für spezifische Niederschlagsprozesse.* Aus der statistischen Verteilung der gemessenen und der abgeleiteten Daten des Schneeskrographen zeigt sich die zeitliche und intrinsische Variabilität der Eigenschaften von Schneeflocken und Eiskristallen. Auch durch eine qualitative Analyse der statistischen Verteilung kann etwa eine Änderung der Verreifungsstufe, eine Änderung des vorherrschenden Teilchentyps oder der Prozess der Aggregation beobachtet werden.

6.3 Ausblick

In der aktuellen Version des Matchingprogramms, das die Zuweisung der beiden Abbildungen eines Teilchens vornimmt, gibt es eine Inkompatibilität zwischen zwei Funktionen, die bisher nicht beseitigt werden konnte: (a) Das Verschmelzen von zwei Teilchenabbildungen desselben Teilchens, das aus zwei Subteilchen mit schwachem und deswegen durchscheinendem Verbindungshals besteht (Merging) und (b) die in Abschnitt 2.3.1 beschriebene Formkorrektur der Abbildungen. Diese Inkompatibilität sollte beseitigt werden, erfordert aber vermutlich eine Restrukturierung des Codes.

Zur Anwendung des X-Re - Ansatzes musste die effektive Bodenfläche der Teilchen abgeschätzt werden. Einerseits gibt es Möglichkeiten zur Verbesserung der Abschätzung, andererseits wäre es genauer, die effektive Bodenfläche zu messen. Dazu muss ein neuer Schneeskrograph konstruiert werden, der zusätzlich zum bisherigen System eine dritte

Abbildung der Teilchen aus einer Richtung senkrecht zu den bisherigen Lichtstrahlen oder schräg von oben bzw. unten aufnimmt. Mit einer solchen Anordnung liesse sich vermutlich der Fehler in der Abschätzung der Masse minimieren.

Anhang A

Schematischer Aufbau von Flocki

Abbildung A.1 zeigt das Datenfluss-Diagramm des Matchingprogramms „Flocki“, das gemäss den Regeln der Programmierumgebung WiT Version 5.3 von LogicalVision, a Division of Coreco Inc., aufgebaut ist. Es handelt sich bei Flocki um einen *igraph*, also ein Datenfluss-Diagramm, das ausgeführt werden kann. Die einzelnen Elemente in diesem Diagramm sind Operatoren, die eine Funktion oder ein Modul enthalten. Die mit einem Icon illustrierten Operatoren gehören zu WiT. Die Grau hinterlegten Operatoren sind in C geschrieben und in Dynamic Link Libraries (DLL) hinein kompiliert worden, um sie so in WiT verfügbar zu machen.

Ein Operator startet seine interne Berechnung erst, wenn auf der linken Seite des Operatoren-Symbols alle Argumente vorliegen (*Input*). Nach Vollendung der internen Berechnung werden die verschiedenen Ergebnisse seiner Berechnung auf der rechten Seite des Operatoren-Symbols zur Verfügung gestellt (*Output*). Die Ergebnisse werden zur Visualisierung des Datenflusses entlang der Linien (Links) transportiert zu einem Input eines nächsten Operators, wo das Ergebnis dann zur Verfügung steht¹. Es gibt sich verzweigende Links, bei denen die Daten zuerst geklont und dann aufgeteilt und weitergeleitet werden. Bei zusammenführenden Links werden beide einkommenden Datenflüsse nacheinander weitergeleitet. Die Daten können in Form von Objekten verschiedensten Typs oder in Form von Listen von Objekten existieren. Die Operatoren verfügen ausserdem über einen übergreifenden *globalen Adressraum*, in dem gemeinsame Daten abgelegt werden können. Neben dem Input, dem Output und dem globalen Adressraum existieren *Parameter* für die Operatoren. Werte der Parameter können zur Laufzeit in Eingabemasken interaktiv

¹Bei dieser Erklärung handelt es sich eher um eine Benutzer-Regel. In Wirklichkeit werden zwischen den Operatoren Pointer auf die zu übergebenden Argumente übergeben.

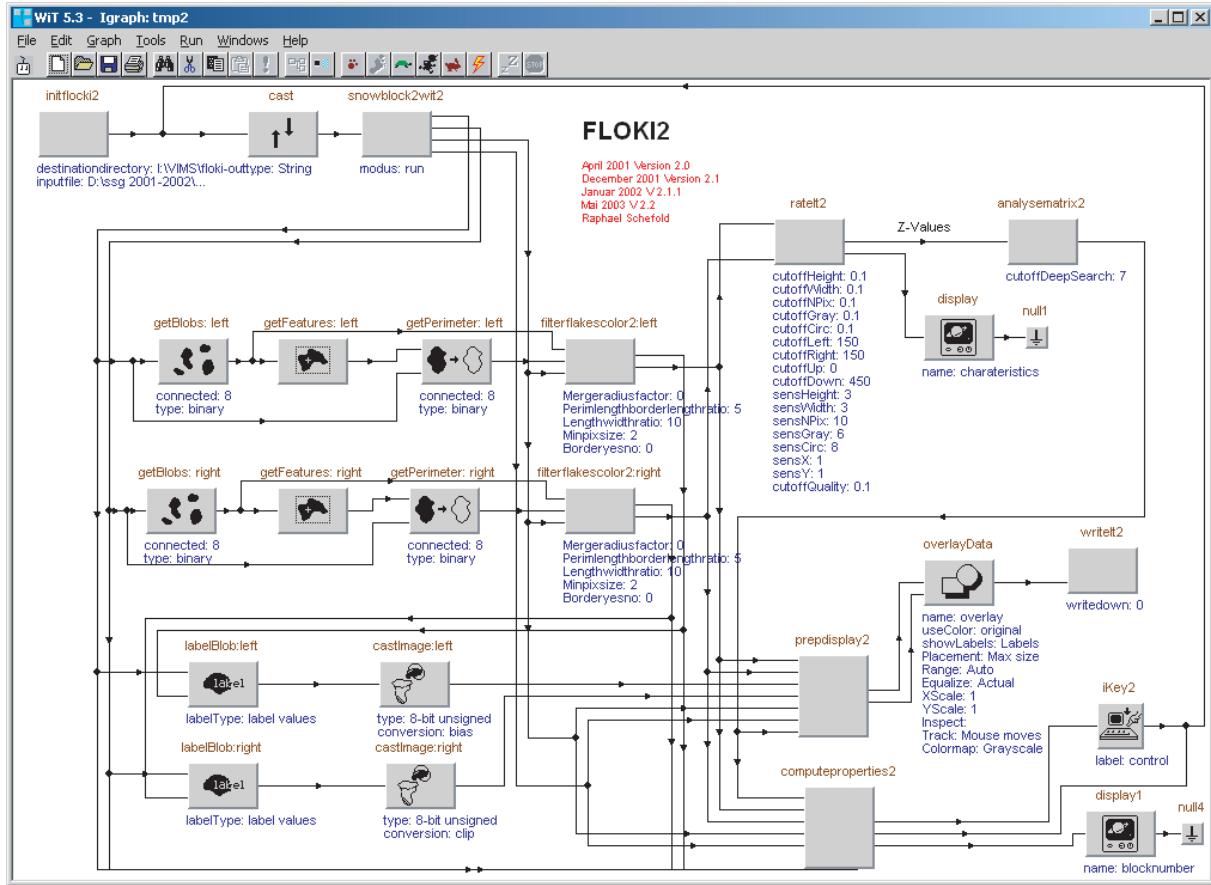


Abbildung A.1: Schematischer Aufbau des Matchingprogramms Flocki. Grau hinterlegt sind Operatoren (Module oder Routinen mit grossen Funktionsumfang) des Programms. Argumente für die Operatoren fliessen entlang der Pfeillinen. Operatoren mit Icons gehören zu WiT, graue Operatoren sind selbst geschrieben.

geändert werden. Sobald der Operator das nächste mal seine interne Berechnung startet, werden die neuen Werte der Parameter benutzt.

In Abschnitt 2.3.1 ist eine ausführliche Beschreibung des Programms und der Funktionalität der wichtigsten Operatoren gegeben, so dass hier eher technische Aspekte wiedergegeben werden bezüglich der Übergabewerte zwischen den Operatoren und der Parameter:

- Im Operator initflocki werden Ein- und Ausgabepfade interaktiv gesetzt. Der Output ist ein Trigger, um anzugeben, dass gestartet wurde. Die Pfade werden im globalen Adressraum gesetzt.

- Im Operator `snowblock2wit` werden die in einem proprietären Format gespeicherten Blöcke (Abbildung 2.2) sukzessive jeweils in zwei WiT-interne Bildformat umgewandelt. Außerdem kann interaktiv festgelegt werden, ob in einem Batchmodus (Abarbeiten ganzer Directories), in einem Kontrollmodus (wie Batchmodus, jedoch mit Visualisierung der erzeugten Matchings) oder in einem ganz visuell-interaktiven Modus gearbeitet werden soll. Die Outputs sind Bilder im WiT-Format der linken bzw. die rechten Hälften des aktuellen Blocks, sowie ein Zeitstempel und der aktuelle Filename als String. Der Modus wird im globalen Adressraum gesetzt.
- Die Operatoren `getBlobs`, `getFeatures` und `getPerimeter` sind leistungsfähige Module von WiT und stellen den Grund dar, warum das Matchingprogramm auf WiT aufsetzt. Jeweils für die obere und die untere Messebene findet `getBlobs` zusammengehörende Abschnitte in den Abbildungen. `getFeatures` bzw. `getPerimeter` vermessen die zusammengehörenden Abschnitte und bestimmen die Fitellipse. Der Input von `getBlobs` ist ein WiT-Bild, der Output eine Liste zusammengehörender Pixelkoordinaten, die als Input für `getFeatures` dient. Der Output von `getFeatures` ist eine Feature-Liste. `GetPerimeter` benötigt ein WiT-Bild und eine Feature-Liste und gibt eine erweiterte Feature-Liste aus. Ein Parameter von `getBlobs` wird verwendet, um zu spezifizieren, ob Regionen zusammengehören sollen, die über vier Kanten oder über vier Kanten plus vier Ecken verbunden sind.
- Der Operator `filterflakescolor` filtert Abbildungen von Teilchen aus entsprechend der Auflistung in Abschnitt 2.3.1. Gefilterte Teilchen werden farbcodiert, wenn im Kontroll- oder visuell-interaktiven Modus gearbeitet wird. Alle Parameter sind interaktiv einstellbar. `filterflakescolor` benötigt den Zeitstempel, die erweiterte Feature-Liste und die Pixelkoordinaten von `getBlobs`. Der Output sind die gefilterte erweiterte Feature-Liste und die gefilterten Pixelkoordinaten.
- Der Operator `ratelt` erzeugt eine Matrix nach Formel 2.8. Der Input sind die gefilterten erweiterten Feature-Listen der beiden Messebenen. Der Output ist die Matrix der Matchingqualitäten. Parameter sind die Gewichtungen und Abschneidewerte der Gleichungen 2.7 bzw. 2.8, die für das erfolgreiche Matching verantwortlich sind.
- Der Operator `analysematrix` macht eine heuristische Auswertung der Matrix der Matchingqualitäten. Der Input ist die Matrix mit den Matchingqualitäten, der Output eine Liste der gematchten Teilchenabbildungen.
- Der Operator `prepdisplay` antwortet nur im Kontrollmodus oder im visuell-interaktiven Modus und beendet sonst ohne Ergebnis. Durch die vorgeschalteten

Operatoren `labelBlob` und `castImage` werden die Farbcodierungen des Operators `filterflakescolor` auf die WiT-Bilder übertragen. Die gematchten Abbildungen zusammengehörender Teilchen werden durch Linien verbunden. Der Filename und der Zeitstempel werden übertragen. Output sind ein WiT-Bild und die Metainformationen, die an den darstellenden Operator `overlayData` übertragen werden. Es wird so ein komfortables Kontrollbild der Matchings erzeugt. Durch den nachfolgenden Operator `writelt` kann das Bild gespeichert werden. Die Form der Abbildungen dieser Teilchen sind nicht korrigiert.

- Die erste Aufgabe des Operators `computeproperties` ist die Korrektur der Form der Abbildungen der Teilchen nach Abbildung 2.3. Die Formkorrektur geschieht in Pixelkoordinaten, so dass intern `getFeatures` aufgerufen kann, um die Teilcheneigenschaften und die Fitellipse der formkorrigierten Abbildungen zu errechnen. Der Operator speichert schliesslich alle Daten entsprechend der Auflistung in Abschnitt 2.3.2. Die Outputs von `computeproperties` betreffen den Trigger, der nun wieder `snowblock2Wit` startet. Mit `iKey` lässt sich der Trigger modifizieren, um gezielt Blöcke oder Files anspringen zu können.

Anhang B

Verzeichnis der Symbole

In der Literatur sind verschiedene Einheitensysteme etabliert. In für diese Arbeit wichtigen Quellen wie Pruppacher und Klett (1997) oder Locatelli und Hobbs (1974) sind Dimensionen von Eiskristallen oder Schneeflocken in mm, Geschwindigkeiten in m/s und Massen in mg ((mm, m/s, mg)-System) angegeben. In Publikationen von Heymsfield oder Mitchell wird jedoch das cgs-System verwendet. In dieser Arbeit sind Angaben grundsätzlich im (mm, m/s, mg)-System gemacht worden. Es gibt hiervon eine bedeutende Ausnahme: Formeln in Kapitel 3 sind aus Gründen der konsistenten Referenzierung im cgs-System gegeben. In folgender Auflistung der verwendeten Symbole sind bei den Einträgen, wo es nötig ist oder missverständlich sein könnte, die Einheiten angegeben.

α	Anstellwinkel der langen Achse der Fitellipse der formkorrigierten Abbildung der oberen Messebene.
Δd	$\Delta d = B_{pix} = 0.149$ mm, Breite einer Größenklasse.
Δh	$\Delta h = (9.45 \pm 0.55)$ mm. Abstand zwischen den Messebenen des Schneespektrographen.
Δt	Zeitspanne einer Messung, über die gemittelt wird. Typischerweise 120 s.
δ	Die Dicke, der sich mit einem Körper mitbewegenden Grenzschicht.
δ_0	Siehe Formeln 3.10 und 3.11.
η_a	$\eta_a = \nu_a \cdot \rho_a$. Dynamische Viskosität der umgebenden Luft. [$\frac{\text{g}}{\text{cm} \cdot \text{s}}$].
ϵ	Das gemessene Achsenverhältnis eines Teilchens: $\epsilon = M_i/M_a$.
ϵ_{min}	Das kleinste gemessene Achsenverhältnis eines Teilchenensembles, bzw. das 5%-Quantil aller gemessenen Achsenverhältnisse.

ν_a	$\nu_a = \frac{0.043}{P[\text{mbar}]} \cdot \frac{T[\text{K}]^{2.5}}{T[\text{K}] + 120}$. Kinematische Viskosität der umgebenden Luft. [cm^2/s].
ρ_a	$\rho_a = 0.348 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{P[\text{mbar}]}{T[\text{K}]}$. Dichte der umgebenden Luft. [g/cm^3].
a	Vom gewählten Einheitensystem abhängiger Koeffizient eines Potenzgesetzes. Eine Umrechnung ist beispielsweise: $v \left[\frac{\text{m}}{\text{s}} \right] = a \cdot D[\text{mm}]^b \Rightarrow v \left[\frac{\text{cm}}{\text{s}} \right] = a \cdot 100 \cdot 10^b \cdot D[\text{cm}]^b$. Oder: $m [\text{mg}] = a \cdot D[\text{mm}]^b \Rightarrow m [\text{g}] = a \cdot 10^{-3} \cdot 10^b \cdot D[\text{cm}]^b$.
a_0	Der Volumenäquivalenzradius eines Tropfens.
a_0, a_1, a_2	Fitparameter der Funktion $v(D) = a_0(1 - e^{-a_1 D}) + a_2 D$.
\vec{a}	Beschleunigungsvektor.
A_{eff}	Die effektive Bodenfläche eines sich bewegenden Teilchens: Die Fläche, die sich ergibt, wenn das Teilchen auf die senkrecht zur Bewegungsrichtung stehende Fläche projiziert wird. [mm^2] bzw. [cm^2].
A_S	Die Seitenfläche eines Teilchens: Sie ergibt sich, wenn das Teilchen auf die Fläche projiziert wird, die senkrecht zu den Lichtstrahlen des Schneeskopografen steht. [mm^2].
$A(d)$	Aktive Messfläche, abhängig von der Teilchengröße. [mm^2].
b	Vom gewählten Einheitensystem abhängiger Koeffizient eines Potenzgesetzes. Siehe dazu a .
b	Eine allgemeine Breite eines Teilchens.
b_0, b_1, b_2	Fitparameter der Funktion $\epsilon(D) = b_0 + b_1 D e^{-b_2 D^2}$.
B_{pix}	$B_{\text{pix}} = \Delta d = 0.149$ mm. Konstante Breite der Pixel des Schneeskopografen.
b_i, b_j	Breite eines Blobs aus der oberen (unteren) Messebene in Pixeln .
\tilde{b}_{ij}	Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung der Breite zweier Blobs angibt.
b_{ij}	Gewichteter Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung der Breite zweier Blobs angibt.
b_\circ	Innere Breite der formkorrigierten Abbildung eines Teilchens. [mm].
b_\bullet	Äussere Breite der formkorrigierten Abbildung eines Teilchens. [mm].
c_t	Vorfaktor, der der Geometrie der Bodenfläche eines Teilchens Rechnung trägt. Siehe Formel 4.1.
c_s	Vorfaktor, der der Geometrie der Seitenfläche eines Teilchens Rechnung trägt. Siehe Formel 4.2.

C_D	Widerstandsbeiwert, definiert durch F_{RN} .
C_0	Widerstandsbeiwert eines Verbundes bestehend aus Körper und Grenzschicht der Dicke δ .
d	Bei Regen: Der Gleichgewichtsdurchmesser von Tropfen. [mm]. Bei Schnee: Der maximale Durchmesser des Teilchens. Es ist hierfür Ma gewählt worden. [mm].
d_0, d_1, d_2, D	Charakteristische Körperdimensionen. [mm].
d_h, d_b, d_n, d_u, d_g	Exponentielle Gewichtung $\in \{0..1\}$ für $\tilde{h}_{ij}, \tilde{b}_{ij}, \tilde{n}_{ij}, \tilde{u}_{ij}, \tilde{g}_{ij}$.
D_M	Die Position des Maximalwerts der Funktion $\epsilon(D) = b_0 + b_1 D e^{-b_2 D^2}$.
D_T	Die Position der „Talsohle“ der Funktion $\epsilon(D) = b_0 + b_1 D e^{-b_2 D^2}$. Die Position der Talsohle ist durch Formel 5.6 gegeben.
f_{SSG}	$f_{SSG} = 9470$ Hz. Zeilenabtastfrequenz des Schneeskopetrographen.
f	Ein Flag $\in \{0, 1, 2, 3, 4\}$, der verschiedene Eigenschaften eines Matchings angibt.
F_{RS}	$F_{RS} = -6\pi\eta_a vr$. Stokes'sche Reibung für laminare Strömung.
F_{RN}	$F_{RN} = \frac{1}{2} C_D \rho_a A_{\text{eff}} v^2$. Allgemeine Newton'sche Reibung.
\vec{F}	Kraftvektor.
g_i, g_j	Graustufe $\in \{0..1\}$ (Quotient aus Anzahl Pixel und umschreibenden Rechteck) eines Blobs aus der oberen (unteren) Messebene.
\tilde{g}_{ij}	Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung der Graustufe zweier Blobs angibt.
g_{ij}	Gewichteter Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung der Graustufe zweier Blobs angibt.
g	$g = 981$. Erdbeschleunigung. [cm/s ²].
h	Eine allgemeine Höhe.
h_p	Höhe in Pixeln eines unkorrigierten Blobs.
h_m	Höhe eines Teilchens. [mm].
H_{pix}	Geschwindigkeitsabhängige Höhe eines Pixels des Schneeskopetrographen. [mm]
h_i, h_j	Höhe eines Blobs aus der oberen (unteren) Messebene in Pixeln.
\tilde{h}_{ij}	Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung der Höhe zweier Blobs angibt.
h_{ij}	Gewichteter Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung der Höhe zweier Blobs angibt.
h_\circ	Innere Höhe der formkorrigierten Abbildung eines Teilchens. [mm]
h_\bullet	Äussere Höhe der formkorrigierten Abbildung eines Teilchens. [mm]

\vec{k}	(0, 0, 1). Einheitsvektor.
m	Anzahl Spalten zwischen den Schwerpunkten zweier Blobs in Pixeln.
m	Masse eines Teilchens. In Kapitel 3: [g], sonst: [mg]!
Ma	Grosse Achse der Fitellipse um die formkorrigierte Abbildung eines Teilchens. [mm]
Mi	Kleine Achse der Fitellipse um die formkorrigierte Abbildung eines Teilchens. [mm]
n	Anzahl Zeilen zwischen den Schwerpunkten zweier Blobs in Pixeln.
n_i, n_j	Anzahl Pixel eines Blobs aus der oberen (unteren) Messebene.
\tilde{n}_{ij}	Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung der Anzahl Pixel zweier Blobs angibt.
n_{ij}	Gewichteter Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung der Anzahl Pixel zweier Blobs angibt.
N	Anzahl Teilchen eines Teilchenensembles.
$N(d)$	Größenverteilung inklusive nicht gematchter Teilchen. $d = b_\circ$ ist innere Breite. [$1/\text{m}^3/\text{mm}$]
$N_0(d)$	Anzahlverteilung aller gemessenen Teilchen. $d = b_\circ$ ist innere Breite.
\mathbb{N}	Die Menge der natürlichen Zahlen.
p_a	Druck der umgebenden Luft.
Matrix q	Matchingqualitäten $\in \{0..1\}$ aller Blobkombinationen in einem Block.
q	Matchingqualität $\in \{0..1\}$ zweier gematchter Blobs.
q_{ij}	Matchingqualität $\in \{0..1\}$ zweier allgemeiner Blobs.
r	Korrekturfunktion für die mit dem Schneeskopografen gemessene Breite von Regentropfen.
R	Regenrate. [mm/h].
Re	Einheitenlose Reynoldszahl $\text{Re} = \frac{\rho_a \cdot v \cdot D}{\eta_a}$, die die Strömung um einen Körper beschreibt.
t	Zeit. [s].
t	Eine allgemeine Tiefe eines Teilchens.
u_i, u_j	Umfang eines Blobs aus der oberen (unteren) Messebene in Pixeln.
\tilde{u}_{ij}	Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung des Umfangs zweier Blobs angibt.
u_{ij}	Gewichteter Koeffizient $\in \{0..1\}$, der die Übereinstimmung des Umfangs zweier Blobs angibt.

v_{vert}	Vom Schneespektrograph gemessene vertikale Geschwindigkeit. [m/s].
v_{horiz}	Vom Schneespektrograph gemessene horizontale Geschwindigkeit. [m/s].
v_{eq}	$v_{eq} = 1.41 \text{ m/s}$. Bei dieser Fallgeschwindigkeit werden Abbildungen von Teilchen nicht verformt.
v_t	Die Terminalgeschwindigkeit eines Teilchens. [m/s].
v_h	Die horizontale Geschwindigkeit eines Teilchens. [m/s].
\vec{v}	Allgemeine Geschwindigkeit.
v_{Dop}	Dopplergeschwindigkeit nach Formel 5.9.
w_m	Breite eines Teilchens. [mm]
w_p	Anzahl Spalten eines korrigierten Blobs in Pixeln.
x_{diff}	Seitwärtsbewegung eines Teilchens zwischen zwei Scans. [m]!
X	Einheitenlose Bestzahl $X := C_D Re^2 = \frac{2mg\rho_a D^2}{A_{eff} \eta_a^2}$.
z	Unterer Grenzwert der Matchingqualität $\in \{0 \dots 1\}$. Die benutzten Teilchen haben dann eine Matchingqualität $q \geq z$.
Z_v	Dopplerspektrum nach Formel 5.7.

Appendix C

An optical spectrometer for shape and fall velocity measurements of precipitation size hydrometeors

E. BARTHAZY*, S. GÖKE⁺, R. SCHEFOLD* AND D. HÖGL*

*Institute for Atmospheric and Climate Science,
Swiss Federal Institute of Technology (ETH), Zurich, Switzerland

⁺National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA
email: eszter@atmos.umnw.ethz.ch

submitted

Journal of Atmospheric and Oceanic Technology

C.1 Abstract

A *ground-based* optical spectrometer for the measurement of shapes and fall velocities of freely falling hydrometeors is presented. The optical system consists of two horizontal and parallel light beams with a small vertical offset, directed towards two arrays of photodiodes. Each hydrometeor falling through the measuring area is recorded twice with a slight time difference. The two corresponding images of each particle are matched automatically, based on shape and fall pattern characteristics. After two images are matched, the fall velocity of the original hydrometeor is calculated and its actual cross section is reconstructed.

The instrument was calibrated using simulated raindrops and ice particles in the laboratory. The quality of the matching algorithm was analyzed by comparing rainfall data recorded with the instrument, a Joss-Waldvogel disdrometer and a rain gauge. The results demonstrate the instrument's capability to measure properties of single hydrometeors and integral precipitation parameters. Snowfall measurements can also be used to investigate characteristics of aggregates and rimed particles. Median fall velocities and natural fall velocity variability can be studied.

C.2 Introduction

Since the 1970's, optical methods were developed to measure size (e.g. Knollenberg, 1973) and fall velocity (e.g. Locatelli and Hobbs, 1974; Sasyo and Matsuo, 1980) of hydrometeors. This paper presents a ground-based optical instrument, the HVSD (**H**ydrometeor **V**elocity and **S**hape **D**etector) which records size information and fall velocities of each naturally falling hydrometeor simultaneously. The instrument is an improvement over previous attempts (Hauser et al., 1984; Löffler-Mang and Joss, 2000; Schönhuber et al., 1997) particularly with regard to size and fall velocity measurements of solid precipitation particles. The optical system of the instrument has two horizontal and parallel light beams, identical in size, one on top of the other, with a small vertical offset between the two beams. Each naturally falling precipitation particle, which passes the measuring area of the instrument, is recorded twice with a small time offset. The determination of particle fall velocities requires an automatic matching of two corresponding images. The matching algorithm makes use of shape and fall pattern characteristics of the original hydrometeor. Besides fall velocity measurements of each single hydrometeor, detailed fall velocity distributions over the whole size range of precipitation-sized snow and ice particles can be

assessed. At the same time, a cross section of the hydrometeors can be obtained and size distributions can be determined. The instrument can provide automated measurements for several days with minimal maintenance allowing for good statistical sampling. A drawback of the instrument is that cross sections of precipitation particles are available only from one side. While this is of minor importance when raindrops are observed, it is a deficiency in the case of snowflakes. However, this disadvantage is balanced by the fact that measurements are of good quality since matching of the two images can be done with high accuracy. This paper describes the HVSD and presents analysis of some measurements.

C.3 Instrument Description

The instrument consists of three units: A sensor, an interface unit, and a standard PC for data acquisition. The optical system of the sensor is composed of a halogen light source that produces two horizontal and parallel planes of uniform light each directed towards an electronic line scan camera which is mounted in a camera housing. The two measuring planes are identically in size, one directly upon the other and oriented in the same direction. The optical path of the planes is shielded by a rectangular tube except for a gap near the light source. By the use of this particularly design, blind areas, which are areas where particles can intercept only one light beam, are avoided. A photograph and a top and side schematic of the sensor unit are shown in Fig. C.1. Precipitation particles falling through the planes within the gap cast two shadows, which are measured by the line scan cameras. The vertical offset between the two planes was chosen to be as small as possible. Thus, the time difference between the recording of two corresponding shadow images, which are caused by the same hydrometeor, is small. A small time difference is particularly necessary when measuring solid hydrometeors, since their cross sections change with time due to their complicated fall pattern with rotary motions. A subsequent matching of corresponding shadow images is thereby facilitated. Near the measuring area, a fine copper mesh can be mounted with a small vertical offset onto the housing and the rectangular tube. When measuring rainfall, drops falling on this mesh do mostly not shatter but get sieved, avoiding the formation of splashes, which get unintentionally recorded by the instrument. A splash shield of this type reduces the number of recorded splashes during a rain event by one to two orders of magnitude. The line scan sensors are monolithic integrated circuits containing a line of 512 photosensitive elements, the line scan frequency is 9470 Hz. The video signal is passed through a comparator using a fixed threshold. Depending on whether the threshold is exceeded or not, the corresponding

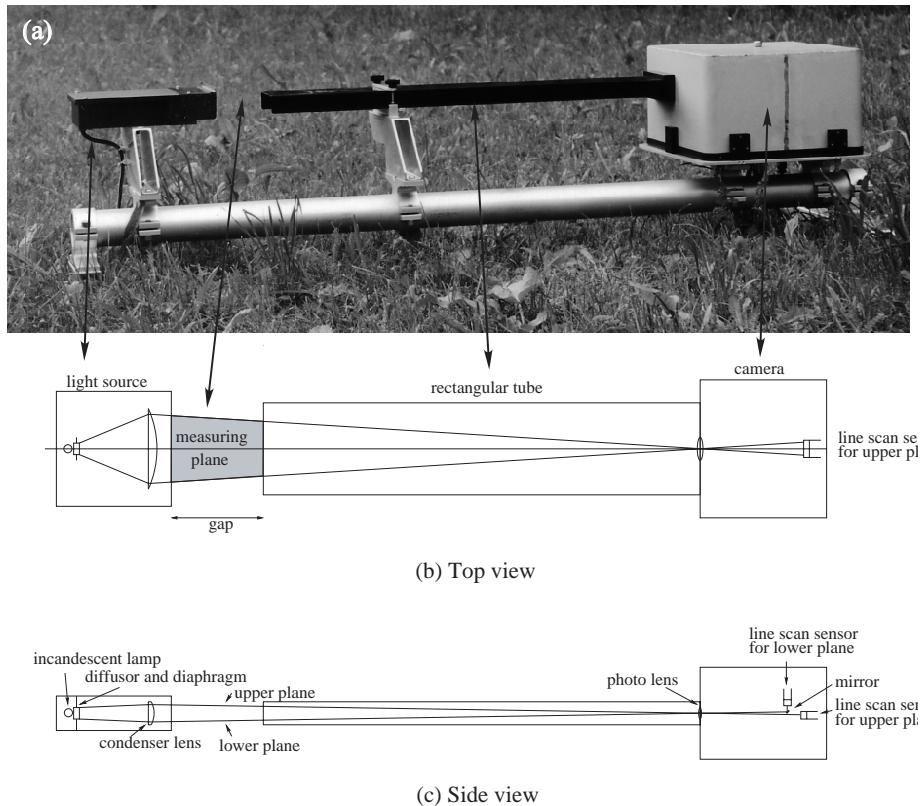


Figure C.1: Photograph (a) and schematic diagrams of top (b) and side view (c) of the HVSD.

picture element is considered to be bright or dark and the comparator puts out a digital one or zero. The interface unit converts the video signal into 16 bit parallel words suitable as input for the PCI adaptor board of the PC. The unit contains line receivers for the video signal and for the clock, which serves as a reference line against the video signal. The data acquisition system begins to record as soon as the video signal contains shadowed picture elements, which means that a hydrometeor passes one of the two horizontal light beams. The recording is stopped, when no picture element has been shadowed for a time of 16 ms. At this point, the instrument continues to sample the line scan camera without storing data, awaiting the next hydrometeor to intercept the light beam and shadow a picture element.

C.4 Calibration

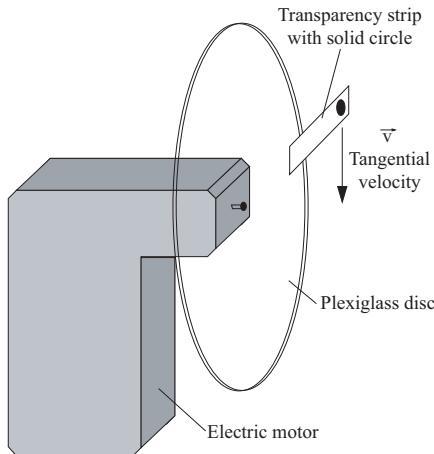
To calibrate the instrument, the exact dimension of the two measuring planes and the vertical distance between them have to be known. This information is necessary to determine size and fall velocity of hydrometeors as well as number concentrations from raw data. To analyze the accuracy of size and fall velocity measurements, raindrops and ice particles were simulated in the laboratory and their size and fall velocity were compared to HVSD measurements. The measuring area consists of two horizontal measuring planes that are slightly trapezoid in shape. The length of each measuring plane is given by the dimension of the gap of the rectangular tube, which shields the optical path of the light beam. It was determined to be 108.5 ± 0.5 mm. The width of each measuring plane and the vertical offset between the planes were measured with a vernier caliper while monitoring each line scan camera with an oscilloscope. The width and offset near the light source were 81 mm and 10 mm, respectively. Both values decrease slightly towards the line scan camera to 72.5 mm and 8.9 mm, respectively. The width of the measuring area also determines the horizontal pixel resolution of the instrument, which is 0.158 mm near the light source and 0.142 mm near the line scan camera. All values are listed in Table C.1.

Size of measuring planes	(76.75 ± 4.25) mm \times 108.5 mm
Vertical distance between measuring planes	(9.45 ± 0.55) mm
Resolution	(0.15 ± 0.008) mm
Line scan rate	9470 Hz
Number of planes	2
Number of picture elements per line	512
Power consumption:	
Sensor and interface unit	20 W
PC	100 W
Weight:	
Sensor	12 kg
Interface unit	2.5 kg
PC	19 kg
Dimensions:	
Sensor	1.40 m \times 0.44 m \times 0.37 m
Interface unit	0.22 m \times 0.21 m \times 0.12 m

Table C.1: *Specifications of the HVSD.*

To determine the precision of the HVSD, solid circles of different but known diameter were plotted on transparency strips. These strips were then moved individually through the measuring area of the instrument with known velocity. This was carried out using an electric motor that rotated a plexiglass disc of about 20 cm in diameter, to which one transparency strip at a time was attached. The diameter and tangential velocity of the solid circles were chosen to be comparable to the size and terminal fall velocity of either ice particles or raindrops. Figure C.2 shows the device. Recorded images of hydromete-

Figure C.2: Device used to evaluate the accuracy of the HVSD. An electric motor rotates solid circles plotted on a transparency strip, which are attached to a plexiglass disc.



ors provide only partial information about the location where the original particles fell through the measuring area. Information on the x-coordinate (depicted in Fig. C.3) is available for each hydrometeor indicating whether it fell through the center or the edge of the measuring area. Information on the z-coordinate is not available, thus it cannot be determined if the particle passed the measuring area closer to the line scan camera or closer to the light source. Since the pixel resolution and the vertical distance between the two planes change along the z-axis, the use of average values for the pixel resolution and the vertical distance results in slightly erroneous size and fall velocity information. We will refer to this error as an 'error due to location uncertainty'. To simulate raindrops, nine solid circles ranging from 0.5 mm to 4.75 mm in diameter were rotated through the measuring area. Terminal fall velocities of raindrops were taken from Gunn and Kinzer (1949), and the electric motor was adjusted to the corresponding speed of rotation with the help of a stroboscope. To simulate ice particles, 14 solid circles ranging from 0.5 mm to 19 mm in diameter were rotated through the measuring area. Terminal fall velocities were chosen between 0.6 ms^{-1} for the smallest circle and 1.8 ms^{-1} for the largest one. The speed of rotation of the electric motor was determined by counting the revolutions and measuring the corresponding time. The simulated particles passed the measuring area at six different locations which are depicted in Fig. C.3 by LE, LC, CE, CC, DE and DC.

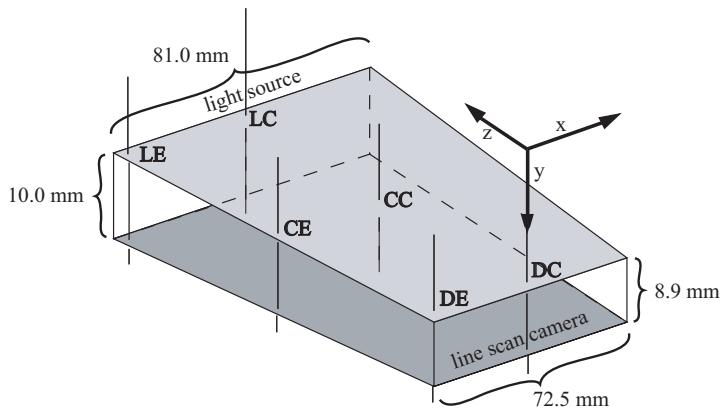


Figure C.3: Geometry of the two measuring planes. The six positions chosen for the accuracy evaluation were indicated with LE, LC, CE, CC, DE and DC.

Twenty to forty measurements were taken at each of the six locations for raindrops and fifteen to twenty measurements were taken for ice particles.

The lower sensitivity threshold of the instrument is determined by the frequency of the instrument, the fact that particles are slightly out of focus at some locations within the measuring area and the digitizing of each particle's analog signal. A simulated raindrop with diameter $d = 0.5$ mm falling at 2.0 ms^{-1} was sometimes recorded at LE, always at CE and CC and never at LC, DE and DC during the laboratory experiment. A similar result was obtained for a simulated ice particle with $d = 0.5$ mm falling at 0.6 ms^{-1} . It was always recorded at CE and CC and never at LE, LC, DE and DC. The next larger particle with $d = 0.65$ mm was always detected at all six locations independent of its fall velocity. The instrument is generally more sensitive at the edges of the measuring area (e.g. at location LE, CE and DE) compared to the center (e.g. at location LC, CC and DC). This is because the illumination of each measuring plane is weaker at the edges. At the edge, partly covered pixel elements may generate analog output voltages that exceed the comparator threshold, whereas the threshold would not be exceeded in the center. As a result a particle with $d = 0.5$ mm falling at 2.0 ms^{-1} was sometimes recorded at LE but never at LC.

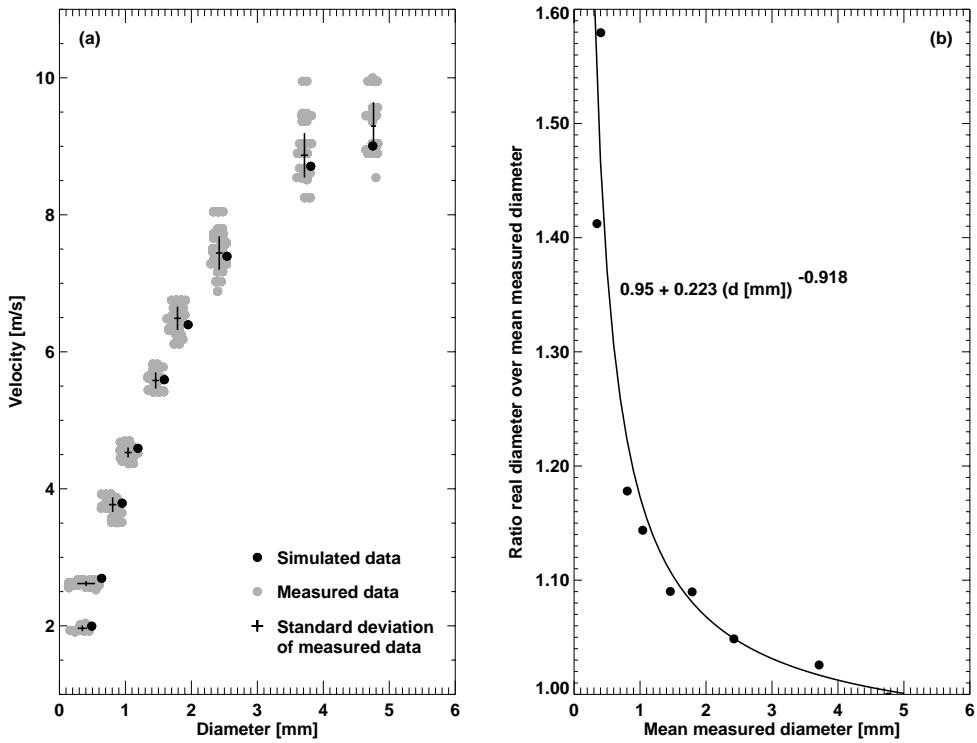


Figure C.4: Simulation of raindrops. (a) Comparison between simulated (solid black dots) and measured data (solid gray dots) with their standard deviation (plus signs). (b) The ratio of the real diameter over the mean measured diameter (solid dots) and the power law fit to these data (solid line).

Figures C.4a and C.5 show known sizes and fall velocities of simulated hydrometeors as black solid dots, measured data as grey solid dots and their standard deviation as 'plus signs'. Measured sizes and velocities were calculated using actual values for pixel resolution and vertical distance at each of the six locations. Figure C.4a shows that the mean-measured velocities of raindrops differ from the known velocities by a factor less than the standard deviations of the measurements. This is not the case for diameter measurements. A clear bias can be recognized for raindrops with $d < 4 \text{ mm}$: the instrument underestimates size. Such underestimation occurred only while simulating raindrops. For ice particles (Fig. C.5), there was no significant bias in size and velocity measurements identified. Since raindrops have higher fall velocities than ice particles of the same size, the bias in diameter measurements was associated with the velocity.

The effect of different velocities v on the diameter measurements is illustrated in Fig. C.11. Raindrops pass the measuring area much quicker than ice crystals or snowflakes

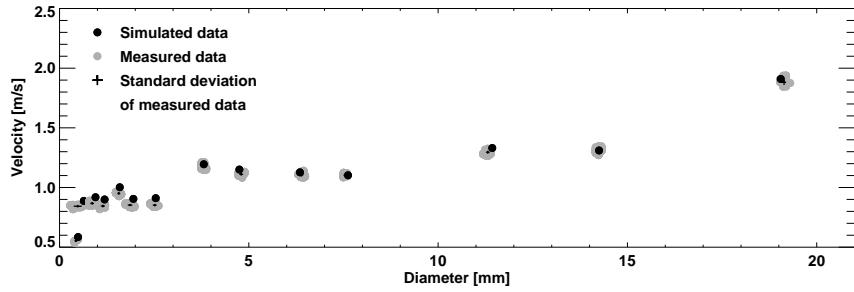


Figure C.5: Simulation of ice particles. Comparison between simulated (solid black dots) and measured data (solid gray dots) with their standard deviations (plus signs).

due to their higher fall velocity. As a result, they cast shadows for a shorter period of time. Since the instrument has a constant scan frequency, its vertical pixel resolution varies with the fall velocity of the particles. A raindrop with $d = 1 \text{ mm}$ and $v = 3.8 \text{ ms}^{-1}$ is scanned two to three times as illustrated in Fig. C.11a, whereas an ice particle of the same size with $v = 1 \text{ ms}^{-1}$ is scanned nine to ten times as shown in Fig. C.11b. The finer vertical resolution for the ice particle permits determining its maximum horizontal dimension D more precisely. The simulated 1 mm ice particle had a dimension D of six to seven pixels, which corresponds to a diameter range of 0.9 mm to 1.05 mm. When simulating raindrops, however, D was only five to six pixels. This corresponds to a diameter range of 0.75 mm to 0.9 mm which is significantly smaller than the diameter of the original particle. The dimension D was sometimes even lower than shown in Fig. C.11: in a few cases D was only five pixels for the ice particle and only four pixels for the raindrop. This situation occurred when the particle passed the measuring area near the line scan camera (at location DE and DC) or near the light source (at location LE and LC). Since the center of each measuring plane is the focal plane, particles at DE, DC, LE and LC cause a slightly blurred shadow.

After we identified and analyzed the bias in diameter measurements for raindrops, we then determined a correction factor. Figure C.4b shows the ratio of the real diameter over the mean measured diameter plotted against the mean measured diameter. This ratio follows approximately a power law of the form

$$0.95 + 0.223 d^{-0.918}, \quad (\text{C.1})$$

where d is the measured diameter given in millimeters. Afterwards, mean values and standard deviations of diameter and fall velocity measurements were calculated for each of the six locations in the measuring area separately. Figures C.6a and C.7a depict the

results for raindrop and ice particle measurements, respectively. Both figures show that measurements taken when particles were passing the location CE and CC matched best with the simulated data, which is an expected result, since the mean values for pixel resolution and vertical distance are equal to the correct values at these two locations. Also as expected, diameter and velocity recorded at LE and LC are always underestimated whereas both values are overestimated at DE and DC. Errors in measurements of d and v are therefore twofold: there is an error E due to location uncertainty defined as percentage by which the mean measured value differs from the real value, and there is a statistical error reflected in the standard deviation σ .

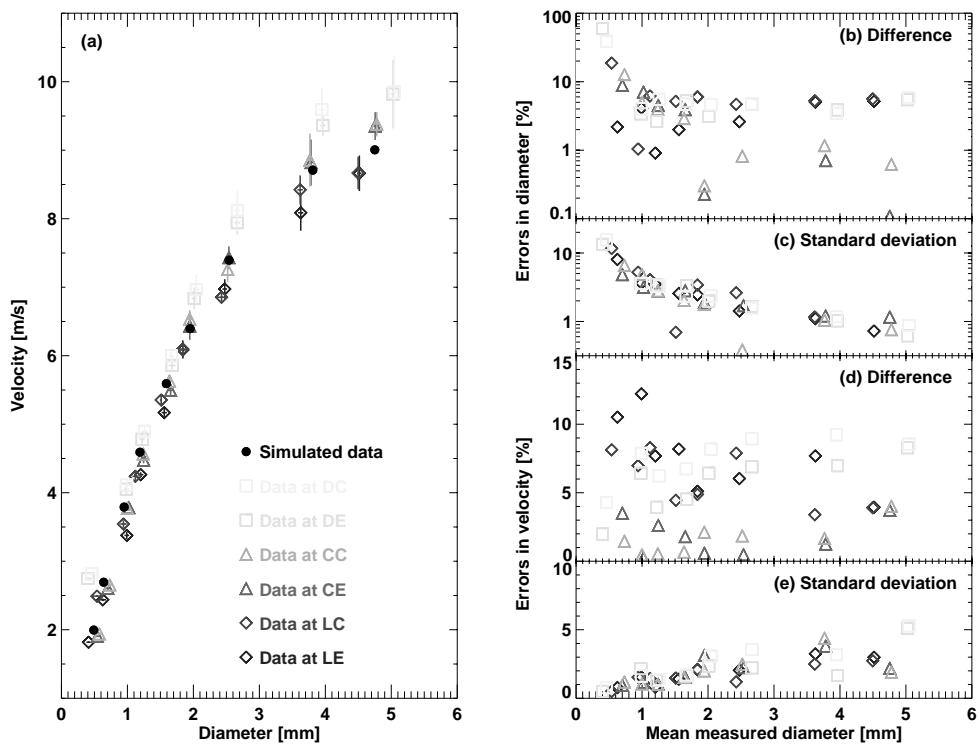


Figure C.6: Simulation of raindrops. (a) Comparison between simulated data (solid black dots) and measured data (diamond, triangle and box). Simulated raindrops passed the measuring area at six different locations in the measuring area indicated by different gray shades and symbols. Plus signs depict the standard deviation of the measurements at each location. (b) Relative difference between mean measured and real diameters. (c) Relative standard deviation of diameter measurements. (d) Relative difference between mean measured and simulated velocities. (e) Relative standard deviation of velocity measurements.

All errors for raindrop measurements are depicted in Figs. C.6b-e. Figure C.6b shows the error E_d in diameter measurements due to location uncertainty. For the smallest detectable particle ($d = 0.65$ mm) the maximum error is $\pm 60\%$ and decreases to less than $\pm 6\%$ for particles with $d > 1$ mm. The standard deviation σ_d , depicted in Fig. C.6c, decreased with increasing particle size. Whereas for particles with $d = 0.65$ mm σ_d is about 15%, σ_d diminishes gradually to about 1% for raindrops with $d = 4.75$ mm. The error E_v for all typical raindrop sizes is less than $\pm 10\%$ as shown in Fig. C.6d. The standard deviation σ_v , depicted in Fig. C.6e, increases with increasing particle size from less than 1% for particles with $d = 0.65$ mm to 5% for particles with $d = 4.75$ mm. Errors for snow and ice particle measurements are depicted in Figs. C.7b-e. E_d for the smallest particle ($d = 0.65$ mm) is $\pm 80\%$ and decreases for particles with $d > 2$ mm to $\pm 8\%$ (Fig. C.7b). The standard deviation σ_d , depicted in Fig. C.7c, decreases with increasing particle size from 10% to 0.2%. E_v is independent of the particle size and about $\pm 10\%$ as shown in Fig. C.7d. The standard deviation σ_v , depicted in Fig. C.7e, is less than 0.8% for ice particles of all sizes.

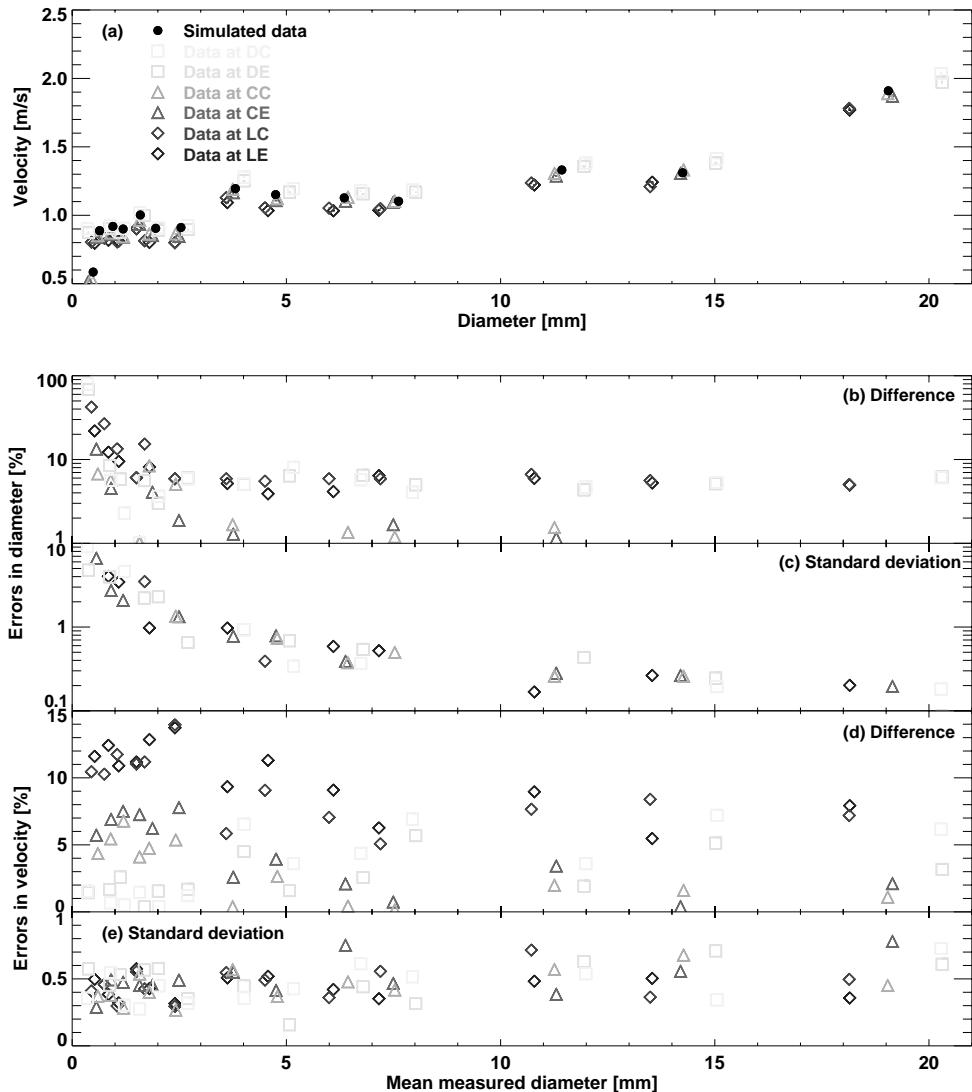


Figure C.7: Simulation of ice particles. (a) Comparison between simulated data (solid black dots) and measured data (diamond, triangle and box). Simulated ice particles passed the measuring area at six different locations in the measuring area indicated by different gray shades and symbols. Standard deviations depicted as plus signs are very small. (b) Relative difference between mean measured and real diameters. (c) Relative standard deviation of diameter measurements. (d) Relative difference between mean measured and simulated velocities. (e) Relative standard deviation of velocity measurements.

C.5 Evaluation Software

As described in Section 2, the data acquisition system starts recording as soon as a particle intercepts one of the light beams and stops recording when no more shadowing occurs within a time period of 16 ms. The recorded data are then stored in a 'block'. A block consists of two 'frames'. One frame contains the data recorded with the upper line scan camera, the other frame contains the data recorded with the lower line scan camera. Fig. C.8 shows an example of a block.

Several properties of each particle are reconstructed from the data within a block. Geometrical properties (e.g. width, height, etc.) of a particle are gained from the image of either frame. The fall velocity of a particle is calculated from the scan rate and the distance between the two measuring planes of the instrument and the vertical distance d between the two images in the two frames depicted in Fig. C.8. If a particle intercepts a light beam of the instrument less than 16 ms later than its preceding particle, the data acquisition continues, and images of more than one particle are stored in one block. All data recorded by the HVSD can be divided into blocks with one pair of images only (termed hereafter as 'non-ambiguous blocks') and blocks with more than one image in each frame (termed as 'ambiguous blocks'). Figure C.8 shows an example of a non-ambiguous block and Fig. C.9 shows an example of an ambiguous block with images of several particles. To obtain fall velocity information of each particle in an ambiguous block, corresponding images in the left and right frame have to be found. This process is termed 'matching' and is performed by the particle matching algorithm.

Images within the left and the right frame of an ambiguous block have to be matched in such a way that a pair of images represents the same particle. This is performed in two different ways depending on the type of precipitation. Precipitation is classified as either rain or not rain. The latter includes all mixtures of rain with other hydrometeors. If the precipitation type is classified as rain, the matching algorithm makes use of the known diameter-fall velocity relationship of raindrops and calculates for each image in the left frame a 'time window' in which the corresponding image in the right frame must be found. The time window is defined by the raindrop diameter, its corresponding fall velocity and a chosen uncertainty. This is illustrated in Fig. C.10. Assuming the precipitation type is rain, image 1 in the left frame is therefore the shadow of a raindrop with 1 mm in diameter and a fall velocity of approx. $4 \pm 1 \text{ ms}^{-1}$. The corresponding image in the right frame has to be found within the dark 'gray area, which is the time window corresponding to image 1. 'Image 1' is the only image within the calculated time window and the matching is completed. If the precipitation type is not rain, the matching algorithm uses a constant

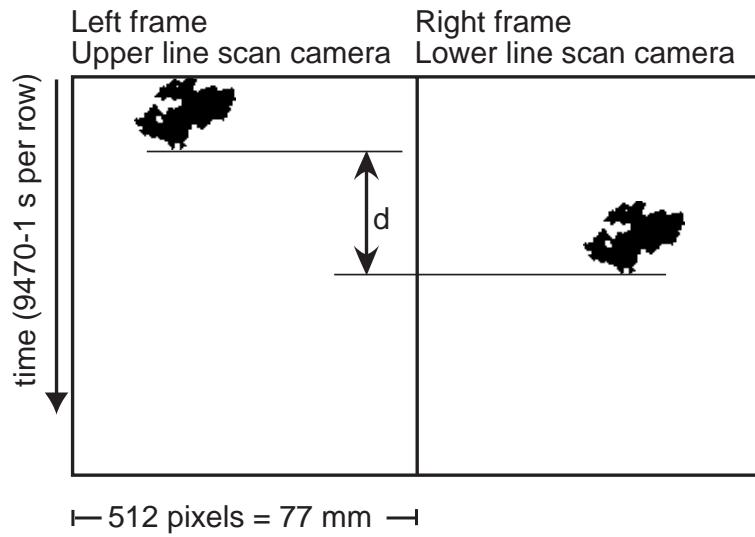


Figure C.8: An example of a non-ambiguous block, as recorded by the data acquisition. The block is recorded line by line along the vertical axis with a frequency of 9470 lines per second. One particle fell through the instrument and was measured with the upper line scan camera (left frame) and a short time period later with the lower line scan camera (right frame). This short time difference between the measurements of the upper and lower line scan camera is reflected in the vertical distance (d) between the two images in the two frames. Short distances d indicate a fast fall velocities and long distances d indicate slow fall velocities. The data acquisition stopped 16 ms after the particle fell through the lower light beam, and the block was closed and stored. These 16 ms without shadowing are represented by the lower part of the two frames which is empty.

time window (i.e. not size dependent) appropriate for the actual precipitation type. In the case of snow, this time window can be chosen, e.g., to correspond to the velocity interval of $[0.5, 6] \text{ ms}^{-1}$. In this case, image 1 in Fig. C.10 represents a snowflake of 1 mm in diameter. The corresponding time window is depicted as light 'gray bar in Fig. C.10 and all images within the right frame could be considered as a possible match for image 1.

In cases where several images are found within the calculated time window, the matching algorithm compares six characteristics of the images to find the best match. These are five geometrical properties, the width w , the height h , the circumference c , the area a and the 'grayscale $g = a/(h \cdot w)$ ' of the image and one position property x of the image within the frames where $|x - x'|$ is related to the horizontal wind velocity. For an arbitrary pair of images, all six characteristics are compared and a value between 0 and 1 is assigned to each characteristic where 1 stands for a perfect accordance. Then, all six values are con-

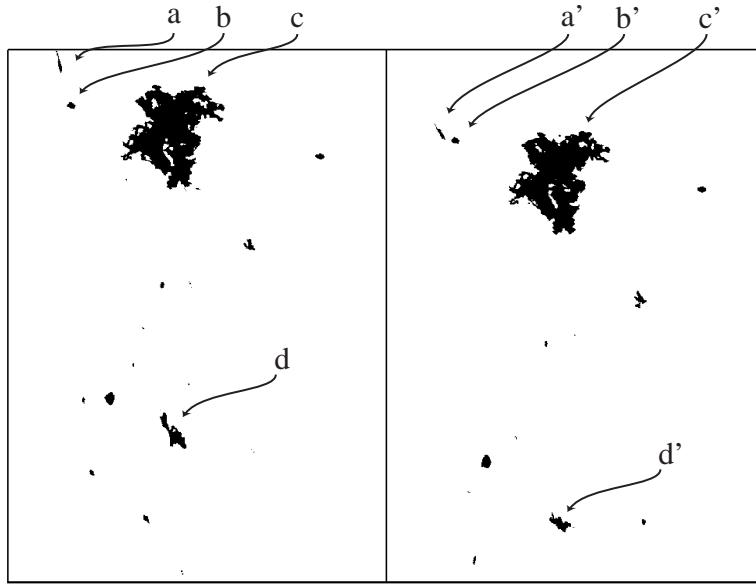


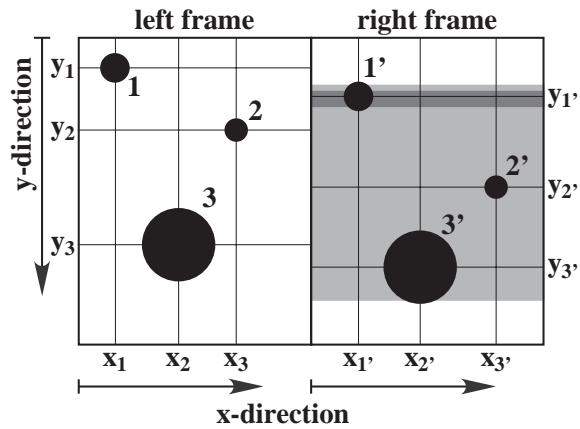
Figure C.9: An example of an ambiguous block. The block contains images of several particles. Images that are representations of the same particle, are labelled with the same lower case letter.

sidered together with a weighting factor for each to find the matching quality of the pair in question. Thus, to each possible pair a number between 0 and 1 is assigned, indicating the matching quality, i.e. the probability that the two images represent the same particle.

At most, one image of each frame can correspond to one image of the other frame. Therefore, a general assignment of the images from one frame to the images of the other frame has to be found where the sum over the matching quality of each pair is the highest possible. This type of mathematical problem is also known as the traveling salesman' problem and the complexity of the procedure to find the best general assignment is proportional to $(m!/(m - n)!)$, where m and n are the number of images in the frames. For larger blocks, this procedure is very CPU-intensive and the matching algorithm uses a simplified approach to solve the problem. The general assignment is generated by choosing as first assignment the pair of images with the highest matching quality. Then, all potential pairs that combine either one of the images from the first assignment are removed. As second assignment, between the remaining pairs of images, again the pair with the highest matching quality is chosen. This procedure is repeated until no pair is left.

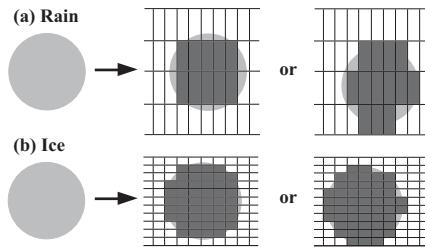
The evaluation software also reconstructs the actual particle cross section. Since the scan rate of the HVSD is constant, the shape of an image is in general not identical

Figure C.10: A sketch of an ambiguous block with images of three particles. Each image in the two frames is characterized by its position (x, y). The difference $y' - y$ is related to the fall velocity of the particle and $|x - x'|$ to the horizontal wind velocity. The meaning of the dark and light gray areas in the right frame is explained in the text.



to the actual cross section of the original particle. As discussed in section C.4 and as illustrated in Fig. C.11, the vertical pixel resolution varies with the fall velocity of each particle. After images are matched and the fall velocity is calculated, the original vertical

Figure C.11: Examples of two shadow images of a sphere with 1 mm in diameter falling with velocities comparable to (a) raindrops (3.8 ms^{-1}), (b) ice particles (1 ms^{-1}). The particles were scanned with a constant frequency of 9470 Hz.



dimension and thus the original cross section of the particle is reconstructed. If particles have additional to their vertical movement a horizontal component caused by wind, the recorded image appears as sheared cross section of the original particle. To correct for this shearing, every row is shifted by $s = v_h/f_{SF}$ in respect to its predecessor row, where v_h is the horizontal velocity and f_{SF} is the scan frequency of the instrument (Fig. C.12).

It has to be mentioned that the quality of the data evaluation depends on the amount of ambiguous blocks and, if ambiguous blocks are present, on the type of precipitation. The percentage of ambiguous blocks is directly related to the number of hydrometeors passing the HVSD per minute (see also Section 5), but it is not strictly linked to the precipitation rate. Drizzle, for example, has a high number of drops but the precipitation rate is low. In case of rain, the expected fall velocities are known and the matching of

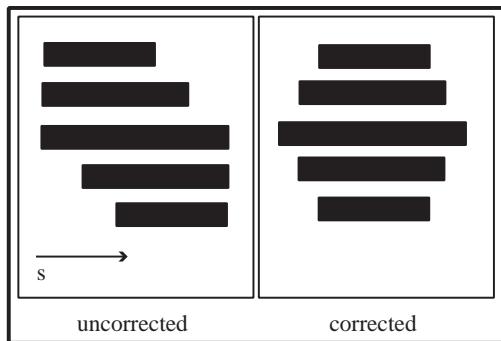


Figure C.12: Example of a sheared image before and after correction. Every row in the image has to be shifted by $-s$ in respect to its predecessor row.

ambiguous blocks with many images yield reasonable results. On the contrary, if the precipitation type is a mixture of, e.g., rain, melting snow and graupel, ambiguous blocks with more than a few images cannot be matched reliably because of the wide spectrum of expected fall velocities. The type of precipitation also affects the ability to compare geometrical properties of images in both frames of one block. Images of graupel particles, for example, have very similar shapes, whereas images of snowflakes have very individual shapes. In the latter case, images of the same width have different areas, circumferences, heights and 'grayscales', and thus images of snowflakes in ambiguous blocks are matched more reliable.

If many ambiguous blocks are present, the following strategies were used to obtain data of good quality. Fall velocities and shape characteristics of hydrometeors were derived from non-ambiguous blocks only. Size distributions were calculated using average fall velocities derived from non-ambiguous blocks and the particle flux. The latter quantity is determined by the number of particles in each size class obtained by counting the images with a given size in one of the frames of all, ambiguous and non-ambiguous, blocks.

C.6 Hydrometeor Measurements

The purpose designing and developing the HVSD was to have an instrument that measures many properties of precipitation particles with high accuracy. After instrumental errors were identified, the performance of the instrument and evaluation software was tested. Data of rainfall measured with the HVSD were compared to data obtained from a rain gauge and a Joss-Waldvogel disdrometer (Joss and Waldvogel, 1967). The performance of both of these instruments is well known and well documented in literature. Also, raindrop fall velocities have been studied extensively and are also well documented in literature.

C.6.1 Measurements of rain

Rainfall measurements from the HVSD were compared to data obtained with a Joss-Waldvogel disdrometer and a rain gauge. For this comparison, the instruments were positioned within 2 m of each other and recording during three short episodes of rainfall on 30 August 2001 in Zürich, Switzerland. The observed sizes of the raindrops were corrected according to the power law given in Equation C.1.

In a first step, rainfall rates obtained from all three instruments were compared to each other. Figure C.13a shows the rain intensities as measured with the three different instruments. A maximum rainfall rate of about 5 to 6 mm h⁻¹ was observed during the second episode. The total amount of rain accumulated during the whole period were 5.12 mm (disdrometer), 5.26 mm (HVSD), and 4.98 mm (rain gauge).

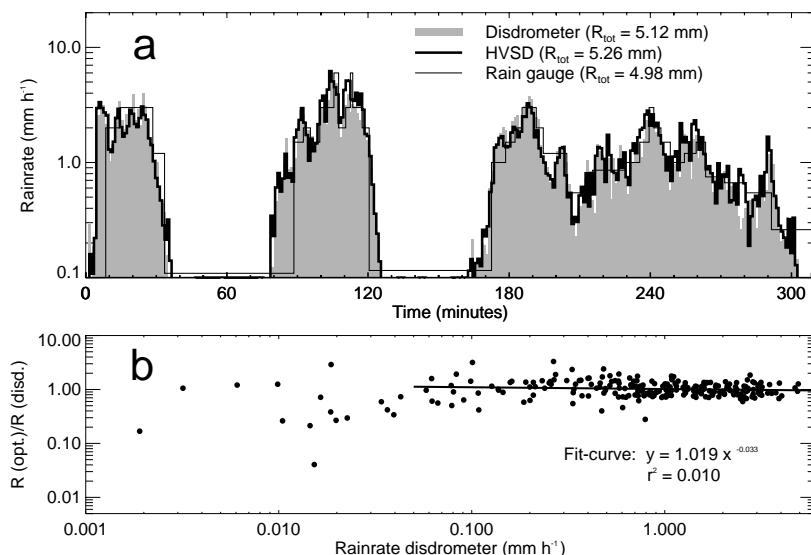


Figure C.13: (a) Rainrate measured with the HVSD (thick solid line), the disdrometer (gray shaded area), and the rain gauge (thin solid line) on 30 August 2001 in Zürich. (b) One-minute resolution rainrates observed with the HVSD compared to those observed with the disdrometer.

Figure C.13b shows how rainrates obtained from measurements with the HVSD agree with rainrates obtained from measurements with the disdrometer. Rainrates were calculated with a one minute resolution, and values were compared only when both instruments counted at least ten raindrops within the one minute time interval. For rainrates

greater than 0.05 mm h^{-1} , the fitted curve does not significantly differ from unity and scatter around the fit curve is small. For rainrates less than 0.05 mm h^{-1} , the HVSD underestimates the rainrate compared to the disdrometer, since rainfall consists of only small raindrops during these one minute time intervals. Due to the problems discussed in Section C.4, raindrops smaller than 0.65 mm in size cannot be detected over the entire measuring area or cannot be detected at all.

The measured velocity distribution for the entire event depicted in Fig. C.20. The gray shaded pixels shown in both panels of this figure have a width of 0.150 mm , which represents the horizontal pixel resolution of the instrument. The velocity resolution of the instrument decreases with increasing fall velocities from a resolution of 0.003 m s^{-1} for a fall velocity of 0.1 m s^{-1} to a resolution of 1 m s^{-1} for a fall velocity of 9 m s^{-1} . This fact is reflected in the increase of pixel height with increasing fall velocity. Different gray shades indicate how many particles were recorded within a particular size and velocity category. A logarithmic scale was chosen.

For each size category with more than five particles, mean fall velocity and standard deviation were calculated and depicted in Figure C.20 as solid dots and vertical bars, respectively. For the smallest size classes, a wide scatter of fall velocities between 0.5 and 9 m s^{-1} can be observed in Fig. C.20a. Although a splash shield was mounted that reduced splashes effectively, some splashing occurred and produced particles up to 2 mm in size with fall velocities of 1.5 m s^{-1} or less. A few small particles with very unreasonable fall velocities were observed which are mainly caused by faulty matches of two images within an ambiguous block. Faulty matching occurs, when images of several small drops of similar size are stored in one (ambiguous) block. If this is the case, particle characteristics like area, circumference etc. provide no additional information that allow proper matches based on the comparison of image properties.

To estimate how much of the observed scatter is due to faulty matches of the evaluation software, the data were limited to non-ambiguous blocks (Figure C.20b) and compared to the results obtained when allowing for all blocks recorded during the entire rain event (Fig. C.20a). A total of 3528 blocks (11%) out of 31250 were ambiguous. Table C.2 lists how many blocks were ambiguous and how many images these ambiguous blocks contained during the entire rain event. The scatter seen in Fig. C.20a is considerably diminished at small sizes in Fig. C.20b, when only non-ambiguous blocks were considered. This is reflected in smaller standard deviations of fall velocity measurements.

Still, a few particle remain in Fig. C.20b with very unlikely fall velocities. These may be artifacts that occur during data acquisition. For example, it is possible that the image

Number of particles within one block	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Nnumber of blocks	27722	2804	485	125	53	31	14	3	5	2	1	2	2	0	0	0	1
Percentage of blocks	88.7	9.0	1.6	0.4	0.1									0.2			
Number of particles	27722	5608	1455	500	265	186	98	24	45	20	11	24	26	0	0	0	17
Percentage of particles	77.0	15.6	4.0	1.4	0.7									1.3			

Table C.2: Percentage of (particles measured in) non-ambiguous and ambiguous blocks. There are, e.g., 2804 blocks with two particles (two images in each frame of the block), thus 5608 particles are in blocks with two particles. These 2804 blocks are 9.0% of all blocks, the 5608 particles are 15.6% of all particles.

in the left frame of a non-ambiguous block is not caused by the same particle as the image in the right frame. This can happen when a particle passes the instrument close to the edge of the measuring area and leaves/enters the active measuring area without passing the second light beam.

Average fall velocities obtained from the instrument were compared to fall velocity data from literature. The solid line in Figure C.20 represents the fall velocity of raindrops according to Berry and Pranger (1974) for the actual ambient temperature and pressure at the measuring site. For raindrop sizes between 1 and 2.5 mm there is a very good agreement between the observed fall velocities and Berry and Pranger's calculations. Raindrops smaller than 1 mm have smaller mean fall velocities than given by Berry and Pranger. The reason for this are likely the splashes which could not be inhibited completely by the splash shield. For raindrop sizes larger than 2.5 mm the observed mean fall velocities are larger than given by Berry and Pranger.

Finally, size distributions measured with the HVSD are compared to size distributions measured with the disdrometer. Figure C.14 shows 10-minute mean size distributions for the entire rain event. Black dots represent data of the HVSD, gray dots data of the disdrometer. A notable difference throughout the whole event is an underestimation of the number concentration of drops smaller than 1 mm in size by the HVSD in comparison with the disdrometer. As discussed above, the main reason for this discrepancy is due to the uncertainty with which drops smaller than 0.65 mm are recorded by the HVSD.

Although the HVSD was primarily designed to measure snow and ice particles, it has been shown that the instrument is also capable to measure raindrops. Observation of small hydrometeors of any kind have limitations: number concentrations of particles smaller than 0.65 mm in size are underestimated.

By comparing Figs. C.20a and b, three conclusions can be drawn on the performance of the instrument for the case shown. First, even in a case with maximum precipitation rate of only 6 mm h^{-1} , about one fourth of the particles were stored in ambiguous blocks. Images in ambiguous blocks have a potential to be mismatched by the evaluation software. Second, such mismatches do occur for particle sizes of 1 mm or less. At last, images of about 8000 particles (or 24% of all) were stored in ambiguous blocks. However, obvious differences between Figs. C.20a and b concern only a few tens of data points which means that the vast majority of images recorded in ambiguous blocks were matched correctly.

For the case discussed above, Fig. C.18 shows the percentage of raindrops recorded in ambiguous and non-ambiguous blocks as a function of the particle flux, which is the number of raindrops counted per minute. For particle fluxes of up to 200 raindrops per minute, over 80% of the recorded blocks were non-ambiguous. If 700 drops per minute were counted, 50% of the blocks were non-ambiguous. The number of ambiguous blocks with more than two pairs of images was always less than 20% of total number of blocks. Based on the author's experiences, mismatches of images occur when more than five pairs of images were recorded within one block. Thus the quality of the matching process depends on the total number of ambiguous blocks and in particular on the number of blocks containing more than five images in a frame.

C.6.2 Measurements of snow

A few examples of snow measurements are shown which are meant to demonstrate the type of information that can be expected from the HVSD. Figure C.15 shows actual cross sections of some selected large snowflakes. The images of the snowflakes were first matched and then the actual cross section of the original hydrometeor was reconstructed as described in Section 4. The evaluation software calculates several shape parameters from matched images useful for research purposes. The most important parameter is the size of any hydrometeor. Figure C.16a shows that the size of a hydrometeor can be defined in various ways. For example, size can be defined as the width of the enclosing box (d_1), the width of the maximum number of horizontally connected shaded pixels (d_2) or the diameter of an area equivalent circle (d_3). Figure C.16b shows how major and minor axes of the area equivalent ellipse and the canting angle of the major axis can be derived.

Fall velocity distribution

An example of a fall velocity distribution of snowflakes is shown for a case measured in the Alps of Northern Italy. On 30 October 1999, seven hours of moderate to light snowfall were measured on Monte Moro at an altitude of 2800 m MSL. Simultaneously, Formvar replicas (Schaefer, 1956) were taken every 10 to 15 minutes. These replicas show ice crystals of mainly irregular type, some broad branched crystals and small to medium sized aggregates. All particles were unrimed.

Fig. C.17 shows the percentages of snowflake images recorded in ambiguous and non-ambiguous blocks for these seven hours of snowfall. It is the equivalent figure to Fig. C.18 for the rain event described in the previous subsection. The snowflake flux ranges from 240 to 920 counts per minute. Compared to Fig. C.18 notably fewer images of snowflakes were stored in non-ambiguous blocks than images of raindrops for same particle fluxes. For example, when 700 hydrometeors were counted per minute, 58% of all hydrometeor images were stored in non-ambiguous blocks in case of rain, but only 34% of all hydrometeor images in case of snow. There is also a considerable number of snowflake images that were stored in blocks with more than five pairs of images, even at particle fluxes as low as 400 counts per minute. This significant difference originates in different fall velocities of raindrops compared to snowflakes. As described in Section 2, the data acquisition system begins to record as soon as at least one pixel element is shadowed and the recording of data stops when no pixel element is shadowed for 16 ms. A brief assessment shows that a raindrop with a fall velocity of 5 m s^{-1} passes both light beams in 2 ms. If no other particle enters the light beams for 16 ms, data acquisition is terminated after a total recording time of 18 ms, and a block with one pair of images is stored. A snowflake falling with 1 m s^{-1} , however, passes both light beams in 10 ms and data recording is finished after 26 ms if no more particle enters for 16 ms. This time window is much larger than in the case of the raindrop and chances are higher that a second particle enters the measuring area within these 26 ms than within the 18 ms in the case of the raindrop. As a result, less images of snow particles will be stored in non-ambiguous blocks than images of raindrops, even when particle fluxes are the same.

Figure C.19 shows the fall velocity distribution for a one-hour period during the snowfall event on 30 October. The gray shaded pixels in both panels are the same as in Figure C.20. The median fall velocity of each size category is depicted as a dot and solid lines are curves enclosing 50 and 75 percent of the data. Fig. C.19a shows data from all blocks, whereas Fig. C.19b shows data from non-ambiguous blocks only. The scatter at small sizes is reduced when only non-ambiguous blocks were analyzed. There is neither

a significant change of the ice crystal properties within the considered one hour time period (according to the Formvar probes), nor a change of fall velocities when monitored in shorter time intervals. Therefore, the source of scatter remaining in Figure C.19b is likely to be caused by the natural variability of fall velocities for this particular type of snow.

On 15 March 1998, data of an interesting case were recorded in the Linth Valley in Switzerland at about 1200 m MSL where graupel particles were mixed with unrimed crystals and unrimed large aggregates, based on Formvar replicas. The fall velocity distribution of a 10-min period is shown in Figure C.21. Each solid dot represents one hydrometeor. The two habits/types observed with Formvar replicas can be distinguished clearly as their fall velocity differ considerably. For comparison, fall velocity-diameter relationships from Locatelli and Hobbs (1974) for lump graupel and for aggregates of unrimed side planes are depicted as solid lines. This short episode shows the potential of the instrument to study mixed phases such as graupel mixed with snowflakes, raindrops mixed with graupel, or melting snow.

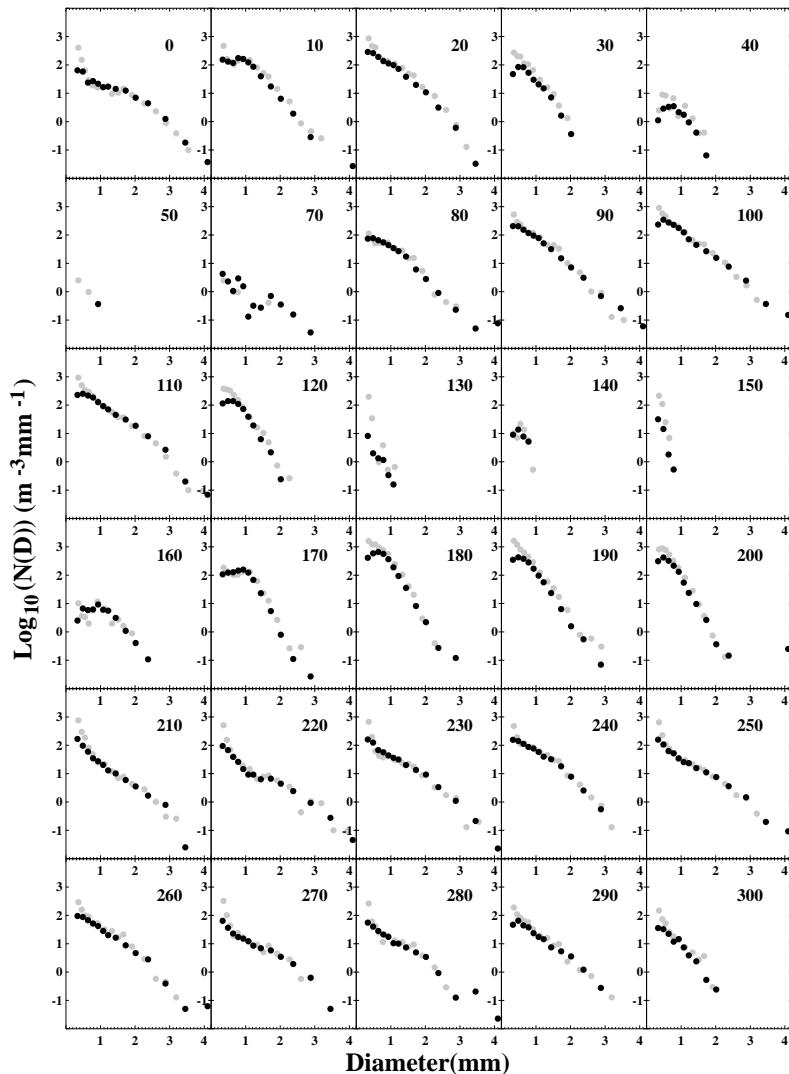


Figure C.14: Sequence of 10-minute average raindrop size distributions as observed with the HVSD (black dots) and the disdrometer (gray dots) on 30 August 2001 in Zürich. The numbers in each frame indicate the starting minute of each time period.

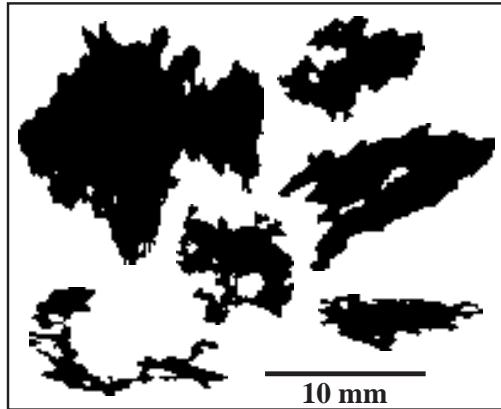


Figure C.15: Some examples of actual cross sections of large snowflakes.

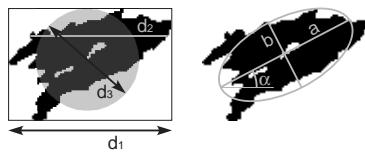


Figure C.16: Different possibilities to define the "size" of a non spherical particle: d_1 the width of the enclosing box, d_2 the width of the maximum number of horizontally connected shaded pixels, d_3 the diameter of an area equivalent circle. Other properties of non-spherical particles: The major and minor axes (a, b) of the area equivalent ellipse and the canting angle α of the major axis.

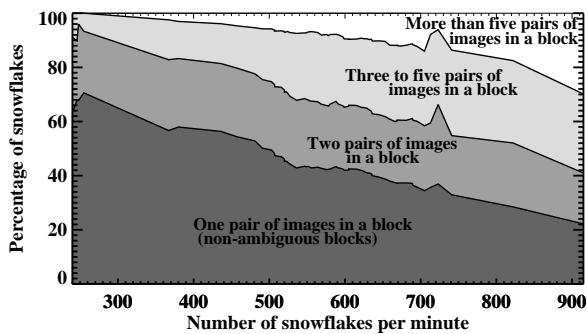


Figure C.17: The percentage of snowflakes recorded in non-ambiguous and ambiguous blocks in dependence of the particle flux (number of snowflakes counted per minute) on 13 October 1999 in northern Italy.

Figure C.18: The percentage of raindrops recorded in non-ambiguous and ambiguous blocks in dependence of the particle flux (number of raindrops counted per minute) on 30 August 2001 in Zürich.

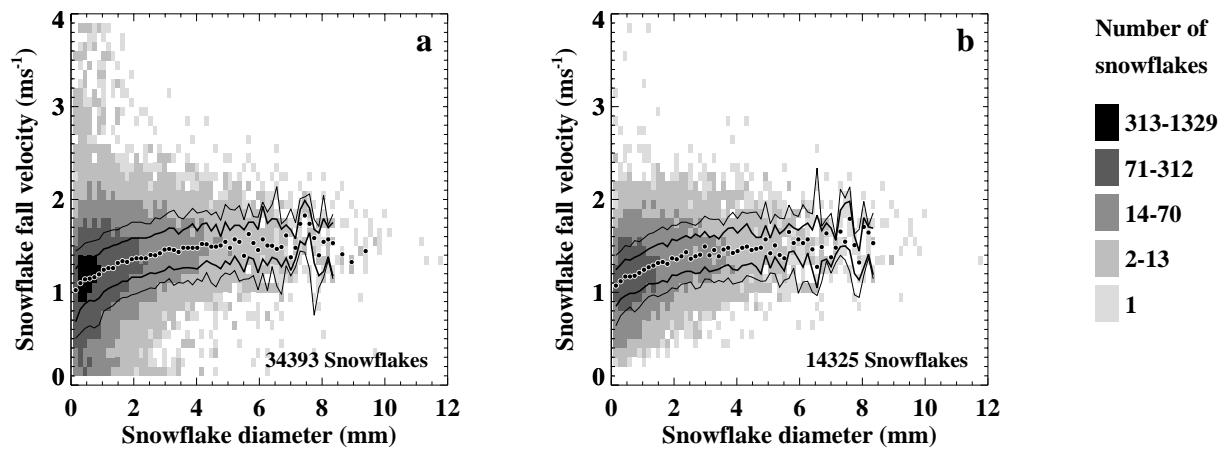
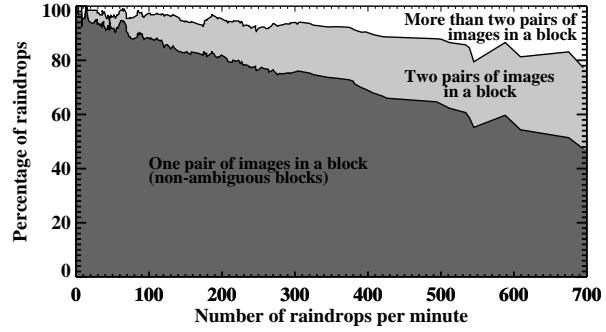


Figure C.19: (a) Fall velocities derived from all blocks recorded during a one-hour period of a snow event. (b) Fall velocities derived from non-ambiguous blocks only. Both panels: The dots show the median fall velocity for each size category. The solid lines are curves that enclose 50 and 75 percent of the data. Different gray shaded pixels indicate the number of particles recorded within a particular size and fall velocity category.

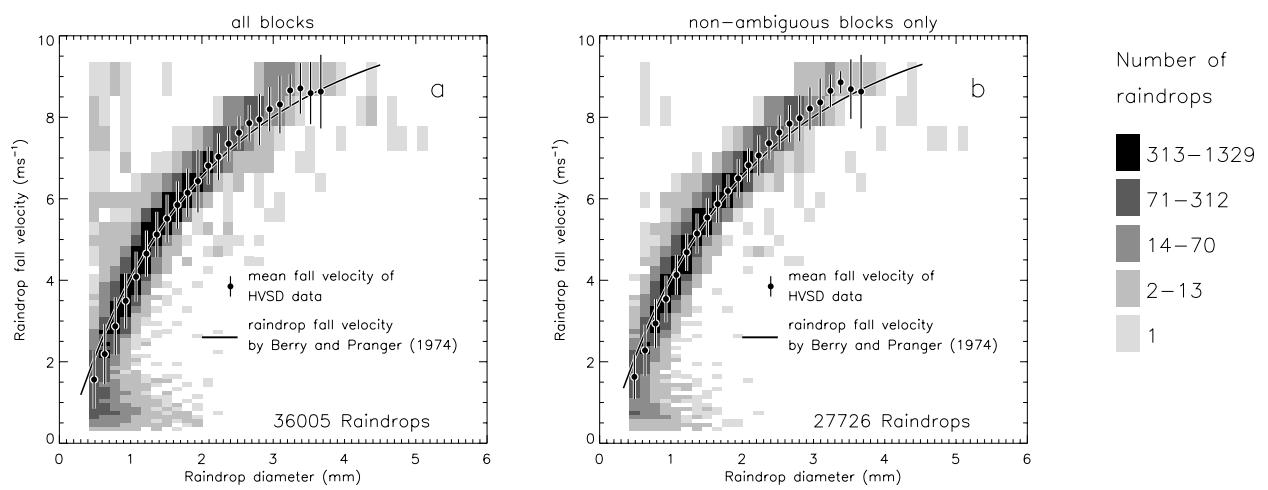


Figure C.20: (a) Fall velocities determined from all blocks recorded during the rain event. (b) Fall velocities determined from non-ambiguous blocks only. Both panels: The dots show the mean fall velocity for each size category (together with the standard deviation). The solid curve represents the fall velocity of raindrops according to Berry and Pranger (1974) which is adjusted to the ambient temperature and pressure. Different gray shaded pixels indicate the number of particles recorded within a particular size and fall velocity category.

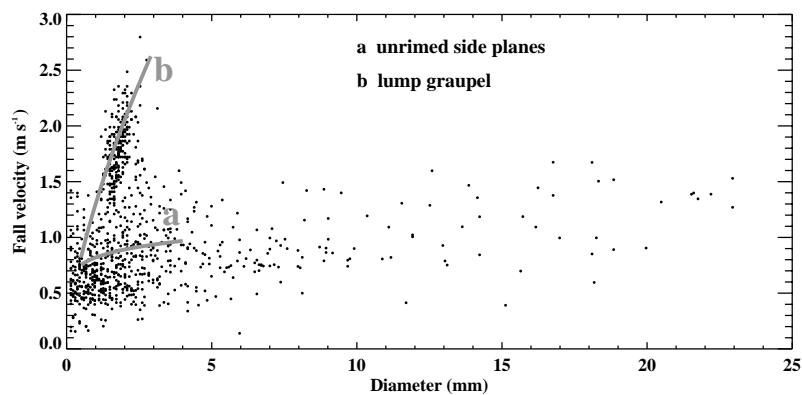


Figure C.21: Fall velocity distribution of 10 minutes of snowfall with mixed particle habits. Every dot represents one hydrometeor. The solid lines represent fall velocity-diameter relationships from Locatelli and Hobbs (1974) for aggregates of unrimed side planes (a) and lump graupel (b).

C.7 Conclusion

A ground-based optical instrument, the HVSD (Hydrometeor Velocity and Shape Detector) was developed to measure detailed properties of freely falling hydrometeors in natural precipitation. The instrument has two horizontally oriented parallel light beams with a vertical offset of about 10 mm. For each hydrometeor falling through the measuring area, there are two images recorded with a small time difference. If these two images can be identified and assigned to each other, size, shape, and fall velocity of the original hydrometeor are determined.

Images are stored in blocks that are divided into two types: non-ambiguous and ambiguous blocks. Non-ambiguous blocks contain the two images of one single hydrometeor. The images are automatically assigned to each other, and properties of the hydrometeor are calculated. Ambiguous blocks contain images of more than one hydrometeor, and a matching algorithm determines the two corresponding images of the same hydrometeor.

The quality of the size and fall velocity measurements obtained with the HVSD is influenced first by technical factors of the instrument and second by the ratio of non-ambiguous to ambiguous blocks. The type of precipitation influences both aspects. Technical factors limit the accuracy of size and fall velocity measurements. Diameter measurements have an error up to 60% for the smallest detectable drop of $d = 0.65$ mm, an error up to 6% for raindrops of $d > 1$ mm, an error up to 80% for the smallest detectable ice particle of $d = 0.65$ mm, and an error up to 8% for ice particles of $d > 2$ mm. Fall velocities are measured with an error of less than 10% for all sizes and particle types.

Images in ambiguous blocks can potentially be mismatched by the evaluation software. If images of two different hydrometeors are assigned to each other, real particles are not identified and virtual particles with probably unreasonable properties can be generated. The occurrence of mismatches increases with increasing ratio of ambiguous to non-ambiguous blocks and with increasing number of images in ambiguous blocks. Since raindrops are falling faster than snow particles, less ambiguous blocks are measured in rain than in snow when the particle flux is the same. However, ambiguous blocks may, but do not have to be subject of mismatches. By reasonable means, it is not possible to sort out all mismatches. But a visual overview of the difference between fall velocity data obtained from all blocks to those from non-ambiguous blocks only, leads to the conclusion that for the cases shown less than 10% of the particle images measured in ambiguous blocks are obviously mismatched resulting in unreasonable properties. Furthermore, the possibility of mismatches is almost completely restricted to particle images smaller than

1 mm in diameter. Comparison of measured raindrop data with literature values and with data from a Joss-Waldvogel disdrometer and a rain gage show that the precipitation rate and distributions of fall velocities and diameters are measured with good accuracy by the HVSD.

Acknowledgment

The authors wish to express their appreciation to Ruedi Lüthi, Peter Isler and Hans Hirter who contributed to design, develop and to build the HVSD and to Peter Eltz, a diploma student, who programmed substantial parts of the data evaluation software. The authors also wish to thank Bob Rauber for his carefull and thorough review of a first version of the manuscript.

C.8 References

- Berry, E. X., and M. R. Pranger, 1974: Equations for calculating the terminal velocities of water drops. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 108-113.
- Gunn, R., and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243-248.
- Hauser, D., P. Amayenc, P. Nutten, and P. Waldteufel, 1984: A new optical intrument for simultaneous measurement of raindrop diameter and fall speed distribubtions. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **1**, 256-269.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1967: Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure Appl. Geophys.*, **68**, 240-246.
- Knollenberg, R. G., 1973: The optical array an alternative to scattering or extinction for airborne particle size determination. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 86-103.
- Locatelli, J. D., and P. Hobbs, 1974: Fall speed and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2185-2197.
- Löffler-Mang, M., and J. Joss, 2000: An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 130-139.

- Sasyo, Y., and T. Matsuo, 1980: On the statistical investigation of fall velocity of snowflakes. *Pap. Met. Geophys.*, **31**, 61-79.
- Schaefer, V. J., 1956: The preparation of snow crystal replicas-VI. *Weatherwise*, **9**, 132–135.
- Schönhuber, M., H. E. Urban, J. P. V. Poiares Baptista, W. L. Randeu, and W. Riedler, 1997: Weather radar versus 2D-video-disdrometer data. *Weather Radar Technology for Water Resources Management*, B. Braga Jr. and O. Massambani, Eds., UNESCO Press, 159-171.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Der optische Schneespektrograph	20
2.2	Beispiel eines Blocks	22
2.3	Formkorrektur eines Blobs	26
2.4	Berechnete Größen eines Teilchens.	27
2.5	Der Quotient aus der Fitellipsenfläche und der Seitenfläche	29
2.6	Geometrie der Messflächen	30
2.7	Beispieldaten von Regen	32
2.8	Kontrolle von Größenverteilungen und der Mismatchkorrektur	34
2.9	Prozentualer Anteil an Teilchen in unterschiedlich stark besetzten Blöcken gegenüber der Anzahl Teilchen pro Minute	35
2.10	Gegenüberstellung von Geschwindigkeitsverteilungen mit $z = 0.6$ und mit Blöcken mit nur einem Blobärchen.	35
2.11	Vergleich von Größenverteilungen zweier Sätze von Betriebsparametern des Matchingprogramms	37
2.12	Schematische Darstellung des Sensors des Schneevideospektrometers	38
2.13	Beispielbilder des Schneevideospektrometers	39
2.14	Zusammenhang zwischen Masse und Durchmesser von Wassertropfen . . .	39
2.15	Windschutz für den Sensor des Schneespektrographen	41
2.16	Konstruktion zur digitalen Photographie der Eiskristalle und Schneeflocken .	42

2.17 Vergleich von Abbildungen einer Formvarprobe und einer digitalen Abbildung	43
3.1 Die Bewegung eines Volumenelements in einem kontinuierlichen Medium	46
3.2 Die Bewegung eines Körpers in einem kontinuierlichen Medium	47
3.3 Empirische und theoretische Zusammenhänge zwischen Re und X für ver- schiedene Teilchentypen	52
3.4 Approximation der Gleichung 3.13	53
4.1 Illustration zur Bestimmung der effektiven Bodenfläche	56
4.2 Stilisiertes Schema eines Ensembles	57
4.3 Abschätzung der effektiven Bodenfläche	60
— Bildunterschrift zu Abbildung 4.3	61
4.4 Abbildung einer Formvarprobe des entsprechenden Falls	61
4.5 Stilisiertes Schema eines Burgerensembles	62
4.6 Schematisierte Fälle zur Unterscheidung der Tiefe von Teilchen	63
4.7 Die lineare Funktion $f(\epsilon, \alpha)$ nach Gleichung 4.25 für $\epsilon_{min} = 0.12$	66
4.8 Abschätzung der effektiven Bodenfläche – Variante	67
4.9 Test der X - Re-Parametrisierung.	69
4.10 Test der X - Re-Parametrisierung durch die Verwendung eigener Daten.	70
4.11 Abschätzung der Flächenverhältnisse von Regentropfen.	72
4.12 Die abgeschätzte Masse von Regentropfen und ein Vergleich mit einem Distrometer	75
4.13 Die abgeschätzte Masse von Eiskristallen und Schneeflocken und ein Ver- gleich mit einem Distrometer	78
— Bildunterschrift zu Abbildung 4.13	79
4.14 Vergrösserung des Ausschnitts von Abbildung 4.13	79

4.15 Histogramme der mit dem Schneespektrograph und dem Schneevideospektrometer gemessenen Aggregate	83
4.16 Zweidimensionale Verteilungen und eine Kreuzrelation der mit dem Schneeskopgraph und dem Schneevideospektrometer gemessenen Aggregate	83
4.17 Histogramme der mit dem Schneespektrograph und dem Schneevideospektrometer gemessenen irregulären Teilchen	84
4.18 Zweidimensionale Verteilungen und eine Kreuzrelation der mit dem Schneeskopgraph und dem Schneevideospektrometer gemessenen irregulären Teilchen	84
— Bildunterschrift zu Abbildungen 4.15 und 4.17	85
— Bildunterschrift zu Abbildungen 4.16 und 4.18	85
5.1 Schematischer Querschnitt des zweistufigen Aufbaus der Messkampagnen	92
5.2 Die Verteilung der Formvarproben sowie der Typen und Verreifungsgrade der Schneeflocken und Eiskristalle	94
5.3 Der Anstellwinkel gegenüber dem Achsenverhältnis der Fitellipse von Nadeln für verschiedene Intervalllängen	95
5.4 Verteilungen von mittel verreiften Dendriten und mittel verreiften Nadeln für unterschiedliche Intervalllängen	96
5.5 Vergleich der Fits	97
5.6 Verteilungen verschiedener Teilchengeschwindigkeiten	102
5.7 Verteilung des Achsenverhältnisses gegenüber der Teilchengröße für mittel verreifte Nadeln und $t \pm 5 \text{ min}$	103
5.8 Verteilungen verschiedener Teilchengeschwindigkeiten	107
5.9 Gegenüberstellung von verschiedenen Teilchenorientierungen	108
5.10 Gemessene und abgeleitete eindimensionale Verteilungen des Schneeskopgraphen	111
5.11 Gemessene und abgeleitete zweidimensionale Verteilungen des Schneeskopgraphen	112

— Bildunterschrift zu Abbildung 5.10	113
— Bildunterschrift zu Abbildung 5.11	113
5.12 Reflektivität und Dopplergeschwindigkeit vom X-Band-Radar	114
A.1 Schematischer Aufbau des Matchingprogramms	124
C.1 Photograph and schematic diagrams of top and side view of the HVSD . .	136
C.2 Device used to evaluate the accuracy of the HVSD	138
C.3 Geometry of the two measuring planes	139
C.4 Simulation of raindrops	140
C.5 Simulation of ice particles	141
C.6 Simulation of raindrops	142
C.7 Simulation of ice particles	144
C.8 An example of a non-ambiguous block, as recorded by the data acquisition	146
C.9 An example of an ambiguous block	147
C.10 A sketch of an ambiguous block with images of three particles	148
C.11 Examples of two shadow images of a sphere falling with velocities comparable to raindrops and ice particles	148
C.12 Example of a sheared image before and after correction	149
C.13 Rainrate measured with the HVSD, the disdrometer, and the rain gauge .	150
C.14 Sequence of 10-minute average raindrop size distributions as observed with the HVSD and the disdrometer	156
C.15 Some examples of actual cross sections of large snowflakes	157
C.16 Different possibilities to define the "size" of a non spherical particle . .	157
C.17 The percentage of snowflakes recorded in non-ambiguous and ambiguous blocks in dependence of the particle flux	157

C.18 The percentage of raindrops recorded in non-ambiguous and ambiguous blocks in dependence of the particle flux	158
C.19 Fall velocities derived during a one-hour period of a snow event	158
C.20 Fall velocities determined during the rain event	159
C.21 Fall velocity distribution of 10 minutes of snowfall with mixed particle habits	160

Tabellenverzeichnis

2.1	Spezifikationen des Messsensors	21
2.2	Simulierte Regentropfen und Eiskristalle	31
2.3	Betriebsparameter des Matchingprogramms	36
2.4	Parameter des Schneevideospektrographen	40
2.5	Definition der Verreifungsstufen	43
2.6	Klassifizierung der Eiskristalle	44
4.1	Zusammenfassung (Mittelwerte) der in Abbildung 4.3 gezeigten Daten. . .	59
4.2	Gegenüberstellung der von der Seite gemessenen Werte und der Bodenfläche für die drei in Abbildung 4.6 gezeigten Fälle.	63
4.3	Bedeutung der Symbole und Linien der Abbildung 4.9	69
5.1	Werte von D_M , $\epsilon(D_M)$, D_T und $\epsilon(D_T)$	105
C.1	Specifications of the HVSD	137
C.2	Percentage of non-ambiguous and ambiguous blocks	152

Literaturverzeichnis

- Abraham, F. F. 1970. Functional dependence of drag coefficient of a sphere on Reynolds number. *Phys. Fluids.* 13:2194–2195.
- Barthazy, E. 1998. Micophysical Properties of the Melting Layer. Dissertation. ETH Zürich. Institut für Atmosphäre und Klima.
- Barthazy, E., S. Göke, D. Högl, und R. Schefold. 2003. An optical spectrometer for size, shape and fall velocity measurements of precipitation size hydrometeors. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, submitted.
- Barthazy, E., und R. Schefold. 2001. A new ground-based instrument to measure snowflakes. Proceedins to: 30th International Conference on Radar Meteorology p. 545.
- Barthazy, E., und R. Schefold. 2003. Properties of snowflakes of different riming degree and crystal types. Extended abstract for the 31st International Conference on Radar Meteorology, Seattle.
- Baschek, B. B. 2004. Dissertation. ETH Zürich. Institut für Atmosphäre und Klima.
- Baschek, B. B., R. Schefold, und E. Barthazy. 2003. Influence of embedded convection on microphysics of snowfall. Extended abstract for the 31st International Conference on Radar Meteorology, Seattle.
- Beard, K. V. 1976. Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops. *J. Atmos. Sci.* 33:851–864.
- Beheng, K. D., und U. Wacker. 1993. Über die Mikrostruktur von Wolken. *Meteorologische Fortbildung* 23:10–15.
- Bentley, W. A., und W. J. Humphreys. 1931. Snow Crystals. Dover Publications, Inc., New York.

- Böhm, J. P. 1989. A general equation for the terminal fall speed of solid hydrometeors. *J. Atmos. Sci.* 46:2419–2427.
- Böhm, J. P. 1992a. A general hydrodynamic theory for mixed-phase microphysics. Part I: Drag and fall speed of hydrometeors. *Atmos. Res.* 27:253–274.
- Böhm, J. P. 1992b. A general hydrodynamic theory for mixed-phase microphysics. Part III: Riming and aggregation. *Atmos. Res.* 28:103–123.
- Borys, R. D. 2003. Snow Video Spectrometer Operations Manual. Technical report. Storm Peak Laboratory, Desert Research Institute.
- Borys, R. D., D. H. Lowenthal, S. A. Cohn, und W. O. J. Brown. 2003. Mountaintop and radar measurements of anthropogenic aerosol effects on snow growth and snowfall rate. *Geophys. Res. Lett.* 30:1538.
- Cole, J., und S. Landolt. 2002. Marshall Field Site Information. Private Kommunikation.
- Eltz, P. 2002. Fallgeschwindigkeit und Achsenverhältnisse von Schneeflocken. Diplomarbeit. ETH Zürich. Institut für Atmosphäre und Klima.
- Federer, B., A. Waldvogel, W. Schmid, H. Schiesser, F. Hampel, M. Schweingruber, W. Stahel, J. Bader, J. Mezeix, N. Doras, G. Daubigny, G. Dermegreditchian, und D. Vento. 1986. Main results of Grossversuch-IV. *J. Climate Appl. Meteorol.* 25:917–957.
- Frank, F. 1974. Descartes observations on the Amsterdam snowfalls of 4th, 5th, 6th and 9th February 1635. *J. Glaci.* 13:535.
- Göke, S. 1999. Micropysics of the Melting Layer: Comparison of Model Results and in situ Measurements. Dissertation. ETH Zürich. Institut für Atmosphäre und Klima.
- Gunn, K. L. S., und G. D. Kinzer. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.* 6:243–248.
- Hanesch, M. 1999. Fall Velocity and Shape of Snowflakes. Dissertation. ETH Zürich. Institut für Atmosphäre und Klima.
- Hauser, D., P. Amayenc, P. Nutten, und P. Waldteufel. 1984. A new optical instrument for simultaneous measurement of raindrop diameter and fall speed distributions. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 1:256–269.

- Heymsfield, A. 2003a. Properties of tropical and midlatitude ice cloud particle ensembles. Part I: Median mass diameters and terminal velocities. *J. Atmos. Sci.* 60:2573–2591.
- Heymsfield, A. 2003b. Properties of tropical and midlatitude ice cloud particle ensembles. Part II: Applications for mesoscale and climate models. *J. Atmos. Sci.* 60:2592–2611.
- Heymsfield, A. J., und L. Miloshevich. 2003. Parameterizations for the cross-sectional area and extinction of cirrus and stratiform ice cloud particles. *J. Atmos. Sci.* 60:936–956.
- Heymsfield, A., S. Lewis, A. Bansemer, J. Iaquinta, L. Miloshevich, M. Kajikawa, C. Twohy, und M. Poellot. 2002. A general approach for deriving the properties of cirrus and stratiform ice cloud particles. *J. Atmos. Sci.* 59:3–29.
- Heymsfield, A., und M. Kajikawa. 1987. An improved approach to calculating terminal velocities of plate-like crystals and graupel. *J. Atmos. Sci.* 44:1088–1099.
- Hohl, R., H.-H. Schiesser, und I. Knepper. 2002. The use of weather radars to estimate hail damage to automobiles: An exploratory study in Switzerland. *J. Atmos. Res.* 61:215–238.
- Houze, R. 1997. Stratiform precipitation in regions of convection.. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78:2179–95.
- Joss, J., und A. Waldvogel. 1967. Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure Appl. Geophys.* 68:240–246.
- Kajikawa, M. 1989. Observation of the falling motion of early snowflakes. Part II: On the variation of falling velocity. *J. Meteorolog. Soc. Jpn.* 67:731–738.
- Kepler, J. 1966. The six-Cornered Snow-Flake (De Nive Sexangula). Clarendon Press, Oxford (original: Frankfurt am Main, 1611).
- Khvorostyanov, V. I., und J. Curry. 2002. Terminal velocities of droplets and crystals: Power laws with continuous parameters over the size spectrum. *J. Atmos. Sci.* 59:1872–1884.
- Knight, N. C., und A. Heymsfield. 1983. Measurements and interpretation of hailstone density and terminal velocity. *J. Atmos. Sci.* 40:1510–1516.
- Knollenberg, R. C. 1973. The optical array: an alternative to scattering or extinction for airborne particle size determination. *J. Appl. Meteorol.* 9:86–103.

- Kogan, Y., und A. Shapiro. 1996. The simulation of a convective cloud in a 3d model with explicit microphysics. Part 2. Dynamical and microphysical aspects of cloud merger. *J. Atmos. Sci.* 53:2525–2545.
- Löffler-Mang, M., und U. Blahak. 2001. Estimation of the equivalent radar reflectivity factor from measured snow size spectra. *J. Appl. Meteorol.* 40:843–849.
- Locatelli, J. D., und P. V. Hobbs. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.* 79:2185–2197.
- Magono, C., und C. W. Lee. 1966. Meteorological classification of natural snow crystals. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Ser. VII*:322–335.
- Matson, R. J., und A. W. Huggins. 1980. The direct measurement of the sizes, shapes and kinematics of falling hailstones. *J. Atmos. Sci.* 37:1107–1125.
- Mitchell, D. L. 1995. Use of mass- and area-dimensional power laws for determining precipitatin particle terminal velocities. *J. Atmos. Sci.* 53:1710–1723.
- Mitchell, D. L., und A. J. Heymsfield. 2003. Refinements in the treatment of ice particle terminal velocities, highlighting aggregates and graupel. *J. Atmos. Sci.* Revised and submitted.
- Mosimann, L., E. Weingartner, und A. Waldvogel. 1994. An analysis of accreted drop sizes and mass on rimed snow crystals. *J. Atmos. Sci.* 51:1548–1558.
- Muramoto, K., K. Matsuura, und T. Shiina. 1995. Measuring the density of snow particles and snowfall rate. *Electron. Comm. Jpn.* 3. 78:71–79.
- Ohtake, T. 1969. Observations of the size distributions of hydrometeors through the melting layer. *J. Atmos. Sci.* 26:545–557.
- Pruppacher, H. R., und J. D. Klett. 1997. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic Publishers.
- Rasmussen, R., J. Cole, und S. Landolt. 2002. Marshall Field Site Information. <http://www.rap.ucar.edu/projects/marshall/>.
- Redder, C. R., und N. Fukuta. 1991. Empirical equations of ice crystal growth microphy-sics for modeling and analysis. Part II: Fall veloctiy. *Atmos. Res.* 26:489–507.

- Rogers, R., D. Baumgardner, S. Ethier, D. Carter, und W. Ecklund. 1993. Comparison of raindrop size distributions measured by radar wind profiler and by airplane. *J. Appl. Meteorol.* 32:694–699.
- Schaefer, V. J. 1941. A method for making snowflake replicas. *Science* 7:239–240.
- Schefold, R., E. Barthazy, M. Wüest, und B. Baschek. 2002. Fall velocity and axial ratio of snowflakes. Vorabdruck zu: 11. Konferenz der Wolkenphysik, Ogden, Utah; Europäische Konferenz der Radarmeteorologie, Delft, Niederlande.
- Schönhuber, M., H. Urban, J.P.V. Poiares Baptista, W. Randeu, und W. Riedler. 1994. Measurements of precipitation characteristics by a new distrometer. Proceedings of „Atmospheric Physics and Dynamics in the Analysis and Prognosis of Precipitation Fields“, Rome, Italy.
- Schönhuber, M., H. Urban, J.P.V. Poiares Baptista, W. Randeu, und W. Riedler. 1995. Weather radar versus 2d-video-distrometer data. Proceedings of the „III International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radars“, São Paulo, Brazil.
- Seifert, A., und K. D. Beheng. 2001. A double-moment parameterization for simulating autoconversion , accretion and selfcollection. *Atmos. Res.* 59:265–281.
- Skaropoulos, N. C., und H. W. J. Russchenberg. 2003. Simulations of doppler spectra in the melting layer of precipitation. *Geophys. Res. Lett.* 30:361–363.
- Steiner, M. 1988. Bericht über Vergleichsmessungen mit verschiedenen Niederschlagsmessungen. Technischer Berich LAPETH-28, Oktober-Dezember 1987, Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich.
- Szyrmer, W., und I. Zawadzki. 1999. Modeling of the Melting Layer. Part I: Dynamics and Microphysics. *J. Atmos. Sci.* 56:3573–3592.
- Zikmund, J., und G. Vali. 1972. Fall patterns and fall velocities of rimed ice crystals. *J. Atmos. Sci.* 29:1334–1347.

Curriculum vitae

Raphael Schefold, dipl. phys.

Geboren am 8. Mai 1975 in Frankfurt am Main, Deutschland,
Bürger von Basel (BS).

Bildung und Studium

Ab Okt. 2003	Nachdiplomstudium „Didaktischer Ausweis“.
Nov. - Dez. 2001	Besuch bei der Gruppe von Prof. Dr. A. Heymsfield der Mesoscale and Microscale Meteorology Division, NCAR, Boulder, Colorado.
2001 - 2003	Doktorarbeit am Institut für Klima und Atmosphäre, ETH Zürich, unter der Leitung von Prof. Dr. H. Davies, Prof. Dr. K. Beheng, Dr. E. Barthazy und Prof. Dr. H. Richner.
2000	Diplomarbeit in Festkörperphysik bei Prof. Dr. P. Oelhafen und PD Dr. P. Reinke, Universität Basel.
Sommer 1997	Sprachaufenthalte in Cambridge/GB und Italien.
Feb. - März 1997	Dokumentationsarbeiten bei der Siemens Kraftwerksunion Energieerzeugung, Frankfurt.
1996 - 1998	Arbeiten in Experimentalphysikgruppen der Universität Basel, u.a. Magnetkraftmikroskopie-Arbeitsgruppe von Prof. Dr. H.-J. Güntherodt, Universität Basel.
1994 - 2000	Studium an der Universität Basel mit Hauptfach Experimentalphysik, Nebenfach Mathematik und Wahlfach Informatik.
Aug. 1994	Sprachaufenthalt in Cambridge/GB.
1994	Abitur mit Leistungsfächern Mathematik und Physik.
1985 - 1994	Humanistisches Lessing-Gymnasium in Frankfurt mit Latinum und Graecum.
1981 - 1985	Grundschule in Frankfurt/Main.

Konferenzen

- 2003 Internationale Konferenz über Alpenmeteorologie und MAP-Meeting.
2002 Europäische Konferenz über Radarmeteorologie, Delft, Niederlande.
2002 11. Konferenz über Wolkenphysik, Ogden, Utah.
2001 30. Internationale Konferenz über Radarmeteorologie, München, Deutschland.

Veröffentlichungen

Barthazy, E., S. Göke, R. Schefold und D. Högl, 2003: An optical spectrometer for shape and fall velocity measurements of precipitation size hydrometeors. Gesendet an Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.

Schefold, R., E. Barthazy, M. Wüest und B. Baschek, 2002: Fall velocity and axial ratio of snowflakes. Vorabdruck zur 11. Konferenz über Wolkenphysik, Ogden, Utah; Vorabdruck zur Europäischen Konferenz über Radarmeteorologie, Delft, Niederlande.

Barthazy, E. und R. Schefold, 2001: A new ground-based optical instrument to measure snowflakes. Vorabdruck zur 30. internationalen Konferenz über Radarmeteorologie, München, Deutschland.

Schefold, R., 2000: Installation und Inbetriebnahme einer Kelvinsonde im Hochvakuum und vergleichende Messungen von Pd, p,n-Si, Nb und Au mit Photoelektronenspektroskopie und der Kelvinsonde. Diplomarbeit, Institut für Physik, Universität Basel.

Danksagung

Ich möchte an dieser Stelle die Gelegenheit nutzen, mich ganz herzlich bei all den Menschen zu bedanken, die mir während meiner Dissertation am IAC mit Rat und Tat zur Seite standen und mich unterstützt haben.

Ich möchte meinen Dank an Dr. Eszter Barthazy richten für die vielen Diskussionen und wertvollen Impulse, die sie mir gab. Sie hat mir diese Dissertation ermöglicht, stellte Herausforderungen und wahrte stets den Überblick.

Ich danke Prof. Klaus Beheng für die fruchtbaren Treffen, kritischen Fragen, sein offenes Ohr und seine Hilfsbereitschaft. Die Kooperation mit ihm ist sehr lehrreich.

Ich bin Prof. Huw Davies und Prof. Hans Richner dankbar für ihr Engagement in vielen Situationen. Sie waren um meine Ausbildung besorgt und förderten eine kritische Positionierung meiner Arbeit.

Ich möchte Björn Baschek meinen Dank sagen für viele Diskussionen und Vorschläge. Ich empfinde unsere Zusammenarbeit als sehr angenehm und erfolgreich. Dass wir mehr als zwei Winter lang zusammen Messkampagnen durchgeführt haben, wird für mich immer etwas Besonderes bleiben.

Grosser Dank geht an Marc Wüest, der immer für die verschiedensten Anliegen Zeit hat und ein grosses Interesse und Geschick bei wissenschaftlichen, technischen, didaktischen und administrativen Fragen beweist.

Ich möchte allen weiteren Mitgliedern der Radargruppe meinen herzlichen Dank aussprechen, denn wir haben dort eine gute Kontinuität und eine angenehme, produktive Atmosphäre.

Für meine Arbeit hatten die Messkampagnen eine besondere Bedeutung. Andy Heymsfield ermöglichte Messungen im Storm Peak Laboratory in Colorado, wo ich Aaron Bansemer kennen lernte, der dann auch zu Messungen in die Schweiz kam und mir die Arbeit von

Andy Heymsfield und David Mitchell erklärte. Peter Eltz war an Messkampagnen und der Weiterentwicklung von Flocki beteiligt, worüber er eine erfolgreiche Diplomarbeit verfasste. Markus Stucki entwickelte die Digiflake-Kamera, wertete die Formvarproben aus und beteiligte sich an vielen Messkampagnen.

Dass die zahlreichen Abläufe in der Gruppe und am Institut so selbstverständlich funktionieren, ist vielen, aber ganz speziell Rudolf Lüthi, Peter Isler, Hans Hirter und Eva Choffat zu verdanken.

Ich möchte mich an dieser Stelle für die produktive und angenehme Stimmung am Institut bei all seinen Mitgliedern bedanken. Ich habe das Vergnügen, an zentraler Stelle, im Raum L10 – „The Place To Be“ – mit vielen Leuten angenehme Erfahrungen teilen und für viele Fragen Ansprech- und Diskussionspartner finden zu können.

Ich bin vielen Freunden für ihre Treue und ihr Verständnis meinen Dank schuldig. Ich möchte aber meinen ganz besonderen herzlichsten Dank meiner Familie und meiner Freundin Anna Valeria widmen für die Liebe, die Hoffnung und das Glück, die ich erfahren und ihnen geben darf.