

INAUGURAL - DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich-Mathematischen
Gesamtfakultät
der Ruprecht-Karls-Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl.-Phys. Paul Vochezer
aus Wangen im Allgäu
Tag der mündlichen Prüfung: 28.10.2015

In situ Charakterisierung von
kleinen Wolkenpartikeln
in Mischphasenwolken

Gutachter: Prof. Dr. Thomas Leisner
Prof. Dr. Werner Aeschbach

Kurzfassung

Mischphasenwolken (MPWn) bestehen aus unterkühlten Flüssigwassertröpfchen und aus Eisparkeln, sind thermodynamisch instabil und eine Quelle von Unsicherheiten für Klima- und Wettervorhersagen. Ziel dieser Arbeit ist es, durch die Detektion und Analyse von Wolkenpartikeln in MPWn ein verbessertes Verständnis der Mikrophysik dieser Wolken zu erlangen. Dazu wurden in situ Messungen mit neuartigen optischen Instrumenten durchgeführt, die hochaufgelöste Streumuster von einzelnen Wolkenpartikeln mit Größen im Bereich von wenigen bis zu hundert Mikrometern erzeugen. Die Analyse dieser Streumuster ermöglicht eine detaillierte Charakterisierung von Phase und Morphologie der kleinsten Hydrometeore einer MPW. Diese Untersuchungen liefern wertvolle Hinweise auf bisher nur lückenhaft verstandene mikrophysikalische Prozesse in MPWn.

Die Messdaten der vorliegenden Arbeit wurden an der AIDA-Wolkenkammer, auf hochalpinen Bergstationen und an Bord von Flugzeugen über der kanadischen Arktis erhoben. Untersuchungen unter wohldefinierten Laborbedingungen an der Wolkenkammer werden zur Charakterisierung und Kalibrierung der Messegeräte und Analysemethoden verwendet. Im Rahmen der Bergstationsmessungen wurden sehr hohe Anzahlkonzentrationen von kleinen Eisparkeln in MPWn gemessen, die mit der Windgeschwindigkeit korrelieren und vermutlich aus sekundären Eisformationsprozessen an der Erdoberfläche stammen. Bei der flugzeugbasierten Untersuchung von arktischen MPWn wurde die Nachweisgrenze für Eisparkel erreicht. Bei diesen Messungen wurden interessante Merkmale der Tröpfchenpopulation festgestellt. Die gewonnenen Erkenntnisse werden mit den Ergebnissen von Modellrechnungen und anderen Messgeräten verglichen.

Abstract

Mixed phase clouds (MPCs) contain both, supercooled liquid droplets as well as ice particles, are thermodynamically unstable, and are a source of uncertainty for climate predictions and weather forecasts. The aim of this work is to gain new insights into MPC processes by in situ probing their smallest cloud particles, which are just a few micrometers in size. Therefore measurements were carried out using novel optical instruments, which generate high resolution scattering patterns of individual cloud particles with sizes of a few up to a hundred micrometers. An analysis of the scattering patterns allows for a detailed characterization of the phase and morphology of the smallest hydrometeors in a MPC. These measurements provide valuable hints on microphysical processes in MPCs, that are only partly understood.

The thesis contains data obtained at the AIDA cloud chamber, at high alpine research stations and on board of research aircraft over the Canadian Arctic. Measurements taken at the cloud chamber are performed under well-defined conditions and allow for a characterization and calibration of the instruments and analysis methods. The results from mountain tops show very high concentrations of small ice particles, which correlate strongly with the wind speed and presumably originate from secondary ice formation processes at the surface. While probing Arctic MPCs, the ice detection limit of the instrument was reached. These measurements showed remarkable features of the droplet population. The results of this work are compared to findings from model calculations and alternative cloud probes.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Mischphasenwolken und ihre Rolle in der Atmosphäre	2
1.2	In situ Messungen in Mischphasenwolken	3
1.3	Überblick über die Arbeit	5
2	Theoretische Grundlagen	7
2.1	Bildung und Entwicklung der Partikel einer Mischphasenwolke (MPW) .	7
2.1.1	Die Kondensation von Tröpfchen	8
2.1.2	Die Nukleation von Eisparkeln	10
2.1.3	Der Wegener-Bergeron-Findeisen Prozess in MPWn	11
2.1.4	Multiplikationsprozesse von Eisparkeln in MPWn	12
2.2	Lichtstreuung von Wolkenpartikeln	14
2.2.1	Formulierung des Streuproblems	15
2.2.2	Lichtstreuung von Tröpfchen	18
2.2.3	Lichtstreuung von Eisparkeln	19
3	Experimentelle Methoden	23
3.1	Untersuchung einzelner Wolkenpartikel mit dem SID-3 und PPD-2K . .	23
3.1.1	Das Messprinzip der SID Instrumente	24
3.1.2	Aufbau des SID-3	25
3.1.3	Aufbau des PPD-2K	26
3.1.4	Analyse von Partikel-Anzahlkonzentrationen	27
3.1.5	Analyse von Streumustern	28
3.1.6	Quantifizierung des Anteils und der Konzentration bestimmter Partikelsorten	35
3.2	Messumgebungen	37
3.2.1	Die AIDA-Wolkenkammer des KIT	37
3.2.2	Bergstationsmessungen	39
3.2.3	Der eisselektive Einlass (ISI)	42
3.2.4	Der Drehtischaufbau	45
3.2.5	SID-3 Aspirationshauben	46
3.2.6	Flugzeugmessungen von Wolken über der Beaufortsee	50
4	Ergebnisse	53
4.1	Experimente an der AIDA-Wolkenkammer	53
4.1.1	Bestimmung der Wolkenpartikelphase mit dem SID-3 und PPD-2K	53
4.1.2	Detektionscharakteristik des SID-3 und PPD-2K im Bezug auf Eisparkel an der AIDA	64

4.1.3	Der eisselektive Einlass an der AIDA-Wolkenkammer	68
4.2	Messungen auf Bergstationen	70
4.2.1	Vergleich von PPD-2K und CPSPD Messungen bei ACRIDICON- Zugspitze	70
4.2.2	SID-3 Messungen zu Wolkenereignissen der CLACE Kampagnen	72
4.2.3	Korrelation von Windgeschwindigkeit und Eispartikel-Anzahlkon- zentration auf dem Jungfraujoch	78
4.2.4	Vergleich von SID-3 und Ice-CVI Messungen von CLACE 2013 .	80
4.2.5	PPD-2K Messungen als Teil des ISI während CLACE	81
4.2.6	Vergleich von SID-3 und ISI Messungen während CLACE	84
4.2.7	Vergleich von Modellrechnungen und SID-3 Messungen auf dem Jungfraujoch	90
4.2.8	Bemerkungen zur Qualität der Messdaten von Bergstationen . .	92
4.3	Flugzeuggetragene Messungen im Rahmen von VERDI und RACEPAC	96
4.3.1	Ausgewählte Messflüge	96
4.3.2	Untersuchung zur Nachweisgrenze von Eispartikeln	101
4.3.3	Die Tröpfchengröße als Funktion der Höhe	103
4.3.4	Bimodale Tröpfchengrößenverteilung an der Wolkenoberkante . .	107
4.3.5	Große Tröpfchenmode an der Wolkenunterkante	108
5	Zusammenfassung und Ausblick	113
5.1	Untersuchungen an der AIDA-Wolkenkammer	113
5.2	Messungen auf Bergstationen	114
5.3	Untersuchungen am eisselektiven Einlass	115
5.4	Flugzeugbasierte Messungen in arktischen MPWn	115
5.5	Ausblick	116
6	Anhang	117
6.1	Dokumentation zum Lenze Antriebs des KIT IMK-AAF Drehtisches . .	117
6.1.1	Verschaltung der Antriebskomponenten	117
6.1.2	Das Steuerungsprogramm	117

Kapitel 1

Einleitung

In seinem fünften Sachstandsbericht hat das „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (IPCC) festgestellt, dass es immer mehr Hinweise auf eine Änderung des Klimas der Erde aufgrund anthropogener Einflüsse gibt (STOCKER ET AL., 2013). Diese Änderungen werden vermehrt zu Umweltzuständen führen, unter denen das Leben auf unserem Planeten in seiner bisherigen Form erschwert wird. Besonders dramatische Änderungen werden hierbei in vergletscherten hochalpinen Gegenden und der Arktis bereits beobachtet und weiterhin erwartet (ZEMP ET AL., 2015); (COHEN ET AL., 2014). Im Rahmen dieser Arbeit wurden Untersuchungen von Wolken in diesen Gebieten durchgeführt. Nicht nur dort, sondern auch auf der globalen Skala sind Wolken ein zentraler Bestandteil des Klimasystems. Im Mittel sind 67 % unseres Planeten von Wolken bedeckt (KING ET AL., 2013).

Abbildung 1.1 illustriert, wie sehr die Erdatmosphäre durch Wolken geprägt wird, die damit von entscheidender Bedeutung für die Strahlungsbilanz, den hydrologischen Kreislauf und die Chemie der Erdatmosphäre sind (STOCKER ET AL., 2013). Wolken spielen eine zentrale Rolle bei der Temperaturregulierung und der Niederschlagsbildung. Ein detailliertes Verständnis von wolkenphysikalischen Vorgängen ist wichtig, um Wetter und Klima auf der Erde besser vorhersagen zu können (STOCKER ET AL., 2013). An der Bildung von Wolkenpartikeln sind fast immer Aerosolpartikel als Kondensations- oder Nukleationskeime beteiligt (PRUPPACHER/KLETT, 1997). Ändert der Mensch das Aerosol in der Umwelt, hat dies Auswirkungen auf die Zusammensetzung und Entwicklung von Wolken. In diesem Zusammenhang spielen u.a. anthropogene Aerosolemissionen

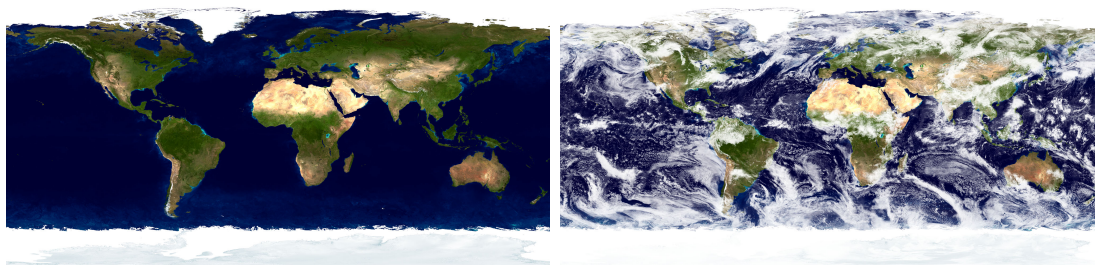


Abbildung 1.1: Aus Satellitenaufnahmen erstellte Darstellungen der Erde. Links ohne und rechts mit Wolken. Quelle: <http://visibleearth.nasa.gov>, „The Blue Marble: Land Surface, Ocean Color and Sea Ice (and Clouds)“, abgerufen am 23/07/2015.

nen aus Verbrennungsprozessen sowie eine Landnutzung, die eine erhöhte Mobilität von Bodenstaub zur Folge hat, eine wesentliche Rolle.

1.1 Mischphasenwolken und ihre Rolle in der Atmosphäre

Die Hydrometeore einer Wolke können entweder flüssige Tröpfchen oder feste Eispartikel sein. In der Atmosphäre beobachtet man in einem Temperaturbereich von $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$ Wolken, die sowohl aus Tröpfchen als auch aus Eispartikeln bestehen und Mischphasenwolken (MPWn) ¹ genannt werden.

Der offensichtlichste Weg zur Bildung einer MPW ist die Nukleation von Eispartikeln in einer Flüssigwasserwolke. Kühlt man ein reines Flüssigwassertröpfchen ab, so vollzieht sich erst bei einer Temperatur von ca. $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$ ein Phasenübergang und das Tröpfchen wird fest. Bei Temperaturen unterhalb dieser homogenen Gefrierschwelle besteht eine Wolke nur noch aus Eispartikeln. Oberhalb von $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$ können Aerosolpartikel als Eiskeime fungieren und so die Eisbildung ermöglichen, was zu einer MPW führt (LOHMANN/FEICHTER, 2005). Nach der Nukleation eines Eispartikels können durch sekundäre Prozesse relativ schnell, viele weitere Eispartikel entstehen (PRUPPACHER/KLETT, 1997); (CANTRELL/HEYMSFIELD, 2005).

Die Strahlungseigenschaften von Wolken werden sehr stark von der Phase ihrer Hydrometeore beeinflusst (SUN/SHINE, 1994). In den Untersuchungen von EHRlich ET AL. (2008) wurde dies bestätigt und zudem ein bedeutender Einfluss der Eispartikelform auf die Wechselwirkung mit elektromagnetischer Strahlung festgestellt.

Neben veränderten Strahlungseigenschaften führt die Nukleation von Eispartikeln in Wolken sehr oft zur Bildung von Niederschlag (PRUPPACHER/KLETT, 1997). Wie wichtig dies für die globale Niederschlagsbildung ist, wurde von MÜLMENSTÄDT ET AL. (2015) anhand von Satellitenbeobachtungen gezeigt. Demnach bildet sich Niederschlag, den äquatornahen Ozean ausgenommen, überwiegend in Wolken, an deren Oberkante Eispartikel nachweisbar sind. In Form von Niederschlag verliert eine Wolke Wasser, was ihre Lebensdauer beeinflusst (LOHMANN/FEICHTER, 2005). Trotz ihrer wichtigen Rolle sind die Prozesse, die zu Eispartikeln in Wolken führen, noch nicht ausreichend verstanden.

In einer Mischphasenwolke (MPW) tritt Wasser in allen drei Aggregatzuständen gleichzeitig auf, weshalb sich dieses System in einem thermodynamisch instabilen Zustand befindet. Im Rahmen des Wegener-Bergeron-Findeisen (WBF) Prozesses (WEGENER, 1911); (BERGERON, 1935); (FINDEISEN, 1938) wachsen die Eispartikel auf Kosten der Tröpfchen. Der Grund für den, in Abb. 1.2 dargestellten, WBF Prozess ist der höhere Wasserdampfpartialdruck über flüssigem Wasser im Vergleich zu Eis. Trotz dieser, ihnen innewohnenden Instabilität zeigen Beobachtungen, dass MPWn unter verschiedensten Bedingungen in der Erdatmosphäre verbreitet auftreten (SHUPE ET AL., 2008). Besonders in der Arktis wurden MPWn beobachtet, die über mehrere Tage stabil sein können (SHUPE, 2010). Der WBF-Prozess sollte gemäß den Modellrechnungen von KOROLEV/ISAAC (2003) sehr viel schneller zu einer Vereisung der Wolke führen als dies im Rahmen von Beobachtungen der Fall ist. Dies wird erklärbar, wenn man neben dem

¹Basierend auf ihren Bestandteilen lassen sich Flüssigwasser-, Mischphasen- und Eiswolken unterscheiden. Dies ist eine mikrophysikalisch motivierte Alternative zur herkömmlichen Klassifizierung von Wolken anhand ihres Aussehen, ihrer Ausdehnung und ihrer Position (WMO, 1987). In dieser Arbeit wird fast ausschließlich die mikrophysikalische Wolkenklassifizierung verwendet.

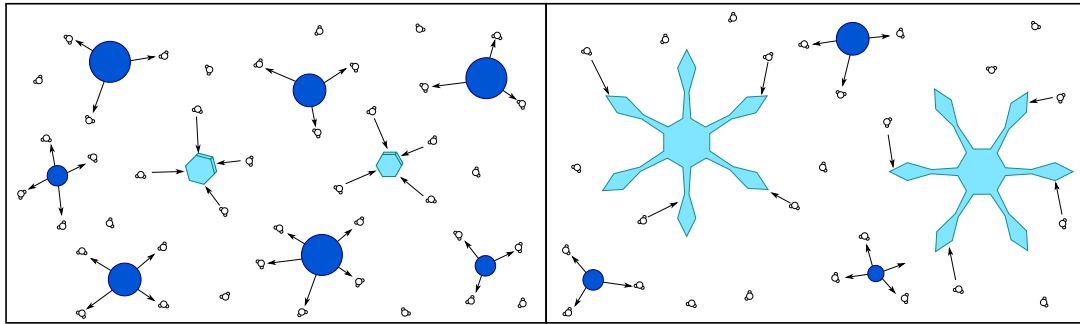


Abbildung 1.2: Darstellung des WBF Prozesses. Aufgrund des höheren Wasserdampfpartialdrucks über flüssigem Wasser im Vergleich zu Eis verdampfen in einer MPW die Tröpfchen während die Eispartikel durch Deposition wachsen.

WBF-Prozess die thermodynamische Entwicklung einer MPW berücksichtigt. In diesem Zusammenhang wies HEYMSFIELD (1977) als einer der Ersten nach, dass sich eine reine Eiswolke durch einen ausreichend schnellen Aufstieg, in eine MPW umwandeln kann. Beim Aufstieg müssen dabei, im Bezug auf Flüssigwasser, übersättigte Bedingungen auftreten, die zur Tröpfchenerzeugung führen. Während eines Aufstiegs, bei dem die Wassersättigung überschritten wird ist der WBF-Prozess inaktiv. Durchläuft eine MPW immer wieder solche Aufstiege kann sie sehr lange stabil sein, wie KOROLEV/ISAAC (2003); KOROLEV/FIELD (2007); KOROLEV (2008) und PINSKY ET AL. (2015) durch theoretische Überlegungen gezeigt haben. Die Langlebigkeit von arktischen MPWn erklären diese Studien dadurch, dass die Luftmassen einer MPW zwischen Wolkenunter- und Oberkante oszillieren und auf diese Weise eine permanente Koexistenz von Eispartikeln und Tröpfchen aufrecht erhalten wird. Eine solche Bewegung der Luftmassen lässt sich auch aus Beobachtungen ableiten (MCFARQUHAR ET AL., 2010); (SEDLAR/SHUPE, 2014).

Generell ist die Langlebigkeit von arktischen MPWn in einer prekären Balance zwischen Prozessen die zum Abbau von unterkühltem Flüssigwasser und zu dessen Neubildung führen begründet (MORRISON ET AL., 2012). Zum Abbau von Flüssigwasser führen das Eiskristallwachstum, der Eintrag von trockener Luft, und der Verlust durch Niederschlag. Die Quelle von Flüssigwasser in MPWn ist die Kondensation aus der Gasphase. Diese wird hervorgerufen durch das Strahlungskühlen an der Wolkenoberkante, turbulente Flüsse von ober- und unterhalb der Wolke und großskalige Prozesse.

1.2 In situ Messungen in Mischphasenwolken

Erste in situ Messungen in Wolken wurden von H. Weickmann während und nach dem zweiten Weltkrieg durchgeführt (WEICKMANN, 1945); (WEICKMANN/AUFM KAMPE, 1953). Die Experimentatoren hielten dabei, mit einem Ölfilm überzogene, Glasplättchen aus einem durch eine Wolke fliegenden Flugzeug. Diese Plättchen wurden innerhalb des Flugzeugs unter einem Mikroskop untersucht und fotografiert. Heute steht zur in situ Untersuchung von Wolkenpartikeln eine immer breiter werdende Auswahl von Messgeräten zur Verfügung, die u.a. in WENDISCH/BRENGUIER (2013) Kapitel 5 zusammengetragen sind. Bei fast allen modernen Geräten zur in situ Beprobung werden die Wolkenpartikel im luftgetragenen Zustand Laserlicht ausgesetzt. Durch die Analyse

der Wechselwirkung von Partikel und Laserlicht lässt sich dieser detailliert beschreiben.

Wie bereits erwähnt wurde, ist die Charakterisierung der Eisbildung und der Eisphase von MPWn für deren Auswirkungen auf Wetter und Klima sehr wichtig. Der WBF-Prozess sorgt dafür, dass Eispartikel in MPWn rasch anwachsen. Im Umkehrschluss ist davon auszugehen, dass sich kleine Eispartikel, mit maximalen Abmessungen $< 50 \mu\text{m}$, in einer MPW erst vor kurzer Zeit gebildet haben. Mit der Untersuchung kleiner Eispartikel ist man somit den Eisformationsprozessen in einer MPW direkt auf der Spur. Die kleinsten Eispartikel haben allerdings eine Größe, die jener der Tröpfchen entspricht. Deshalb ist eine Unterscheidung zwischen beiden, anhand der Größe nicht ohne Weiteres möglich. Außerdem ist die Anzahl der Tröpfchen in MPWn typischerweise viel größer als die der Eispartikel. Die Tröpfchen einer MPW sind zudem unterkühlt und frieren beim Kontakt mit einer Oberfläche sofort aus. Diese Voraussetzungen machen die *in situ* Charakterisierung von kleinen Eispartikeln in MPWn zu einer Herausforderung.

Geräte, die eine konventionelle Abbildungstechnik (ABDELMONEM ET AL. (2011); MCFARQUHAR ET AL. (2013)) oder Holographie (FUGAL/SHAW (2009); HENNEBERGER ET AL. (2013)) verwenden, liefern bei Partikeln mit Größen unter $50 \mu\text{m}$ nur noch schlecht aufgelöste Bilder. Mit diesen Methoden ist deshalb eine Bestimmung der Partikelphase für kleinere Partikel kaum möglich. Geräte, die ausschließlich die gestreute Intensität eines einzelnen Partikels aufzeichnen, wie die „Cloud Droplet Probe“ (CDP) haben sich zur Ermittlung der Anzahl und Größe von Wolkenpartikeln bewährt. Sie können die Partikelphase allerdings nicht bestimmen (BAUMGARDNER, 2011). Ein vielversprechender Ansatz zur Unterscheidung zwischen kleinen Eispartikeln und Tröpfchen bietet die Nutzung von polarisiertem Licht, wie sie z.B. im „Cloud Particle Spectrometer with Polarization Detection“ (CPSPD) eingesetzt wird (BAUMGARDNER ET AL., 2014). Das vom CPSPD gemessene Polarisationsverhältnis hängt jedoch von der Orientierung und Größe des Partikels ab.

In dieser Arbeit werden zum Nachweis und zur detaillierten Charakterisierung von kleinen Wolkeneispartikeln Geräte, der „Small Ice Detector“ SID-Familie eingesetzt die an der Universität Hertfordshire, UK gebaut werden. Diese zeichnen in fast-Vorwärtsrichtung Streumuster einzelner Wolkenpartikel auf. Die Muster hängen von der Größe, Form, Orientierung, Oberflächenrauigkeit und inneren Struktur der Partikel ab. Damit enthalten sie detaillierte Informationen zur Mikrophysik von Partikeln mit maximalen Abmessungen von nur wenigen Mikrometern.

Zu mikrophysikalischen Prozessen in MPWn gibt es eine Reihe offener Fragen, die im Rahmen dieser Arbeit behandelt werden. So haben ROGERS/VALI (1987) bei einer Untersuchung einer MPW an und über einem Berg eine 100-fach höhere Eispartikel-Anzahlkonzentrationen auf der Bergstation als an Bord eines darüberfliegenden Flugzeuges festgestellt. Die zusätzliche Eispartikelproduktion am Boden sollte einen starken Einfluss auf bodennahe Wolken haben, wobei eine detaillierte Charakterisierung dieser Prozesse immer noch aussteht. In weiteren Bergstationsmessungen konnten CHOU-LARTON ET AL. (2008) und LLOYD ET AL. (2015b) eine schnelle Oszillation zwischen flüssigen und vereisten Wolkenabschnitten feststellen. Zudem sammelten sie weitere Hinweise zur Eispartikelproduktion in bodennahen MPWn. Bei der Untersuchung von Eisresiduen auf einer Bergstation konnten COZIC ET AL. (2008) eine Anreicherung von Ruß feststellen, was einen direkten anthropogenen Einfluss auf die Eisbildung in natürlichen MPWn impliziert. Spätere Studien konnten dieses Ergebnis allerdings nicht reproduzieren (KAMPHUS ET AL., 2010).

Aufgrund der erhöhten Klimasensitivität der Arktis sind arktische MPWn für die

Klimaforschung von besonderem Interesse. Zudem sind arktische MPWn, wie oben erwähnt, relativ langlebig und können über Tage hinweg stabil bleiben. Zur Untersuchung arktischer MPWn fand die „Indirect and semi-direct aerosol campaign“ (ISDAC) im April 2008 in Alaska statt (MCFARQUHAR ET AL., 2010). In mehreren Studien wie z.B. von PAUKERT/HOOSE (2014) konnte eine gute Übereinstimmung zwischen Resultaten von Modellrechnungen und den Messergebnissen dieser Kampagne erzielt werden. Allerdings blieben auch nach dieser Kampagne Fragen zur Herkunft und zur Entwicklung der Eispartikel in MPWn offen (MCFARQUHAR ET AL., 2013).

Das „Ice in Clouds Experiment - Tropics“ (ICE-T) hatte die Untersuchung von Eispartikeln in tropischen kovektiven Wolken zum Ziel und fand 2011 in der Karibik statt. Im Rahmen dieser Kampagne wurden Messungen mit einem SID (JOHNSON ET AL., 2014) durchgeführt und es wurden relativ hohe Eispartikel-Anzahlkonzentrationen beobachtet. Diese führten HEYMSFIELD/WILLIS (2014) und LAWSON ET AL. (2015) auf sekundäre Eisproduktionsprozesse zurück, wobei eine sichere Identifikation der Prozesse schwierig bleibt.

1.3 Überblick über die Arbeit

Der Inhalt dieser Arbeit ist die detaillierte Untersuchung von kleinen Eispartikeln in MPWn. Hierzu wurden Messungen an künstlichen Wolken im Labor sowie an natürlichen Wolken auf Bergstationen und an Bord von Flugzeugen durchgeführt. Für diese Messungen wurden Geräte der SID-Familie, genauer der SID-3 (Version 3) und der „Particle Phase Discriminator Mark 2 Karlsruhe Edition“ PPD-2K eingesetzt. Um den SID-3 auf Bergstationen betreiben zu können, wurde ein neuer Aufbau realisiert, der eine Aspirationshaube und einen Drehtisch umfasste. Die Messungen mit dem PPD-2K wurden u.a. innerhalb eines neuartigen Einlasses durchgeführt, dessen Mitentwicklung ein Teil dieser Arbeit war.

In Kapitel 2 werden die theoretischen Grundlagen dieser Arbeit in knapper Form präsentiert. Diese umfassen die Bildung von Tröpfchen und Eispartikeln in einer Wolke sowie die theoretische Beschreibung der Lichtstreuung dieser Partikel.

Kapitel 3 setzt sich aus einer Darstellung der verwendeten Messgeräte und der Messumgebungen zusammen. Als Messgeräte werden der SID-3 und der PPD-2K vorgestellt und charakterisiert. Daran anschließend werden die Messbedingungen an der AIDA²-Wolkenkammer des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT), auf den Bergstationen von Zugspitze und Jungfraujoch sowie an Bord von Forschungsflugzeugen für die Polargebiete beschrieben.

Gegenstand von Kapitel 4 sind die Ergebnisse der durchgeführten Messungen von Wolken an der AIDA-Kammer, auf Bergstationen und über der kanadischen Arktis. Dabei werden die Messungen des SID-3 und des PPD-2K mit denen anderer Messgeräte und mit den Resultaten von Modellrechnungen verglichen.

Das abschließende Kapitel 5 enthält eine Zusammenfassung der Ergebnisse und einen

²kurz für Aerosol Interaktion und Dynamik in der Atmosphäre (AIDA)

Ausblick für zukünftige Forschungsaktivitäten.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen

In diesem Kapitel werden die theoretischen Grundlagen der vorliegenden Arbeit präsentiert, die die Untersuchung von Wolkenpartikeln mit optischen Methoden behandelt. Den ersten Teil dieses Kapitels bildet eine Zusammenfassung zur Bildung und Entwicklung der Partikel einer Mischphasenwolke (MPW). Daran anschließend wird der theoretische Formalismus zur Beschreibung der Lichtstreuung von Wolkenpartikeln vorgestellt.

Zunächst möchte ich jedoch einige Definitionen vorweg stellen. Zum Begriff der Wolke: „Eine Wolke ist eine sichtbare Ansammlung von luftgetragenen Partikeln gleicher oder unterschiedlicher Zusammensetzung und Form“ (BEHENG/WACKER, 1993). Diese Definition einer Wolke umfasst neben Nebel als eine auf dem Boden aufliegende Wolke, auch Wolken, die aus beliebigen luftgetragenen Partikeln bestehen. In der vorliegenden Arbeit werden Wolken von Hydrometeoren (Wassertröpfchen und Eispartikel) betrachtet, die zusätzlich weitere Aerosolpartikel enthalten. Die Größe der untersuchten Hydrometeore beträgt $3\text{ }\mu\text{m}$ bis $100\text{ }\mu\text{m}$. Im Fall von Tröpfchen bezieht sich die Größe auf den Durchmesser. Im Fall von Eispartikeln ist eine Größendefinition schwieriger und hier wird der Durchmesser eines lichtstreuäquivalenten Tröpfchens verwendet. Für diese Arbeit wird eine MPW als eine Wolke definiert, die sowohl Tröpfchen als auch Eispartikel enthält. Von entscheidender Bedeutung für die Klassifikation einer Wolke nach dieser Definition ist die räumliche Mittelungsskala. Für diese gibt es unter Wolkenphysikern keine klare Festlegung (KOROLEV/MAZIN, 2003). Im Folgenden wird eine Wolke als MPW bezeichnet, falls bei ihrer Beprobung mindestens ein Tröpfchen sowie mindestens ein Eispartikel nachgewiesen wurden. Damit ist die räumliche Mittelungsskala über die gesamte Wolke ausgedehnt.

2.1 Bildung und Entwicklung der Partikel einer Mischphasenwolke (MPW)

Die Hydrometeore einer MPW können sowohl Tröpfchen als auch Eispartikel sein. Tröpfchen können sich über homogene und heterogene Kondensation bilden, wie im ersten Teilabschnitt beleuchtet wird. Gegenstand des zweiten Teilabschnitts ist die Bildung von Eispartikeln via homogener oder heterogener Nukleation. Daran anschließend wird dargelegt, dass die Eispartikel einer MPW durch den Wegener-Bergeron-Findeisen Prozess anwachsen. Zusätzliche Eispartikel können durch sogenannte sekundäre Prozesse wie Fragmentation oder Kollision von bereits bestehenden Eispartikeln entstehen, wie

im letzten Teilabschnitt erläutert wird.

2.1.1 Die Kondensation von Tröpfchen

Luft einer bestimmten Temperatur, T , kann nur eine begrenzte Konzentration von Wasserdampf aufnehmen. Diese entspricht dem Sättigungsdampfdruck, $p_{s,\text{fl}}(T)$, von flüssigem Wasser. Ist die Wasserdampfkonzentration höher als $p_{s,\text{fl}}(T)$, spricht man von einem übersättigten Luftpaket. Dies kann (i) durch die Zufuhr von Wasserdampf oder (ii) durch Abkühlen eintreten. Übersättigte Luft befindet sich in einem thermodynamisch instabilen Zustand, in dem Wasserdampf in Form von Tröpfchen auskondensieren kann. Dabei ist zwischen der homogenen und der heterogenen Kondensation zu unterscheiden.

Ein Beispiel für die Wolkenbildung in der Atmosphäre durch Übersättigung ist (i) durch die Zufuhr von Wasserdampf in die herbstliche, kalte Luft über einem warmen See und die folgende Nebelbildung. Übersättigung durch Abkühlung (ii) tritt in der Atmosphäre am häufigsten durch das konvektive Aufsteigen eines Luftpakets auf, bei dem sich eine Wolke mit scharfem unteren Rand (Wolkenbasis oder Kondensationsniveau), wie beispielsweise bei einer sommerlichen Gewitterwolke, bildet.

Homogene Kondensation

Die Terminologie dieses Teilabschnitts ist an die Bildung von Wassertröpfchen angepasst. Diese Ausführungen lassen sich aber auf Tröpfchen einer beliebigen Substanz übertragen.

Bei der homogenen Kondensation bildet sich ein Tröpfchen aufgrund des statistischen Zusammentreffens von Wasserdampfmolekülen. Durch Kollisionen bilden sich zunächst Cluster aus Wassermolekülen. Diese können durch Anlagerung von weiteren Wassermolekülen zu Tröpfchen wachsen. In der Natur läuft ein Vorgang spontan ab, falls dabei die Gibbsche freie Energie, $G = U + pV - TS$, abnimmt. Die Änderung von G ist bei der homogenen Tröpfchenkondensation nach ROEDEL/WAGNER (2011) gegeben durch

$$\Delta G = \underbrace{\pi\sigma D_p^2}_{\text{Oberflächenterm}} - \underbrace{\frac{\pi\rho_{\text{Fl}}}{6M} RT \ln S \cdot D_p^3}_{\text{Volumenterm}}. \quad (2.1)$$

Dabei sind M die molare Masse, ρ_{Fl} die Dichte und σ die Oberflächenspannung der Tröpfchenflüssigkeit. R ist die universelle Gaskonstante, $S = p/p_{s,\text{fl}}(T)$ das Sättigungsverhältnis und D_p der Tröpfchendurchmesser. Eine Darstellung von ΔG in Abhängigkeit von D_p ist in Abb. 2.1 gegeben. Für kleine D_p dominiert der Oberflächenterm und es gilt $\Delta G > 0$. Mit steigendem D_p setzt sich der Volumenterm durch und ΔG sinkt ab. Das heißt, dass bei der homogenen Tröpfchenkondensation eine Schwellen- oder Aktivierungsenergie auftritt. Diese muss durch statistische Fluktuationen überwunden werden. Die Wahrscheinlichkeit zum Überwinden ist bei höheren Übersättigungen größer.

ΔG hat einen Scheitelpunkt bei D_p^* . Im Scheitelpunkt herrscht ein metastabiles Gleichgewicht zwischen Übersättigung und Tröpfchengröße und es gilt

$$\left. \frac{\Delta G}{dD_p} \right|_{D_p=D_p^*} = 0. \quad (2.2)$$

Aus dieser Bedingung ergibt sich die sogenannte Kelvingleichung

$$S^* = \exp\left(\frac{\sigma \cdot M}{\rho_{\text{Fl}} \cdot R \cdot T \cdot D_p}\right). \quad (2.3)$$

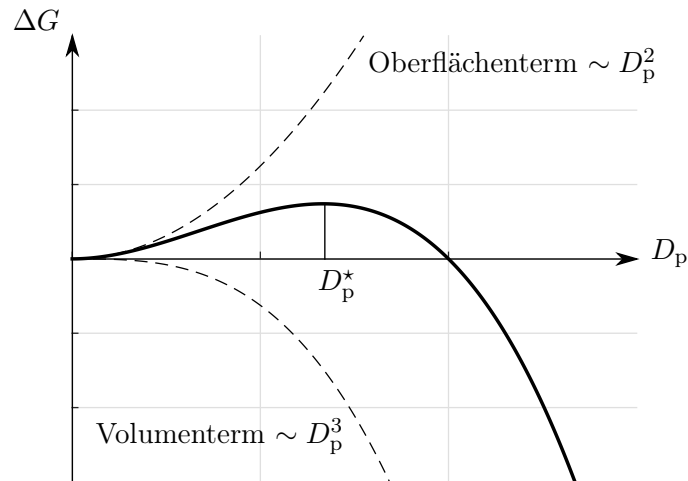


Abbildung 2.1: Änderung der Gibbschen freien Energie bei der homogenen Tröpfchenkondensation in Abhängigkeit des Tröpfchendurchmessers D_p .

Mithilfe der Kelvingleichung lässt sich der Sättigungsdampfdruck über einem Flüssigwassertröpfchen berechnen. Unter atmosphärisch relevanten Bedingungen erhält man für S^* , bei $D_p = 10$ nm, Werte von mehreren hundert Prozent (ROEDEL/WAGNER, 2011). Die Tatsache, dass S^* für kleine D_p aufgrund der Tröpfchenkrümmung sehr hoch ist, wird Kelvineffekt genannt und ist der Hauptgrund, weshalb die homogene Kondensation für die Bildung von Wolkentröpfchen nur von begrenzter atmosphärischer Relevanz ist. Homogene Kondensation ist allerdings z.B. für die Bildung von Schwefelsäuretröpfchen in der Atmosphäre von Bedeutung. Solche Aerosolpartikel sind ihrerseits für die heterogene Kondensation als Keime wichtig, wie im folgenden Abschnitt erörtert wird.

Heterogene Kondensation

Bei der heterogenen Kondensation dient ein bereits vorhandener Aerosolpartikel als Kondensationskeim. Die Wasserlöslichkeit des Kondensationskeims ist für den Kondensationsprozess bedeutsam. Im Fall eines löslichen Kondensationskeims entsteht ein Lösungströpfchen. Ein solches Lösungströpfchen kann schon bei wenigen Prozent Übersättigung stabil sein oder weiter wachsen. Grund hierfür ist zum einen, dass der Dampfdruck über einem Lösungströpfchen gemäß dem Raoult'schen Gesetz abgesenkt ist, und zum anderen, dass der Keim bereits eine gewisse Größe und das Lösungströpfchen damit eine geringere Krümmung (vgl. Kelvineffekt) besitzt.

Ist der Kondensationskeim nicht wasserlöslich, so hat er eine möglichst hohe Effizienz zur Tröpfchennukleation, falls seine Oberfläche gut mit Wasser benetzt. Ein kontinuierlicher Wasserfilm auf der Oberfläche eines Kondensationskeims hat einen relativ geringen Krümmungsradius, was einen relativ niedrigen Dampfdruck nach sich zieht (Kelvineffekt).

Ein wichtiges Merkmal der heterogenen Kondensation ist, dass die notwendige Übersättigung mit steigender Größe des Kondensationskeims abfällt. Besteht der Kondensationskeim aus NaCl, so tritt für einen Keimdurchmesser > 200 nm bereits ab $S > 1.001$ Tröpfchenwachstum ein (ROEDEL/WAGNER, 2011). Bei der Untersuchung einer Luft-

masse vor und nach der Bildung einer natürlichen Wolke stellt man typischerweise fest, dass die Anzahlkonzentrationen von Aerosolpartikeln mit $D_p > 200$ nm vor der Kondensation mit der der kondensierten Wolkentröpfchen identisch ist. Daraus schlussfolgert man, dass bei der Wolkenbildung alle Aerosolpartikel mit $D_p > 200$ nm zu Wolkentröpfchen aktiviert wurden (ROEDEL/WAGNER, 2011).

2.1.2 Die Nukleation von Eispartikeln

Betrachtet man das oben angeführte Beispiel einer sich durch Konvektion bildenden Tröpfchenwolke, so zieht anhaltendes Aufsteigen der Luftmasse eine anhaltende Abkühlung nach sich. Typischerweise besteht eine solche Wolke bis $T < -20$ °C vorwiegend aus Tröpfchen. Der Phasenübergang flüssig-fest kann prinzipiell ab $T < 0$ °C stattfinden, wobei auch bei diesem Phasenübergang eine Aktivierungsbarriere auftritt. Ähnlich wie bei der Kondensation von Tröpfchen unterscheidet man auch bei der Eisnukleation zwischen homogenen und heterogenen Prozessen. Homogenes Gefrieren bezeichnet

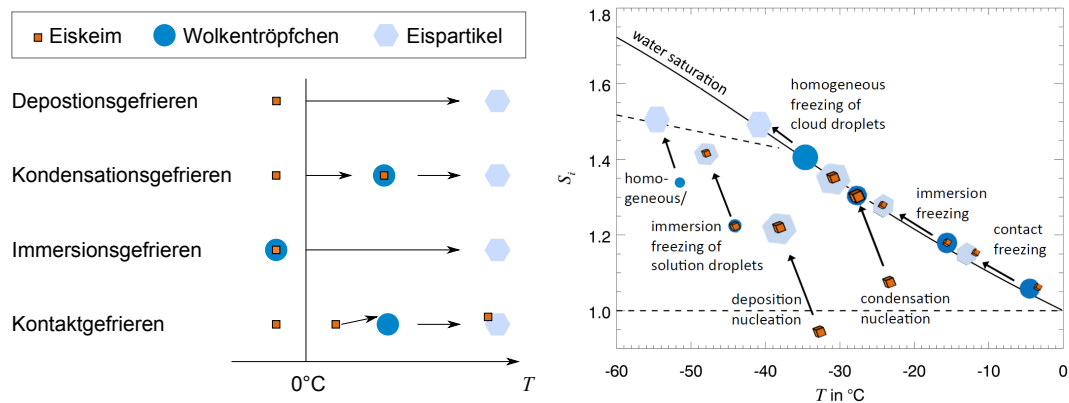


Abbildung 2.2: Links: Schematische Darstellung der nach VALI ET AL. (2014) unterteilten Prozesse der heterogenen Eisnukleation in troposphärischen Wolken. Rechts: Darstellung zum Aktivitätsbereich der verschiedenen Prozesse (übernommen aus HOOSE/MÖHLER (2012)). S_i ist das Sättigungsverhältnis über Eis.

den Gefriervorgang eines Wolkentröpfchens, bei dem die Temperatur die einzige, sich ändernde Variable ist. Zum heterogenen Gefrieren werden nach VALI ET AL. (2014) vier verschiedene Prozesse unterschieden, die in der linken Teilabbildung 2.2 zusammengestellt sind. Beim Depositionsgefrieren wächst ein Eispartikel unmittelbar aus der Gasphase. Kondensiert das Wasser zunächst auf dem Eiskeim und die Bildung des Eises findet in der flüssigen Phase statt, bezeichnet man dies als Kondensationsgefrieren. Von Immersionsgefrieren wird gesprochen wenn sich der Eiskeim bereits bei $T > 0$ °C im Wolkentröpfchen befindet und es nach einer Abkühlung unter den Gefrierpunkt zum Phasenübergang kommt. Das Kontaktgefrieren wird durch den Kontakt eines Eiskeims und eines unterkühlten Tröpfchens ausgelöst.

Aus der rechten Teilabbildung 2.2 ist ersichtlich, in welchem Parameterbereich die einzelnen Prozesse aktiv sind. Eis ist im Bereich oberhalb der horizontalen gestrichelten Linie, $S_i = 1$, stabil. Unterkühltes Wasser ist entlang der durchgezogenen Linie im Gleichgewicht mit der Gasphase. Diese zeigt die Gleichgewichts-Übersättigung über Flüssigwasser an. Bei $T = -38$ °C zweigt hiervon eine gestrichelte Linie ab, die das homogene Gefrieren von Wasser anzeigt. Diese sogenannten „Koop Linie“ (KOOP ET AL.,

2000) indiziert eine homogene Nukelationsrate von $5 \times 10^{14} \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Oberhalb dieser Linie treten so gut wie keine unterkühlten Tröpfchen auf. Weiterhin ist aus der rechten Teilabbildung 2.2 ersichtlich, dass mit sinkender Temperatur als erster Prozess das Kontaktgefrieren aktiv wird. Bei weiterer Abkühlung folgen Immersions-, Kondensations- und Depositionsgefrieren. Diese Aussagen sind über verschiedene Aerosoltypen gemittelt.

In dieser Arbeit werden Simulationsrechnungen präsentiert, die die Parametrisierung von DEMOTT ET AL. (2010) zur Berechnung der Anzahlkonzentration aktiver Eiskeime, n_{ek} , verwendet. Diese ist durch

$$n_{\text{ek}}(T) = a(273.15 - T)^b (n_{\text{aer},0.5})^{(c(273.15-T)+d)} \quad (2.4)$$

gegeben. Dabei ist T die Temperatur in Kelvin und $n_{\text{aer},0.5}$ ist die Anzahlkonzentration pro cm^3 von Aerosolpartikeln mit $D_p > 0,5 \mu\text{m}$. Für die Konstanten gilt: $a = 0,0000594$, $b = 3,33$, $c = 0,0264$, $d = 0,0033$. Diese Parametrisierung wurde aus neun Einzelstudien über einen Zeitraum von 14 Jahren abgeleitet und gilt für ein global gemittelttes Aerosol.

Für die Eiskernung in der Atmosphäre sind vor allem Bakterien, Mineralstaub- und Rußpartikel von Bedeutung. Im Labor und bei gezielten Wolkenmanipulationen (FREUD ET AL., 2015) zeigt Silberjodid (AgI) eine sehr hohe Eiskeimfähigkeit, die auf eine ähnlich Kristallstruktur zwischen AgI und Eis zurückgeführt wird. Jedoch scheint ein ähnlicher kristallographischer Aufbau generell keine notwendige Bedingung für die Eignung eines Aerosolpartikels als Eiskeim zu sein (KOOP/MAHOWALD, 2013). WAGNER ET AL. (2014) haben Aerosolpartikel untersucht, auf denen bei tiefen Temperaturen bereits Eis aufgewachsen war und wieder abgetragen wurde. Solche prä-aktivierten Aerosolpartikel zeigen auch bei höheren Temperaturen eine hohe Eiskeimfähigkeit.

Zur heterogenen Eiskernung gibt es keine umfassende theoretische Beschreibung und der Prozess ist Gegenstand aktueller Forschungsanstrengungen in Form von Laboruntersuchungen, Feldmessungen und Simulationsrechnungen. In dieser Arbeit wurde die heterogene Eiskernung nicht direkt untersucht, aber durch die Messung der Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel in MPWn wurde eine damit eng zusammenhängende Größe ermittelt.

2.1.3 Der Wegener-Bergeron-Findeisen Prozess in MPWn

In einer MPW koexistieren Eispartikel und unterkühlte Flüssigwassertröpfchen. Wassermoleküle sind in Eis stärker gebunden als in flüssigem Wasser. Dieser Unterschied in der Bindungsenergie führt dazu, dass der Sättigungsdampfdruck über einer Eisoberfläche, $p_{\text{s,eis}}(T)$, niedriger ist als der über einer Oberfläche von unterkühltem, flüssigem Wasser, $p_{\text{s,fl}}(T)$. Der Verlauf von $p_{\text{s,fl}}(T)$, $p_{\text{s,eis}}(T)$ und die mit einem Faktor zehn multiplizierte Differenz beider Drücke sind in Abb. 2.3 dargestellt. Die Differenz hat für $T \approx -12^\circ\text{C}$ ein Maximum. Der Dampfdruckunterschied bildet die Triebfeder für den in Abb. 1.2 dargestellten WBF-Prozess. Aufgrund des Dampfdruckunterschieds ist die höchste Aktivität des WBF-Prozesses bei $T \approx -12^\circ\text{C}$ zu erwarten.

Der WBF-Prozess ist für ein Verständnis der Entwicklung, der in dieser Arbeit untersuchten MPWn, wichtig. Außerdem beruht das Funktionsprinzip des eisselektiven Einlasses („Ice Selective Inlet“ kurz ISI), der im Rahmen dieser Arbeit mitentwickelt wurde, auf dem WBF-Prozess.

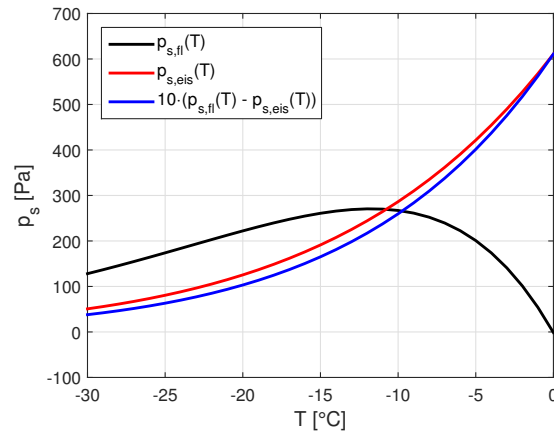


Abbildung 2.3: Sättigungsdampfdruck über einer flüssigen Wasseroberfläche, über einer Eisoberfläche und die Differenz zwischen beiden (mit einem Faktor zehn multipliziert). Es wurden Formeln nach SEINFELD/PANDIS (2006) von LOWE/FICKE (1974) verwendet.

2.1.4 Multiplikationsprozesse von Eispartikeln in MPWn

Fast alle Eispartikel in der Atmosphäre sind auf ein heterogenes Nukleationsereignis, unter Beteiligung eines Eiskeimens, zurückzuführen. Vergleicht man jedoch die Anzahlkonzentrationen von Eiskeimen und Eispartikeln, beobachtet man häufig um Größenordnungen mehr Eispartikel als Eiskeime. Diese Diskrepanz impliziert sekundäre Produktionsprozesse für Eispartikel, die auch Multiplikationsprozesse genannt werden.

Hallett-Mossop Prozess Der am besten beschriebene atmosphärisch relevante, sekundäre Produktionsprozess von Eispartikeln ist der Hallett-Mossop Prozess. In ihren Laborstudien haben Hallett und Mossop dazu einen 30 cm langen Metallstab, mit einem Durchmesser von 0,2 cm, in einer Wolke unterkühlter Tröpfchen aufgehängt und in Rotation versetzt (HALLETT/MOSSOP, 1974); (MOSSOP, 1976). Durch das Impaktieren von unterkühlten Flüssigwassertröpfchen auf dem rotierenden Metallstab entstehen Eispartikel-Bruchstücke. Die Anzahl der auf diese Weise generierten Eispartikel hängt von der Temperatur, der Rotationsgeschwindigkeit des Stabes und der Anzahlgrößenverteilung der unterkühlten Tröpfchen ab (HALLETT/MOSSOP, 1974); (MOSSOP/HALLETT, 1974); (MOSSOP, 1976); SAUNDERS/HOSSEINI (2001). Als Ergebnis wurde eine maximale Effektivität des Hallett-Mossop Prozesses im Temperaturbereich von -3 °C bis -8 °C identifiziert, was in Abb. 2.4 a) dargestellt ist.

Das atmosphärische Pendant zum Laborversuch ist ein Eispartikel, der durch eine Wolke unterkühlter Tröpfchen fällt. Dabei ist zu erwarten, dass es zu Bereifung und damit verbunden zur Produktion sekundärer Eispartikel kommt. Im Rahmen von Feldmessungen konnte der Hallett-Mossop Prozess in natürlichen Wolken nachgewiesen werden (LLOYD ET AL., 2015a) und Referenzen in CANTRELL/HEYMSFIELD (2005). Dabei wurden sehr viele säulenförmige Partikel als Eisbruchstücke nachgewiesen (HOBBS/RANGNO, 1998); (LLOYD ET AL., 2015a). Der von Hallett und Mossop beschriebene Prozess ist nur in einem recht engen Temperaturbereich und in einer recht definierten Wolkensituation (große Eispartikel in einer Wolke unterkühlter Tröpfchen) wirksam. Allerdings wurden auch außerhalb des Hallett-Mossop Temperaturbereichs, u.a. im Rahmen die-

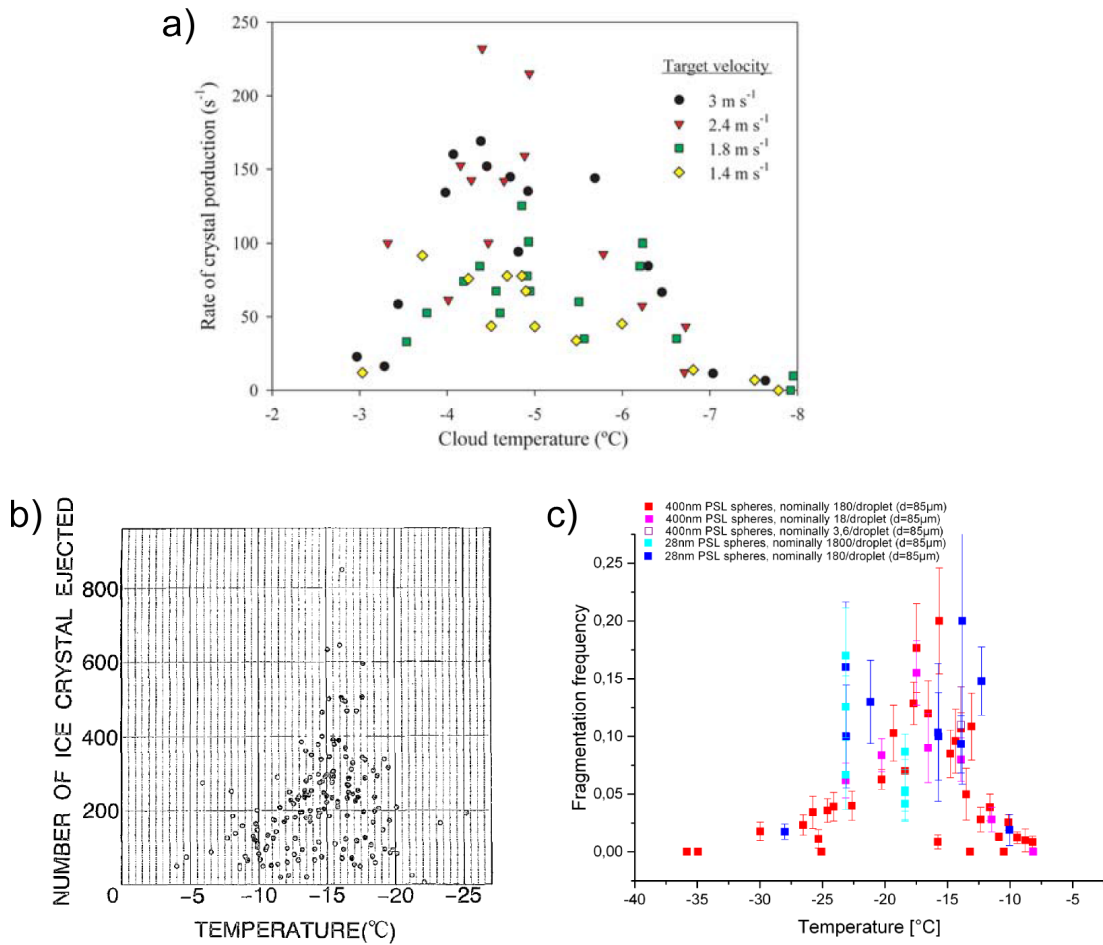


Abbildung 2.4: a) Produktion sekundärer Eispartikel durch Bereifung nach dem Hallett-Mossop Prozess. Aus CANTRELL/HEYMSFIELD (2005) nach MOSSOP (1976). b) Durch die Kollision zweier Graupelpartikel generierte Eispartikelanzahl. Aus TAKAHASHI ET AL. (1995) c) Fragmentationswahrscheinlichkeit eines gefrierenden Tröpfchens von unterschiedlichen Flüssigkeitslösungen, aus PANDER (2015).

ser Arbeit, sehr hohe Eispartikel-Anzahlkonzentrationen nachgewiesen. Dies deutet auf weitere Multiplikationsprozesse hin.

Eis-Eis-Kollisionen Von TAKAHASHI ET AL. (1995) wurden Kollisionen von Graupelpartikeln im Labor nachgestellt. Dazu wurden an den Spitzen zweier Metallstäbe Graupelpartikel gezüchtet. Beide Metallstäbe rotierten durch eine unterkühlte Flüssigwolke wobei die Graupelpartikel in zeitlichen Abständen kollidierten. Die Ergebnisse sind in Abb. 2.4 b) dargestellt und zeigen eine hohe Eismultiplikations-Aktivität im Temperaturbereich von $-10^{\circ}C$ bis $-20^{\circ}C$. YANO/PHILLIPS (2010) haben eine numerische Untersuchung durchgeführt und dabei einen Eis-Eis-Multiplikationsprozess durch Kollisionen von Eispartikeln vorgeschlagen, der über den gesamten Mischphasenbereich von $0^{\circ}C$ bis $-38^{\circ}C$ aktiv ist.

Fragmentation beim Gefrieren Beim Gefrieren von unterkühlten Tröpfchen können diese fragmentieren. Dies wurde u.a. von PANDER (2015) untersucht. Während des Kontaktgefrierens werden zunächst die Randbereiche eines Tröpfchens fest. Diese umschließen einen flüssigen Kern. Das entstehende Eis nimmt ein größeres Volumen ein und die Löslichkeit von Gasen ist im Vergleich zu Flüssigwasser reduziert. Dadurch steigt der Druck im flüssigen Kern, was zum explosiven Fragmentieren des Partikels in den verschiedensten Formen führen kann. Auf diese Art und Weise können aus einem gefrierenden Tröpfchen mehrere Eispartikel und Tröpfchen entstehen. Abb. 2.4 c) zeigt die Fragmentationshäufigkeit für verschiedene Tröpfchenflüssigkeiten als Funktion der Temperatur. Die maximale Fragmentationshäufigkeit beträgt 25 %. Es ist zu erwarten, dass durch Fragmentation generierte sekundäre Eispartikel keine ausgezeichnete Form aufwiesen. Aus diesem Grund haben u.a. RANGNO/HOBBS (2001) und LAWSON ET AL. (2015) den sehr hohen Anteil irregulärer Eispartikel in ihren Feldmessungen auf Eismultiplikation durch Fragmentation von gefrierenden Tröpfchen mit Durchmessern $> 50 \mu\text{m}$ zurückgeführt.

Bodennahe Prozesse Untersucht man eine Wolke im Feld und führt diese Messungen auf dem Boden durch, so kann es neben Prozessen in der Wolke zusätzlich zur Eispartikelproduktion auf der, in die MPW gehüllte, Erdoberfläche kommen. Diese Prozesse können zu einer 100-fach erhöhten Eispartikel-Anzahlkonzentration am Boden im Vergleich zu Wolkenbereichen darüber führen (ROGERS/VALI, 1987). Kommt eine Wolke unterkühlter Flüssigwassertröpfchen mit einer Oberfläche in Kontakt, so bildet sich auf der gesamten Oberfläche kontinuierlich Eis. Die Entstehung zusätzlicher Eispartikel kann in einer solchen Umgebung durch das Impaktieren von unterkühlten Tröpfchen oder das Aufwirbeln von feinen, diffusiv gewachsener Frostnadeln oder von Schnee (LLOYD ET AL., 2015b) geschehen. Bei diesen Prozessen scheint der Wind eine wichtige Rolle zu spielen.

Allen sekundären Produktionsprozessen ist gemein, dass sie sich unter schwierigen experimentellen Bedingungen in einer Umgebung unterkühlter Flüssigwassertröpfchen abspielen. Diese Umgebung macht sie im Feld schwer zugänglich und im Labor schwer nachstellbar. Bislang gibt es keine theoretische Beschreibung der sekundären Eispartikelproduktion.

2.2 Lichtstreuung von Wolkenpartikeln

Dieser Abschnitt gibt eine kurze Zusammenfassung zur Lichtstreuung an kleinen Partikeln, die an die Beschreibung von BOHREN/HUFFMAN (1998) angelehnt ist.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine Messmethode eingesetzt, bei der Wolkenpartikel wohldefiniertem Laserlicht ausgesetzt werden. Das elektrische Feld der einfallenden Welle versetzt elektrische Ladungen in den Wolkenpartikeln in eine harmonische Schwingung. Diese Oszillation der Ladungen wird zum einen in andere Energieformen u.a. Wärme umgewandelt, was Absorption genannt wird. Zum anderen emittieren die schwingenden Ladungen sekundäre elektromagnetische Strahlung in alle Raumrichtungen, die man gestreute Strahlung nennt, und deren Aufzeichnung, Auswertung und Interpretation in dieser Arbeit durchgeführt wurden. Im folgenden Abschnitt wird zunächst der formale Rahmen für die Behandlung des Streuproblems gegeben. Daran anschließend wird die exakte Lösung des Streuproblems eines Tröpfchens skizziert. Die

exakte Lösung für das Tröpfchen dient als Ausgangspunkt für die abschließenden Überlegungen zur Lichtstreuung von Eispartikeln.

2.2.1 Formulierung des Streuproblems

Trifft eine elektromagnetische Welle auf einen, in einem homogenen Medium eingebetteten, Partikel ist das Streuproblem eine Lösung für die elektrischen und magnetischen Felder innerhalb, \vec{E}_1 und \vec{H}_1 , sowie außerhalb des Partikels, \vec{E}_2 und \vec{H}_2 , zu finden. Die Lösungen des Streuproblems müssen sowohl den Maxwell-Gleichungen als auch den Randbedingungen an der Partikeloberfläche, genügen. Für harmonische Vorgänge lassen sich die Maxwell-Gleichungen in Materie in ihrer komplexen Form schreiben als

$$\nabla \cdot \vec{E} = 0, \quad (2.5a)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0, \quad (2.5b)$$

$$\nabla \times \vec{E} = i\omega\mu\vec{H}, \quad (2.5c)$$

$$\nabla \times \vec{H} = -i\omega\epsilon\vec{E}. \quad (2.5d)$$

Damit erhält man die vektoriellen Wellengleichungen

$$\nabla^2 \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0, \quad \nabla^2 \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0, \quad (2.6)$$

mit $k^2 = \omega^2 \epsilon \mu$ und $\nabla^2 \vec{A} = \nabla \cdot (\nabla \vec{A})$. Wobei ω die Kreisfrequenz, ϵ die Permittivität und μ die Permeabilität sind. Die Lösungen der Felder, innerhalb und außerhalb des Partikels müssen folglich den vektoriellen Wellengleichungen genügen.

Als Randbedingungen sei festgelegt, dass die tangentialen Komponenten von \vec{E} und \vec{H} beim Übergang von einem Medium in das andere kontinuierlich sind. Mathematisch ausgedrückt wird dies durch

$$\begin{aligned} [\vec{E}_2(\vec{x}) - \vec{E}_1(\vec{x})] \times \vec{n} &= 0, \\ [\vec{H}_2(\vec{x}) - \vec{H}_1(\vec{x})] \times \vec{n} &= 0. \end{aligned} \quad (2.7)$$

Dabei gilt, dass \vec{x} auf der Oberfläche des Partikels liegt und \vec{n} der Normalenvektor der Partikeloberfläche ist.

Im nächsten Schritt werden einige Zusammenhänge zwischen den Lösungen des Streuproblems innerhalb (Index 1) und außerhalb (Index 2) des Partikels sowie der einlaufenden Welle (Index i) und dem gestreuten Anteil (Index s) hergestellt. Die Felder außerhalb des Partikels sind abhängig von der einlaufenden Welle und dem gestreuten Anteil. Am Ort, \vec{x} , und zur Zeit, t , sind $\vec{E}_2(\vec{x}, t)$ und $\vec{H}_2(\vec{x}, t)$ gegeben durch

$$\vec{E}_2(\vec{x}, t) = \vec{E}_i(\vec{x}, t) + \vec{E}_s(\vec{x}, t), \quad \vec{H}_2(\vec{x}, t) = \vec{H}_i(\vec{x}, t) + \vec{H}_s(\vec{x}, t), \quad (2.8a)$$

mit

$$\vec{E}_i(\vec{x}, t) = \vec{E}_0 e^{i(\vec{k} \cdot \vec{x} - \omega t)}, \quad \vec{H}_i(\vec{x}, t) = \vec{H}_0 e^{i(\vec{k} \cdot \vec{x} - \omega t)}. \quad (2.8b)$$

Diese Betrachtung kann auf ebene einlaufende Wellen beschränkt werden, da alle anderen Wellen nach ebenen Wellen entwickelt werden können. Außerdem sind sowohl die Maxwell-Gleichungen als auch die Randbedingungen linear. Dies bedeutet, dass auch die Summe zweier Lösungen wieder eine Lösung des Streuproblems ist.

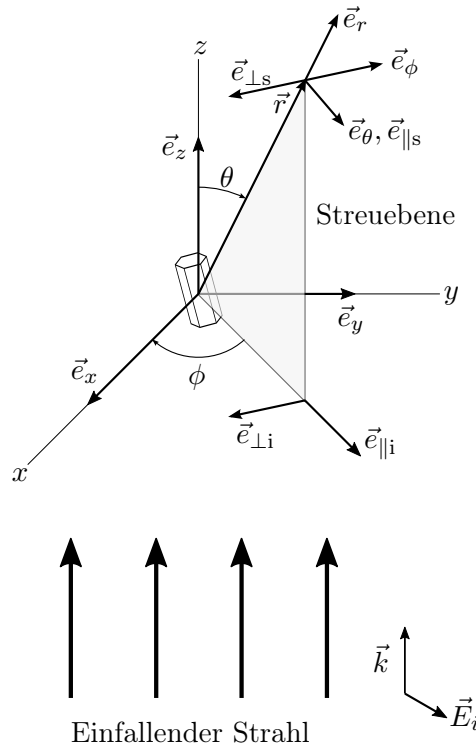


Abbildung 2.5: Lichtstreuung an einem Wolkenpartikel mit der Definition der Streugeometrie.

Um der Behandlung des Streuproblems einen formalen Rahmen zu geben, ist es nötig die Geometrie festzulegen. Hierzu sein ein kartesisches Koordinatensystem (mit den Einheitsvektoren \vec{e}_x , \vec{e}_y , \vec{e}_z) gegeben, dessen Ursprung an einem Punkt innerhalb des Partikels liegt (siehe Abb. 2.5). Dabei entspricht die z -Richtung des Koordinatensystems der Ausbreitungsrichtung des einfallenden Lichts (Vorwärtsrichtung). Der Beobachter befinde sich an einem Punkt $\vec{r} = r\vec{e}_r$. Um der Fernfeldnäherung zu genügen, sei der Abstand vom Partikel, r , viel größer als die Wellenlänge des Lichts, $\lambda = 2\pi/k$.

Damit spannen die Streurichtung, \vec{e}_r , und die Vorwärtsrichtung, \vec{e}_z , die sogenannte Streuebene auf. Die Streuebene schließt mit der x - z -Ebene den Azimutwinkel, ϕ , ein. Im Fall $\vec{e}_r = \vec{e}_z$ ist jede Ebene, die \vec{e}_z enthält eine geeignete Streuebene. Das elektrische Feld der einlaufende Welle, \vec{E}_i , liegt in der x - y -Ebene und lässt sich bezüglich der Streuebene als die Linearkombination einer parallelen und einer senkrechten Komponente darstellen

$$\vec{E}_i = (E_{0\perp}\vec{e}_{\perp i} + E_{0\parallel}\vec{e}_{\parallel i})e^{ikz-i\omega t} = (E_{\perp i}\vec{e}_{\perp i} + E_{\parallel i}\vec{e}_{\parallel i}). \quad (2.9)$$

Für die beiden orthonormalen Vektoren $\vec{e}_{\perp i}$ und $\vec{e}_{\parallel i}$ gilt

$$\vec{e}_{\perp i} = \sin(\phi)\vec{e}_x - \cos(\phi)\vec{e}_y, \quad \vec{e}_{\parallel i} = \cos(\phi)\vec{e}_x + \sin(\phi)\vec{e}_y. \quad (2.10)$$

Diese beiden Vektoren lassen sich auch in den Basisvektoren eines sphärischen Koordinatensystems (\vec{e}_r , \vec{e}_ϕ und \vec{e}_θ) ausdrücken als

$$\vec{e}_{\perp i} = -\vec{e}_\phi, \quad \vec{e}_{\parallel i} = \sin(\theta)\vec{e}_r + \cos(\theta)\vec{e}_\theta. \quad (2.11)$$

Die folgende Ableitung bezieht sich auf die Fernfeldnäherung ($kr \gg 1$), bei der der elektrische Feldvektor der gestreuten Welle, \vec{E}_s , in etwa senkrecht auf \vec{e}_r steht und nach

JACKSON (1999) gilt

$$\vec{E}_s \approx \frac{e^{ikr}}{-ikr} \vec{A}. \quad (2.12)$$

Im Fernfeld gilt dabei $\vec{e}_r \cdot \vec{A} = 0$ und das elektrische Feld des gestreuten Lichts lässt sich darstellen als

$$\vec{E}_s = E_{\parallel s} \vec{e}_{\parallel s} + E_{\perp s} \vec{e}_{\perp s}, \quad (2.13a)$$

mit

$$\vec{e}_{\parallel s} = \vec{e}_\theta, \quad \vec{e}_{\perp s} = -\vec{e}_\phi, \quad \vec{e}_{\perp s} \times \vec{e}_{\parallel s} = -\vec{e}_r. \quad (2.13b)$$

Damit sind die Vektorräume der einlaufenden und gestreuten Welle definiert. Die Verbindung zwischen beiden wird durch die sogenannte Amplitudenstromatrix hergestellt und der Zusammenhang hat die Form

$$\begin{pmatrix} E_{\parallel s} \\ E_{\perp s} \end{pmatrix} = \frac{e^{ik(r-z)}}{-ikr} \begin{pmatrix} S_2 & S_3 \\ S_4 & S_1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{\parallel i} \\ E_{\perp i} \end{pmatrix}. \quad (2.14)$$

Die Elemente der Amplitudenstromatrix, $S_{1,2,3,4}$, hängen vom Streuwinkel, θ , und vom Azimutwinkel, ϕ , ab. Durch eine Messung der Amplitude und Phase des gestreuten Lichts für alle möglichen θ - ϕ -Kombinationen lassen sich die realen und imaginären Anteile der $S_{1,2,3,4}$ prinzipiell bestimmen. Allerdings ist dies recht aufwendig und die $S_{1,2,3,4}$ sind auch von Größen ableitbar die leichter zugänglich sind. Zur Bestimmung dieser Größen werden üblicherweise Streuexperimente mit Laserlicht durchgeführt. Laser emittieren in der Regel linear polarisiertes Licht. Mathematisch kann man den Polarisationszustand von Licht mit dem Stokesvektor darstellen. Der Stokesvektor hat die vier Einträge, I , Q , U und V . Der erste Eintrag I bezieht sich auf die Intensität. Die weiteren Einträge hängen vom Polarisationszustand des Lichts ab.

unpolarisiert	linear, horizontal/vertikal	linear, 45°	rechts-zirkular	links-zirkular
$\begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 1 \\ 1/-1 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 1 \\ 0 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ -1 \end{pmatrix}$

Tabelle 2.1: Stokesvektoren für unpolarisiertes, linear polarisiertes und zirkular polarisiertes Licht.

Zur Herleitung und weiteren Bedeutung der Parameter sei auf BOHREN/HUFFMAN (1998) verwiesen. In Tabelle 2.1 sind die Stokesvektoren für unpolarisiertes, linear polarisiertes und zirkular polarisiertes Licht dargestellt. Das gestreute Licht lässt sich in der Schreibweise als Stokesvektor analog zu Gl. 2.14 berechnen als

$$\begin{pmatrix} I_s \\ Q_s \\ U_s \\ V_s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} S_{11} & S_{12} & S_{13} & S_{14} \\ S_{21} & S_{22} & S_{23} & S_{24} \\ S_{31} & S_{32} & S_{33} & S_{34} \\ S_{41} & S_{42} & S_{43} & S_{44} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} I_i \\ Q_i \\ U_i \\ V_i \end{pmatrix}. \quad (2.15)$$

Die Einträge der Streumatrix aus Gl. 2.18 stehen in Zusammenhang mit den Komponenten der Amplitudenstromatrix aus Gl. 2.14. So gilt z.B. $S_{11} = 1/2(|S_1|^2 + |S_2|^2 +$

$|S_3|^2 + |S_4|^2$). Für die weiteren Abhängigkeiten und deren Herleitung sei auf BOHREN/HUFFMAN (1998) und SCHÖN (2007) verwiesen.

Damit ist der formale Rahmen für die Behandlung des Streuproblems an einem echten Beispiel gegeben, die Gegenstand des folgenden Abschnitts ist.

2.2.2 Lichtstreuung von Tröpfchen

Im Fall von Tröpfchen lässt sich das Streuproblem exakt lösen. Die Theorie dazu wird nach ihren Entwicklern, Gustav Mie und unabhängig davon Ludvig Lorenz, Lorenz-Mie Theorie genannt. Wie bereits oben erwähnt, sollten die Lösungen des Streuproblems zeitlich harmonische elektromagnetische Felder $(\vec{E}_1, \vec{H}_1, \vec{E}_2, \vec{H}_2)$ sein. Diese müssen die Maxwell-Gleichungen 2.5, die vektoriellen Wellengleichungen 2.6 und die Randbedingungen 2.7 erfüllen.

Als Ansatz zur Lösung konstruiert man eine Vektorfunktion \vec{M} wie folgt

$$\vec{M} = \nabla \times (\vec{r}\psi). \quad (2.16)$$

Dabei ist ψ eine skalare Funktion und \vec{r} könnte ein beliebiger konstanter Vektor sein. Legt man \vec{r} allerdings als Radiusvektor fest, ist \vec{M} eine Lösung in Kugelkoordinaten. Weiterhin sei eine zweite Vektorfunktion \vec{N} definiert als

$$\vec{N} = \frac{\nabla \times \vec{M}}{k}. \quad (2.17)$$

Da \vec{M} die vektorielle Wellengleichung (Gl. 2.6) erfüllt, ist dies auch für \vec{N} der Fall und ψ ist die Lösung der skalaren Wellengleichung sowie ihrer Entsprechung in Kugelkoordinaten

$$\nabla^2 \psi + k^2 \psi = 0, \quad (2.18a)$$

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} + k^2 \psi = 0. \quad (2.18b)$$

Damit lässt sich die Suche auf eine Funktion, die dem Produktansatz,

$$\psi(r, \theta, \phi) = R(r)\Theta(\theta)\Phi(\phi), \quad (2.19)$$

genügt, einschränken und für Gl. 2.18 erhält man die Lösungen

$$\psi_{emn} = \cos(m\phi) P_n^m(\cos \theta) z_n(kr), \quad (2.20a)$$

$$\psi_{omn} = \sin(m\phi) P_n^m(\cos \theta) z_n(kr). \quad (2.20b)$$

Dabei steht der Index e für die gerade und o für die ungerade Lösung. $P_n^m(\cos \theta)$ sind die Legendre Funktionen und z_n ist die n .te der vier sphärischen Besselfunktionen. Aus den Lösungen für ψ erhält man durch Einsetzen Lösungen für \vec{M} und \vec{N} .

Die einlaufende Welle, (\vec{E}_i, \vec{H}_i) , und das gestreute Feld, (\vec{E}_s, \vec{H}_s) , lassen sich darstellen als

$$\vec{E}_i = E_0 \sum_{n=1}^{\infty} \left(e_n \vec{M}_{oln}^{(1)} - f_n \vec{N}_{eln}^{(1)} \right), \quad \vec{H}_i = \frac{-k}{\omega \mu} E_0 \sum_{n=1}^{\infty} \left(e_n \vec{M}_{eln}^{(1)} - f_n \vec{N}_{oln}^{(1)} \right), \quad (2.21a)$$

$$\vec{E}_s = \sum_{n=1}^{\infty} E_n \left(ia_n \vec{N}_{eln}^{(3)} - b_n \vec{M}_{oln}^{(3)} \right), \quad \vec{H}_s = \frac{k}{\omega \mu} E_n \sum_{n=1}^{\infty} \left(ib_n \vec{N}_{oln}^{(3)} + a_n \vec{M}_{eln}^{(3)} \right). \quad (2.21b)$$

Wobei $m = 1$ gilt und der hochgestellte Index die vektoriiell sphärischen Funktionen auf erzeugende Funktionen einschränkt, deren radiale Abhängigkeit entweder durch die erste oder dritte sphärische Besselfunktion gegeben ist. Es sei angemerkt, dass sich auch das Feld innerhalb der Kugel, (\vec{E}_1, \vec{H}_1) , als Reihenentwicklung der Lösungen für \vec{M} und \vec{N} darstellen lässt, die in BOHREN/HUFFMAN (1998) wiedergegeben sind.

Die in Gl. 2.21 gegebenen Lösungen lassen sich mit direkt beobachtbaren Größen in Verbindung setzen, wenn man ausnutzt, dass zwischen den elektrischen Feldern der einlaufenden und der gestreuten Welle nach BOHREN/HUFFMAN (1998) der Zusammenhang

$$\begin{pmatrix} E_{\parallel s} \\ E_{\perp s} \end{pmatrix} = \frac{e^{ik(r-z)}}{-ikr} \begin{pmatrix} S_2 & 0 \\ 0 & S_1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{\parallel i} \\ E_{\perp i} \end{pmatrix} \quad (2.22)$$

gilt. Aufgrund der Kugelsymmetrie des Tröpfchens und damit des Streuproblems sind die nicht-Diagonalelemente der Amplitudenstrematrix gleich 0. Für das Verhältnis der Stokes Parameter ergibt sich damit

$$\begin{pmatrix} I_s \\ Q_s \\ U_s \\ V_s \end{pmatrix} = \frac{1}{k^2 r^2} \begin{pmatrix} S_{11} & S_{12} & 0 & 0 \\ S_{12} & S_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & S_{33} & S_{34} \\ 0 & 0 & -S_{34} & S_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} I_i \\ Q_i \\ U_i \\ V_i \end{pmatrix}. \quad (2.23)$$

Mit den in Tabelle 2.1 gegebenen Stokesvektoren errechnet man mit Gl. 2.23 im Fall von unpolarisiertem Licht

$$I_s = S_{11}I_i, \quad Q_s = S_{12}I_i, \quad U_s = V_s = 0, \quad (2.24)$$

im Fall von zirkular polarisiertem Licht

$$I_s = S_{11}I_i, \quad Q_s = S_{12}I_i, \quad U_s = S_{34}U_i, \quad V_s = S_{33}V_i, \quad (2.25)$$

und für linear polarisiertes Licht

$$I_s = S_{11}I_i + S_{12}Q_i, \quad Q_s = S_{12}I_i + S_{11}Q_i, \quad U_s = S_{34}U_i, \quad V_s = 0. \quad (2.26)$$

Die in dieser Arbeit verwendet Messgeräte zeichnen lediglich die Intensität des gestreuten Lichts, I_s , auf. Diese ist bei unpolarisiertem und zirkular polarisiertem Licht identisch. Fällt linear polarisiertes Licht ein, dessen Polarisationsrichtung von 45° abweicht, ist I_s eine Funktion des Einfallwinkels. Dies ist der Grund, weshalb im SID-3 und PPD-2K die Polarisation des Lichts vor der Streuung von linear nach zirkular geändert wird (siehe Abschnitt 3.1.1).

2.2.3 Lichtstreuung von Eispartikeln

Wie oben ausgeführt wurde, lässt sich das Streuproblem für Tröpfchen anhand der Lorenz-Mie Theorie, die 1908 erstmals veröffentlicht wurde, exakt lösen. Eine exakte Beschreibung der Lichtstreuung von asphärischen Partikeln ist Gegenstand aktueller Forschung, wobei im Bezug auf diese Arbeit besonders die T-Matrix (engl. für transition matrix) Methode (MISHCHENKO ET AL., 1996) hervorzuheben ist. Im Rahmen dieser Arbeit wurden experimentelle Ergebnisse für einen Vergleich mit den Ergebnissen einer neuen Version der T-Matrix Methode bereitgestellt. Erste Resultate sind von TRICOLI

ET AL. (2015) publiziert worden. Im Moment wird an der Weiterentwicklung gearbeitet. Bei der T-Matrix Methode wird auf die Lösungen des Streuproblems von sphärischen Partikeln aufgebaut, die in Gl. 2.21 gegeben sind. Um eine Lösung des gestreuten Felds auch bei Streuung an einem nicht sphärischen Partikel zu erhalten, verknüpft die T-Matrix die Koeffizienten der Lösungen aus Gl. 2.21 gemäß der Gleichung

$$\begin{pmatrix} a_n \\ b_n \end{pmatrix} = T \begin{pmatrix} e_n \\ f_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_{11} & T_{12} \\ T_{21} & T_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e_n \\ f_n \end{pmatrix}. \quad (2.27)$$

Die Elemente der T-Matrix sind unabhängig von der einlaufenden und gestreuten Welle und hängen nur von der Form, der Größe, dem Brechungsindex und der Orientierung des Partikels ab.

Eine ungleich einfachere Methode zur Berechnung einer Näherungslösung des Streuproblems bietet die Beugungstheorie. Die Reduktion des Streuproblems auf die Beugung der Lichtstrahlen an den Partikelumrissen führt zu einem deutlich reduzierten Rechenaufwand. Nicht berücksichtigt werden dabei allerdings Reflexionen und die Brechung im Eispartikel, die u.a. zur 22° Halo-Erscheinung führen. Das Beugungsbild entspricht in der Fraunhofer Näherung der Fouriertransformation des Objektbildes (siehe u.a. MCGILL (2007); WAGNER/KOWALSKI (2010)). Betrachtet man eine sphärische Öffnung mit Durchmesser D , so gilt für das Minimum mit Index n des Beugungsbildes

$$\sin \alpha_n = \frac{n\lambda}{D}. \quad (2.28)$$

Wobei λ die Wellenlänge des Lichts ist. In dieser Arbeit wird Licht mit $\lambda = 532$ nm (siehe Abschnitt 3.1.1) verwendet. Daraus lässt sich ableiten, dass, falls in einem Winkelbereich $[\alpha_1, \alpha_2]$ des Beugungsbildes N Minima auftreten, gilt

$$D = \frac{N\lambda}{\sin \alpha_2 - \sin \alpha_1}. \quad (2.29)$$

Eine qualitative Gegenüberstellung von Ergebnissen der Mie-Theorie für ein Tröpfchen und der Fraunhoferschen Beugungstheorie für eine Lochblende ist in Abb. 2.6 a) und b) wiedergegeben. Die Teilabbildungen c) und d) zeigen, die in der Fraunhofer Näherung zu erwartenden Beugungsbilder eines säulenförmigen und hexagonalen Partikels. Gemäß dem Babinetschen Prinzip sind die Beugungsbilder von Öffnung und völlig absorbierendem Partikel äquivalent.

Die dargestellten Ergebnisse der Beugungstheorie sind jeweils die Fouriertransformierten der zugeordneten Öffnungen. L_{\max} der Öffnungen in c) und d) bezeichnet die maximale Entfernung zweier paralleler Außenkanten. Für die Größenskalierung der Beugungsbilder wurde wie folgt vorgegangen. Zunächst wurde definiert, dass der dargestellte Ausschnitt des Beugungsbildes einen Winkelbereich von 0° bis 30° abdeckt. Für eine sphärische Öffnung wurde die Anzahl der Minima im Beugungsbild bestimmt und nach Gleichung 2.29 D , der Öffnung errechnet. Anhand dieser Skalierung der sphärischen Öffnung wurden auch die anderen Öffnungen skaliert.

Mit der Gegenüberstellung von Abb. 2.6 a) und b) wird ein qualitativer Vergleich angestrebt. Beide Bilder sind sich sehr ähnlich, woraus folgt, dass die Ergebnisse von Streu- und Beugungstheorie vergleichbar sind. Die in den Teilabbildungen 2.6 c) und d) wiedergegebenen Bilder sind qualitativ sehr ähnlich zu den im nächsten Kapitel präsentierten experimentellen Beobachtungen, dargestellt in Abb. 3.4.

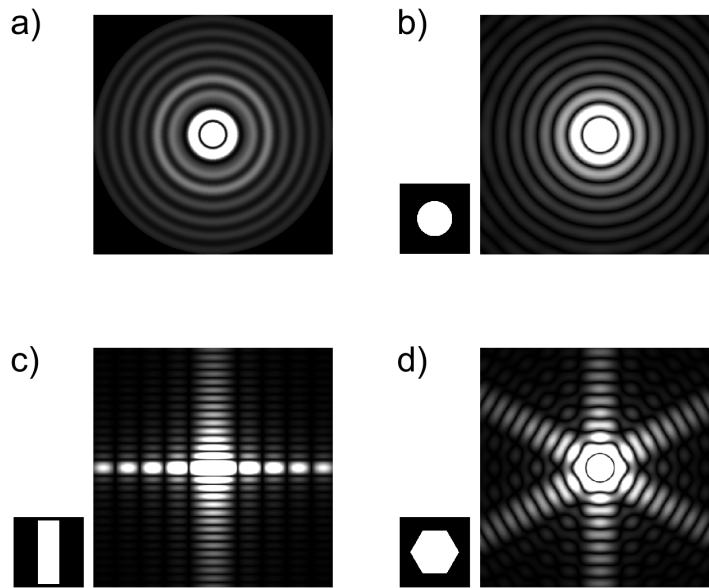


Abbildung 2.6: Theoretisch zu erwartenden 2D-Streuintensitäten. Die Vorwärtsrichtung ist jeweils in der Bildmitte. a) zeigt die Lösung von Mie Rechnungen für ein Wassertropfchen mit $D_p = 10 \mu\text{m}$ in einem Winkelbereich von 0° bis 30° . In den weiteren Teilabbildungen sind die Fouriertransformierten einer sphärischen Öffnung $D = 10 \mu\text{m}$ b), einer säulenförmigen Öffnung mit $L_{\text{max}} = 18 \mu\text{m}$ und Aspektverhältnis 3:1 c), und einer hexagonalen Öffnung $L_{\text{max}} = 12 \mu\text{m}$ d) dargestellt.

Zur rechteckigen Öffnung in Abb. 2.6 c) sei angemerkt, dass die Minima im Beugungsbild ein Aspektverhältnis von 14:4 aufweisen. Das Aspektverhältnis der rechteckigen Öffnung (3:1) pflanzt sich fort, wobei durch das Abschneiden des Beugungsbildes Abweichungen entstehen.

Für einen weiteren Vergleich zwischen Streuung und Beugung sei auf die Arbeit von HESSE ET AL. (2012) verwiesen. Darin wird die Lichtstreuung an einem Würfel detailliert untersucht. Es wird ein Vergleich zwischen den Ergebnissen von T-Matrix Rechnungen und einer Berechnungsmethode, die Beugung und Reflektion berücksichtigt angestellt. Durch die Berücksichtigung der Beugung und Reflektion an allen vier Kanten des Würfels lässt sich eine gute Übereinstimmung zwischen den Resultaten der Methoden erzielen. Zentraler Vorteil einer Methode, die nur Beugung und Reflektion berücksichtigt ist ein erheblich kleinerer Rechenaufwand im Vergleich zur T-Matrix Methode.

Kapitel 3

Experimentelle Methoden

Die experimentellen Methoden die während dieser Arbeit verwendet wurden, werden in diesem Kapitel dargestellt. Den ersten Teil bildet hierbei eine Vorstellung des „Small Ice Detector mark 3“ (SID-3) und des „Particle Phase Discriminator mark 2, Karlsruhe edition“ (PPD-2K), sowie der Analyseroutine, die im Rahmen dieser Arbeit weiterentwickelt wurde. Dieser Teil des Kapitels ist in großen Teilen deckungsgleich mit [VOCHEZER ET AL. \(2015\)](#). Im zweiten Teil des Kapitels werden die Umgebungen vorgestellt, in denen Messungen mit dem SID-3 und PPD-2K für diese Arbeit aufgenommen wurden.

3.1 Untersuchung einzelner Wolkenpartikel mit dem SID-3 und PPD-2K

An der Universität Hertfordshire wurde kurz vor der Jahrtausendwende mit der Entwicklung von Messgeräten zur Untersuchung von kleinen Wolkenpartikeln begonnen. Diese Geräte bilden die Familie der „Small Ice Detector“ (SID) Instrumente. Die grundlegende Idee zum Messprinzip dieser Geräte ist es Tröpfchen und Eispartikel anhand des von ihnen in der fast-Vorwärtsrichtung gestreuten Laserlichts zu charakterisieren. Im Fall von Tröpfchen ist die exakte Lösung des Streuproblems durch die Lorenz-Mie-Theorie (Abschnitt [2.2.2](#)) gegeben. Das in fast-Vorwärtsrichtung gestreute Licht, einzelner Wolkentröpfchen bildet azimuthal vollkommen symmetrische Muster (in erster Näherung Beugungsscheiben siehe [Abb. 2.6 a\)](#) und [b\)](#)). Im Fall von Eispartikeln wird die azimuthale Symmetrie gestört (siehe [Abb. 2.6 c\)](#) und [d\)](#)). Durch die Analyse von Streumustern ist somit die Bestimmung der Phase des streuenden Partikels möglich.

Seine erste Realisierung in Form eines Messgeräts erfuhr diese Idee durch den SID-1 der in [HIRST ET AL. \(2001\)](#) beschrieben ist. Im SID-1 wird, das vom Wolkenpartikel gestreute Laserlicht, von einem zentral und sechs kreisförmig um das Zentrum angeordneten Photomultipliern aufgezeichnet. Die Nachfolgeversionen, SID-2, verfügen über 24 bis 28 azimuthal angeordnete und drei zentral angeordnete Photomultiplier. Arbeiten mit diesen Instrumenten sind von [COTTON ET AL. \(2010\)](#), [COTTON ET AL. \(2013\)](#) und [JOHNSON ET AL. \(2014\)](#) publiziert worden. Für die vorliegende Arbeit wurden die neuesten Überarbeitungen, der SID-3 und der PPD-2K verwendet. Der eingesetzte SID-3 ist baugleich mit dem Gerät von [ULANOWSKI ET AL. \(2012\)](#) und [ULANOWSKI ET AL. \(2014\)](#). Beim PPD-2K handelt es sich um die Laborversion des SID-3, der im Vergleich zum Instrument von [KAYE ET AL., 2008](#)) leicht modifiziert ist. Bei beiden Geräten wird das Streulicht von einer Lichtverstärker-Kameraeinheit aufgezeichnet, die hoch-

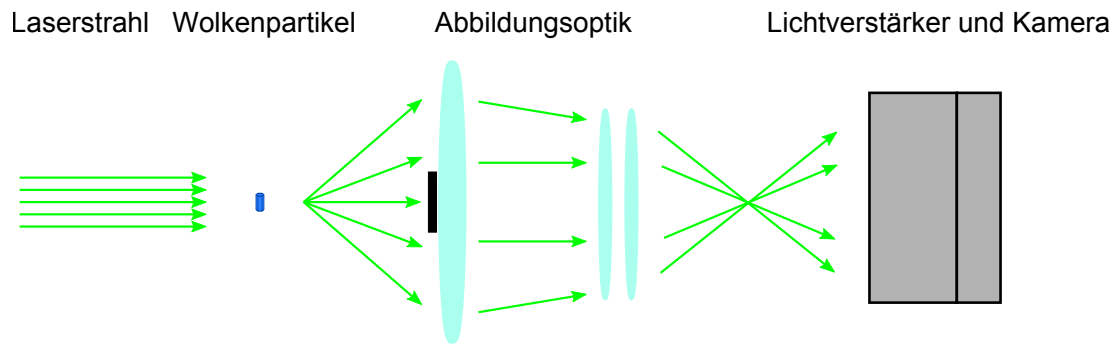


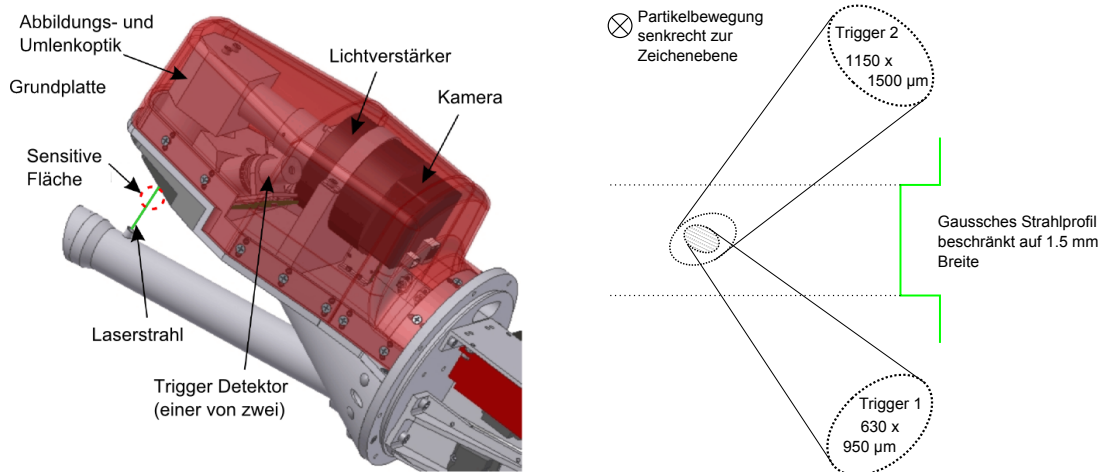
Abbildung 3.1: Schematische Darstellung des Messprinzips des SID-3/PPD-2K.

aufgelöste Streulichtmuster erzeugt. Durch die Verbesserung der Auflösung vom SID-1 zum SID-2 und zum SID-3/PPD-2K wird die Fähigkeit zur Bestimmung der Phase des streuenden Partikel verbessert, da auch kleine Abweichungen von der Sphärizität detektiert werden können. Außerdem werden durch eine Erhöhung der Auflösung detaillierte Analysen zur Tröpfchengröße und zur Morphologie von Eispartikeln möglich.

3.1.1 Das Messprinzip der SID Instrumente

Die Durchführung einer optischen Fouriertransformation des Wolkenpartikels ist das grundsätzliche Messprinzip des SID-3 und des PPD-2K. Dabei werden Lichtstrahlen, die unter gleichem Winkel vom Partikel gestreut werden, von der Optik auf einen Punkt (Pixel der CCD-Kamera) fokussiert. Als Lichtquelle dient in beiden Instrumenten ein frequenzverdoppelter Neodym YAG (Nd:YAG) Laser, der 100 mW bei einer Wellenlänge von 532 nm mit linearer Polarisation emittiert. Mithilfe eines $\lambda/4$ -Plättchen wird das Licht zirkular polarisiert und durch eine Anordnung von Blenden wird das Maximum des Gausschen Strahls extrahiert. Der Laser hat nach der Stahlformung das Profil einer Stufenfunktion und eine Leistung von ca. 30 mW (SID-3, mehrmals gemessen) bevor er auf den zu untersuchenden Partikel trifft. Eine schematische Darstellung zum Messprinzip und Strahlengang des SID-3/PPD-2K ist in Abb. 3.1 wiedergegeben. Teil der Abbildungsoptik ist ein Strahlabsorber (schwarzer Balken) der sowohl den ungestreuten Strahl als auch gestreutes Licht, welches bis zu einem Winkel von $\approx 5^\circ$ relativ zur Vorwärtsrichtung abgelenkt wird, absorbiert. Licht, das von einem Partikel in einem Winkel von $\approx [5^\circ, 26^\circ]$ relativ zur Vorwärtsrichtung gestreut wird fällt auf eine Lichtverstärker-Kameraeinheit und erzeugt dort hochaufgelöste Streuspektren mit einer Auflösung von 780 x 582 Pixeln und 582 x 592 Pixeln, im SID-3 und im PPD-2K.

Die Belichtung der Kamera wird durch das Signal eines Triggerdetektors ausgelöst, der einen Teil des gestreuten Lichts analysiert. Der SID-3 und der PPD-2K haben unterschiedliche Triggerkonzepte, die maximalen Aufnahmezeiten stimmen allerdings überein und betragen für die Kamera und den Triggerdetektor: $f_k^{\max} = 30$ Hz und $f_t^{\max} = 11$ kHz. Typischerweise gilt $f_k^{\max} < f_p < f_t^{\max}$ während der Messung in Wolken, wobei f_p die Rate der beprobten Partikel ist. Das heißt, dass von allen Partikeln, die das Instrument passieren, zwar jeweils ein Triggersignal detektiert wird, aber nur für einen Teil diese Partikel zusätzlich auch ein hochauflösendes Streumuster aufgezeichnet wird. Folglich sind die fotografierten Partikel eine Stichprobe aller Partikel, die das Instrument passiert haben. Für die Erstellung von Partikel-Anzahlkonzentrationen und Partikel-Anzahlgrößenverteilungen werden im Folgenden die Triggersignale verwendet.



(a) Der Kopf des SID-3. Übernommen aus (ULANOWSKI ET AL., 2014).

(b) Schematische Darstellung zur sensitiven Messfläche des SID-3.

Abbildung 3.2: Aufbau des SID-3.

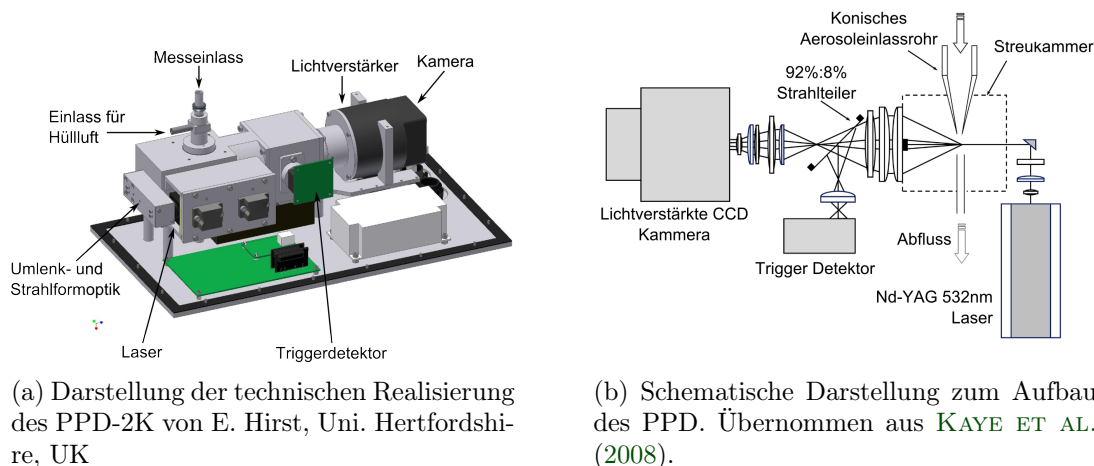
Um kurze Triggersignale, die durch Elektronikrauschen verursacht wurden, von der Speicherung auszuschließen, muss ein Puls länger als eine sogenannte „Glitch-Periode“ sein. Diese ist in beiden Geräten in Einheiten von „Clock-Cycles“ von 1/48 MHz einstellbar und beträgt typischerweise 0,2 μs (SID-3) und 0,5 μs (PPD-2K).

3.1.2 Aufbau des SID-3

Der SID-3 ist für den Einsatz auf Flugzeugen gebaut worden und wird hierfür standardmäßig in einem PMS-Kanister unter der Tragfläche montiert. PMS-Kanister sind 28" lange Metallzylinder mit 7" Innendurchmesser, die am Flugzeug angebracht werden und in denen, alle dem PMS-Format entsprechenden Messgeräte betrieben werden können. Sie wurden ursprünglich von der Firma Particle Measuring Systems (PMS), USA, entwickelt und werden heute von Droplet Measurement Technologies (DMT), USA, vertrieben. Während des Fluges wird, der in Abb. 3.2 a) dargestellte Kopf des Geräts frei angeströmt.

Der SID-3 verfügt über zwei, symmetrisch um die Instrumentachse angeordnete Triggerdetektoren, deren Sammeloptiken Streulicht im Winkelbereich von 40,75° bis 59,25° aufnehmen. Das Gerät ist so konzipiert, dass das Sichtfeld von Trigger 2 das Sichtfeld von Trigger 1 umschließt (Abb. 3.2 b)). Das Gerät speichert ausschließlich koinzidente Streusignale. Für die Signaldetektion jedes Triggerdetektors ist ein Schwellwert auf einer Skala von 0 bis 255 wählbar, wobei 255 einer Signalhöhe von 1 V am Photomultiplier entspricht.

Die sensitive Fläche des Geräts ist durch das Sichtfeld von Trigger 1 in der Ebene des Laserstrahls gegeben. Mithilfe eines piezoelektrischen Tröpfchengenerators (Gesim GmbH, Grosserkmannsdorf, Deutschland), welcher Tröpfchen mit einer Größe von 65 μm bis 90 μm erzeugt, wurde die sensitive Fläche experimentell bestimmt. Dazu wurde der Tröpfchengenerator auf einer x-y-z Plattform betrieben und verfahren. Damit lässt sich verifizieren, dass die sensitive Fläche von Trigger 1 in der von Trigger 2 wie in Abb. 3.2 b) dargestellt liegt. Die Größe der sensitiven Fläche von Trigger 1 (und damit des Messgeräts) beträgt: $A_{\text{SID-3}} = 0,47 \text{ mm}^2$. Die Tiefe des Laserstrahls beträgt 160 μm



(a) Darstellung der technischen Realisierung des PPD-2K von E. Hirst, Uni. Hertfordshire, UK

(b) Schematische Darstellung zum Aufbau des PPD. Übernommen aus KAYE ET AL. (2008).

Abbildung 3.3: Aufbau des PPD-2K.

und damit ergibt sich ein sensitives Volumen von $V_{\text{SID-3}} = 75,2 \times 10^{-9} \text{ l}$. Im Rahmen dieser Arbeit wurde der SID-3 auf einem Flugzeug mit einer Fluggeschwindigkeit von etwa 60 m s^{-1} betrieben. In einer Sekunde Messzeit wurde dabei ein „spagettiförmiges“ Volumen von $0,47 \text{ mm}^2$ Querschnittfläche und 60 m Länge beprobt. Für den Fall, einer dichten Wolke impliziert $f_k^{\text{max}} = 30 \text{ Hz}$, dass dabei alle zwei Meter das Streumuster eines Partikels aufgenommen wurde.

3.1.3 Aufbau des PPD-2K

Der PPD-2K ist die Laborversion des SID-3 und wird im Gegensatz zum SID-3 nicht frei angeströmt sondern beprobt einen Partikelfluss, der durch das Messgerät geleitet wird. Abbildung 3.3 zeigt den Aufbau des PPD-2K sowohl in der technischen Realisierung als auch schematisch. Im PPD-2K gibt es lediglich einen Triggerdetektor. Dieser bekommt über einen Strahlteiler einen Teil des in Vorwärtsrichtung gestreuten Lichts. Der Messeinlass der Streukammer des PPD-2K ist eine Düse, die den Partikelfluss auf den Laserstrahl fokussiert. Die Querschnittsfläche des Partikelflusses beim Durchgang durch den Laserstrahl beträgt: $A_{\text{PPD-2K}} = 2,5 \text{ mm}^2$ (E. Hirst, Uni. Hertfordshire, persönliche Kommunikation) und stellt die sensitive Fläche des Geräts dar. Die Tiefe des Laserstrahls beträgt $120 \mu\text{m}$ und damit ergibt sich ein sensitives Volumen von $V_{\text{PPD-2K}} = 300 \times 10^{-9} \text{ l}$. Durch die Fokussierung des Flusses durchlaufen die Partikel einzeln den Laserstrahl und es ist zu erwarten dass alle Partikel, ausreichender Größe, die das Gerät passieren nachgewiesen werden. Überlegungen zum koinzidenten Partikelnachweis sind in Abschnitt 3.1.4 ausgeführt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der PPD-2K mit einem Partikelfluss von bis zu 81 min^{-1} betrieben. Um zu gewährleisten, dass keine Partikel in der Streukammer verbleiben kann in der Einlassdüse ein partikelfreier Hüllluftfluss (Sheath flow) um den Partikelfluss generiert werden. Je nach Partikel-Anzahlkonzentration wurde ein Hüllluftfluss von 0 bis 21 min^{-1} eingestellt.

Der Fluss durch den PPD-2K lässt sich unter diesen Bedingungen wie folgt charakterisieren. Der Messeinlass hat einen Innendurchmesser von 10 mm . Dies ergibt bei, den typischerweise verwendeten, 51 min^{-1} eine mittlere Flussgeschwindigkeit von 1 m s^{-1}

und eine Reynoldszahl, $Re = Ud/\nu \approx 1000$. Wobei U die Flussgeschwindigkeit, ν die kinematische Viskosität der Luft und d der Durchmesser des Flusses sind. Für Rohrströmungen gilt in etwa: $Re < 2100 \Rightarrow$ laminare Strömung und $Re > 2100 \Rightarrow$ Übergangsbereich/turbulente Strömung (GERTHSEN, 2010). Im Einlassrohr ist somit eine laminare Strömung zu erwarten. Beim Durchgang durch den Laserstrahl beträgt die Flussgeschwindigkeit $33,3 \text{ m s}^{-1}$ und $Re \approx 5000$. Die Strömung sollte hier turbulent sein.

Weitere Details zum Aufbau des PPD finden sich in KAYE ET AL. (2008). Im Vergleich zum Gerät von KAYE ET AL. (2008) ist beim PPD-2K der eingebaute PC durch einen externen Laptop ersetzt. Außerdem wurden der Ein- und Auslass in Polyether Ether Keton (PEEK) eingefasst. Die Modifikationen haben eine Minimierung des Wärmeeintrags vom Gerät in den Partikelfluss, vor allem im Hinblick auf einen Betrieb im eisselektiven Einlass (ISI) und bei niedrigen Temperaturen zum Ziel. Außerdem gibt der PPD-2K Einzelpartikeldaten (Zeit, max. Triggerintensität, Flugzeit) zu allen beprobten Partikeln aus. Bei anderen Geräten der SID Familie (u.a. dem SID-3) ist dies nur für die Teilmenge der fotografierten Partikel der Fall.

3.1.4 Analyse von Partikel-Anzahlkonzentrationen

Wie oben erwähnt, werden Partikel-Anzahlkonzentrationen aus den Signalen der Triggerdetektoren abgeleitet. In diesem Kapitel sind Überlegungen zum koinzidenten Partikelnachweis und zur elektronischen Totzeit ausgeführt.

Koinzidenter Partikelnachweis

Falls sich zwei Partikel gleichzeitig im sensitiven Volumen befinden entsteht ein fehlerhaftes Streusignal. Für die im Folgenden ausgeführten Überlegungen zur Wahrscheinlichkeit eines solchen koinzidenten Detektionsereignisses wird angenommen, dass sich die Messung von Hydrometeoren durch die Poissonstatistik beschreiben lässt. Nach JOHNSON ET AL. (2014) berechnet sich die mittlere Anzahl von Partikeln, die das Gerät passieren, Λ , sowie die Wahrscheinlichkeit für mehr als ein Partikel im sensitiven Volumen, $P(x > 1, \Lambda)$, als

$$\Lambda = n_a \cdot d \cdot A, \quad (3.1a)$$

$$P(x, \Lambda) = \frac{\Lambda^x \exp(-\Lambda)}{x!}, \quad (3.1b)$$

$$P(x > 1, \Lambda) = 1 - (1 + \Lambda) \exp(-\Lambda). \quad (3.1c)$$

Dabei ist n_a die Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel, d die Tiefe des Laserstrahls und A die sensitive Fläche jeweils des SID-3 oder des PPD-2K. Im SID-3 wird für die Bestimmung der Partikelgröße das Signal von Triggerdetektor 2 verwendet. Dieser hat ein Sichtfeld von $1,36 \text{ mm}^2$. Um eine konservative Abschätzung zum koinzidenten Partikelnachweis zu bekommen wird hier, in Übereinstimmung mit JOHNSON ET AL. (2014), das Sichtfeld von Triggerdetektor 2 als sensitive Fläche des SID-3 angesetzt. Im Fall des PPD-2K gilt: $A = A_{\text{PPD-2K}}$.

Liegt n_a im Bereich von 20 cm^{-3} bis 300 cm^{-3} , ergeben sich für $P(x > 1, \Lambda)$ aus Gl. 3.1c $9,4 \times 10^{-4} \%$ bis $0,20 \%$ für den SID-3 und $1,8 \times 10^{-3} \%$ bis $0,38 \%$ für den PPD-2K. Eine Koinzidenzwahrscheinlichkeit von 1% wird für $n_a = 688 \text{ cm}^{-3}$ und $n_a = 495 \text{ cm}^{-3}$ jeweils für den SID-3 und den PPD-2K erreicht. Koinzidente Nachweisereignisse sollten deshalb erst bei relativ hohen Partikel-Anzahlkonzentrationen auftreten.

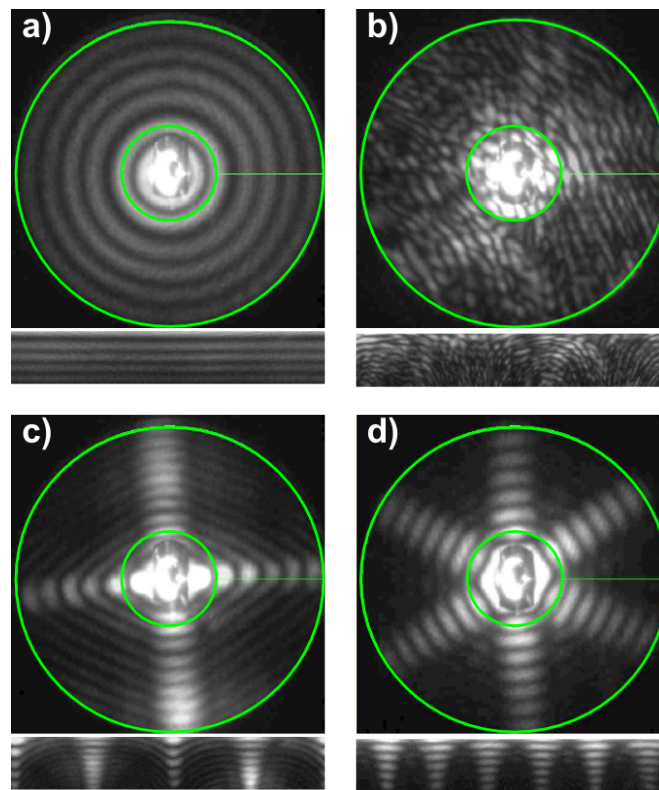


Abbildung 3.4: PPD-2K hochaufgelöste Streumuster eines Tröpfchens a), eines irregulären Eispartikels b), eines säulenförmigen Eispartikels c), und eines hexagonalen Eispartikels d). Der Bereich zwischen den grünen Kreisen ist die ROI deren „entrollte“ Version jeweils unter den Streumustern dargestellt ist.

Elektronische Totzeit

Nachdem ein Partikel detektiert wurde hat die Triggerelektronik eine Totzeit von $8,00 \mu\text{s}$ (SID-3) und $8,25 \mu\text{s}$ (PPD-2K). Passieren Partikel während dieser Zeit die Geräte werden sie nicht detektiert wodurch sich das aktiv beprobte Volumen reduziert (JOHNSON ET AL., 2014). Für Partikel-Anzahlkonzentrationen von 20 cm^{-3} bis 300 cm^{-3} und einer typischen Flussgeschwindigkeit von 100 m s^{-1} durch den SID-3 und einem Volumenfluss von 51 min^{-1} durch den PPD-2K, ergibt sich eine Reduktion des beprobten Volumens von: 0,8 % bis 11,3 % für den SID-3 und 1,4 % bis 20,6 % für den PPD-2K. Für die in dieser Arbeit präsentierten Daten wurde eine entsprechende Totzeitkorrektur durchgeführt.

3.1.5 Analyse von Streumustern

In Abb. 3.4 sind vier ausgewählte hochaufgelöste Streumuster, die mit dem PPD-2K aufgenommen wurden, dargestellt. Die Fläche zwischen dem inneren grünen Kreis (bei $7,4^\circ$ relativ zur Vorwärtsstreurichtung) und dem äußeren grünen Kreis (bei $25,6^\circ$ relativ zur Vorwärtsstreurichtung) ist der, für die Auswertung interessante Bereich („region of interest“, ROI).

Am KIT IMK-AAF wurde mithilfe des LabVIEW (National Instruments, Inc., USA) Programmpakets, u.a. im Rahmen dieser Arbeit, eine Auswerterroutine für SID-3 und

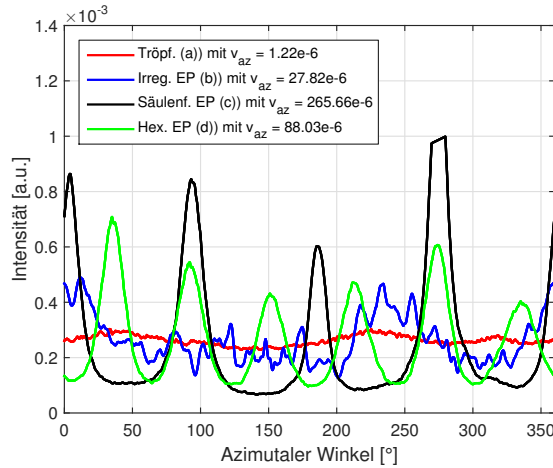


Abbildung 3.5: Polar integrierte azimutale Intensitäten der Partikel von Abb. 3.4. EP steht für Eispartikel.

PPD-2K Streumuster entwickelt. Die Grundidee dieses Programms ist es Tröpfchen- und Eispartikel-Streumuster anhand der azimutalen Symmetrie zu unterscheiden. Das Streumuster eines Tröpfchens ist in erster Näherung durch Beugungsscheiben mit perfekter azimutaler Symmetrie gegeben. Streumuster von Eispartikeln haben hingegen eine gestörte azimutale Symmetrie. Auf den hochaufgelösten Streubildern lassen sich auch kleine Störungen der azimutalen Symmetrie nachweisen. Die Endergebnisse der Analyse sind: für Tröpfchen die Partikelgröße, basierend auf der Lorenz-Mie Theorie, sowie für Eispartikel die Form und Rauigkeit. Der Algorithmus gliedert sich hierzu in folgende Schritte.

Zu Beginn wird ein Sättigungsverhältnis, q_s , und eine mittlere Intensität, \bar{I} für die ROI wie folgt berechnet

$$q_s = \frac{N_s}{N_a}, \quad (3.2a)$$

$$\bar{I} = \frac{\sum_{i,j}^{N,M} I(i,j)}{N_a}. \quad (3.2b)$$

Dabei ist, N_s , die Anzahl von gesättigten Pixeln, N_a die Anzahl aller Pixel und $I(i,j)$ die Graustufenintensität des Pixels (i,j) in der ROI. Generelle Schwellwerte für q und \bar{I} sind schwer anzugeben da die Partikelgrößen und damit die Streuintensitäten variieren sowie die Verstärkung (Gain) der Kamera einstellbar ist. Typischerweise wird ein Muster weiter untersucht falls $q < 0,3$ und $\bar{I} > 4$ erfüllt sind. Dadurch verhindert man die Rauigkeitsanalyse von Mustern mit zu vielen gesättigten Pixeln auf der einen und einen signifikanter Beitrag des Hintergrundrauschens, im Falle von sehr niedrigen mittleren Bildintensitäten, auf der anderen Seite.

Im nächsten Schritt wird eine „entrollte“ Version der ROI erzeugt. Dieser Übergang von kartesischen zu polaren Koordinaten involviert eine bi-lineare Interpolation im Algorithmus. Ausgehend von der ROI in polaren Koordinaten werden die azimutalen Profile berechnet, die in Abb. 3.5 dargestellt sind. Ein Maß für die Variation dieser Profile ist die Varianz der Intensität entlang des azimutalen Winkels die gegeben ist durch,

$$v_{az} = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \mu)^2}{N - 1}. \quad (3.3)$$

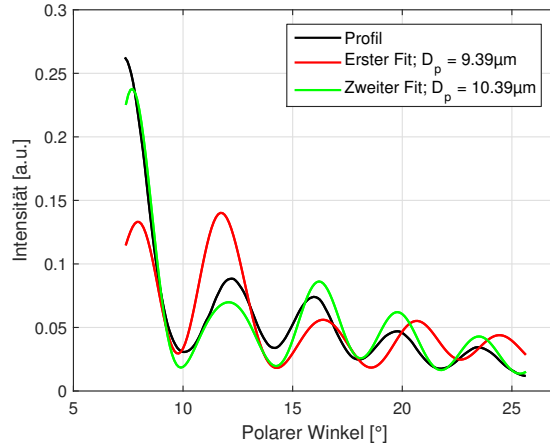


Abbildung 3.6: Azimutal integrierte polare Intensität des Tröpfchens aus Abb. 3.4 a). Die zwei berechneten Mie Lösungen der Fitroutine sind ebenfalls dargestellt.

N ist hierbei die Anzahl von Elementen des azimutalen Profils, x_i der Wert eines einzelnen Elements, und μ der Mittelwert der x_i . Frühere Instrumente aus der SID Familie zeichnen Streumuster mit segmentierten Triggerdetektoren auf. Für die Analyse dieser Muster haben [HIRST ET AL. \(2001\)](#) einen Asymmetrie-Faktor eingeführt, den [COTTON ET AL. \(2013\)](#) erfolgreich für die Unterscheidung zwischen Tröpfchen und Eispartikeln in MPWn getestet und angewendet haben, und der ähnlich zu v_{az} aus Gl. 3.3 ist. In dieser Arbeit werden die v_{az} -Werte der Streumuster genutzt um zwischen Streuprofilen von Tröpfchen und Eispartikeln zu unterscheiden. Für jedes Experiment wird ein spezifischer Varianzschwellwert für die Unterscheidung, v_{az}^s , im Bereich von 6×10^{-6} bis 1×10^{-5} definiert. Die Zuordnung von Streumustern mit v_{az} -Werten in der Nähe des Schwellwerts werden manuell überprüft.

Analyse von Tröpfchenstreumustern

Für $v_{az} < v_{az}^s$, ordnet der Algorithmus ein Streumuster einem Tröpfchen zu. Aus dem Beugungsmuster lässt sich ein azimutal integriertes, polares Profil ableiten. An dieses Profil wird das Intensitätsprofil eines sphärischen Partikels, gegeben durch die Lorenz-Mie Theorie (Abschnitt 2.2.2), mit dem komplexen Brechungsindex von unterkühltem Wasser, gefittet. Die entsprechenden Profile sind in Abb. 3.6 dargestellt. Hierbei wird für den komplexen Brechungsindex von Wasser bei einer Wellenlänge von 532 nm, eine Interpolation zwischen den Werten von [SEGELSTEIN \(1981\)](#) verwendet. Die Temperaturabhängigkeit des Brechungsindex wird durch Anwendung der Lorentz-Lorenz Beziehung, zusammen mit einer Parametrisierung der Wasserdichte als Funktion der Temperatur ([HARE/SORENSEN, 1987](#)), berücksichtigt. Durch diese Berechnungen ergibt sich ein mittlerer komplexer Brechungsindex von $m = 1,337 + i5 \times 10^{-9}$ für $T \in [-30^\circ\text{C}, 10^\circ\text{C}]$.

Der Fitprozess setzt sich aus den folgenden zwei Schritten zusammen.

Für einen ersten Tröpfchendurchmesser werden die Anzahl und Position der Maxima, der winkelabhängigen Intensität bestimmt. Diese Werte werden mit, im Voraus theoretisch berechneten und in einer Tabelle abgelegten Werten, verglichen. Diese Tabelle enthält Einträge für $D_p \in [2,5 \mu\text{m}, 60 \mu\text{m}]$, mit einer Auflösung von $0,01 \mu\text{m}$. Für ein gemessenes Profil wird das berechnete Profil bestimmt, für das die Maxima-Anzahl gleich ist und die Abweichung in den Maxima-Positionen minimal ist. Der Durchmesser,

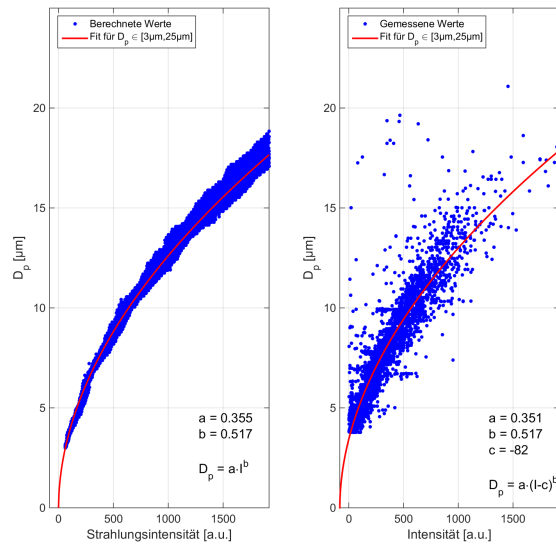


Abbildung 3.7: Größenkalibrierung des SID-3 Triggerdetektors. Links: Gesteuerte Strahlungsintensität von Wassertröpfchen nach der Lorenz-Mie Theorie für eine kreisförmigen Apertur mit einem halben Öffnungswinkel von $9,25^\circ$ bei 50° . Rechts: Analyseergebnis der SID-3 Messung einer dichten Tröpfchenwolke während der Messkampagne RICE 01, Experiment 03 an der AIDA-Kammer.

des so ermittelten Profils ist der erste Durchmesser für das untersuchte Tröpfchen.

Der Durchmesser des ersten Schritts ist der Ausgangspunkt für den zweiten Fit. Dabei handelt es sich um den Fit einer vollständigen Mierechnung nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate („least mean square fit“) an das gemessene Profil. Der zweite Fit liefert ein verfeinertes Ergebnis für den Tröpfchendurchmesser. Abbildung 3.6 zeigt beide Fits.

Größenkalibrierung

Es wurde bereits in Abschnitt 3.1.1 erwähnt, dass die Instrumente typischerweise ein Triggersignal für jeden Partikel aufzeichnen, der beprobt wurde. Streumuster werden hingegen nur für eine Stichprobe dieser Partikel gespeichert. Für die Berechnung von Anzahlkonzentrationen und Anzahlgrößenverteilung werden deshalb die Triggersignale verwendet. Um aus den Triggersignalen eine Anzahlgrößenverteilung erstellen zu können ist eine Größenkalibrierung notwendig. Dazu wird ein Ensemble von erfolgreich gefitteten Tröpfchenmustern verwendet. Die Kalibrationsfunktion die, die gefittete exakte analytische Größe von einzelnen Tröpfchen mit der zugehörigen, vom Triggerdetektor aufgezeichneten, Intensität verbindet wurde von COTTON ET AL. (2010) gegeben als

$$D_p = a \cdot I^b. \quad (3.4)$$

D_p ist hierbei der Partikeldurchmesser und I die vom Triggerdetektor aufgezeichnete Intensität. Der Vorfaktor a ist abhängig von der Laserleistung und von der Verstärkung des Triggerdetektors, welche angepasst werden kann.

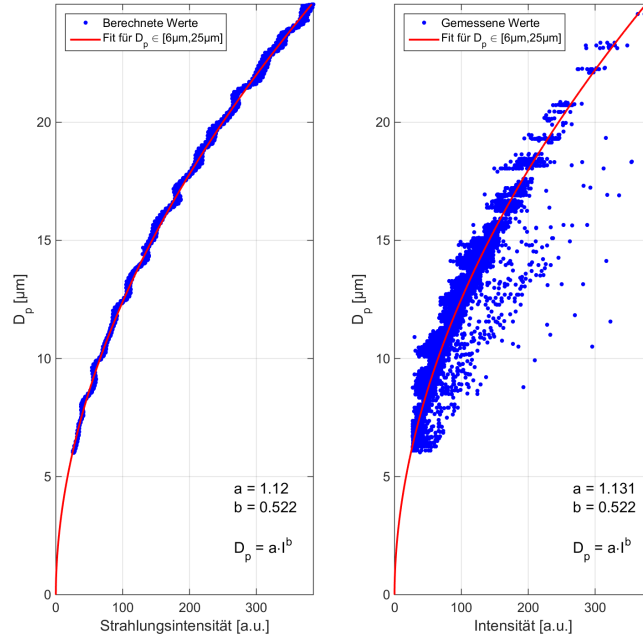


Abbildung 3.8: Größenkalibrierung des PPD-2K Triggerdetektors. Links: Gesteuerte Strahlungsintensität von Wassertröpfchen nach der Lorenz-Mie Theorie für $7,4^\circ$ bis $25,6^\circ$ relativ zur Vorwärtsrichtung. Rechts: Analyseergebnis der PPD-2K Messung einer dichten Tröpfchenwolke während der Messkampagne RICE 01, Experiment 03 an der AIDA-Kammer.

Der Exponent b wird anhand der in den Abb. 3.7 und Abb. 3.8 jeweils links dargestellten Ergebnisse der Lorenz-Mie Theorie bestimmt. Die Strahlungsintensität einer bestimmten Tröpfchengröße erhält man durch Integration der winkelabhängigen Lorenz-Mie Lösung über das Blickfeld des Triggerdetektors. Der Triggerdetektor des SID-3 hat eine nahezu kreisförmige Apertur mit einem halben Öffnungswinkel von $9,25^\circ$ bei 50° relativ zur Vorwärtsrichtung. Im Fall des PPD-2K registriert der Triggerdetektor Licht von $7,4^\circ$ bis $25,6^\circ$ relativ zur Vorwärtsrichtung. An den, auf diese Weise berechneten Datensatz wurde die Kalibrationsfunktion (Gl. 3.4) gefittet. Daraus folgt ein Wert für b , der für den Fit an die gemessenen Daten verwendet wird und jeweils in den rechten Hälften von Abb. 3.7 und Abb. 3.8 dargestellt ist. Die SID-3 Kalibrationsfunktion, $D_p = a \cdot (I - c)^b$, ist um eine zusätzliche Variable c ergänzt, um der Tatsache Rechnung zu tragen, dass die Werte des SID-3 Triggerdetektors ein Maß für die Fläche des Intensitätssignals, statt der maximalen Signalthöhe sind. Für den PPD-2K, entspricht die Triggerintensität der maximalen Signalthöhe und Gl. 3.4 wird verwendet.

Ein alternatives Maß für die Größe eines fotografierten Partikels ist die mittlere Intensität des von der Kamera aufgezeichneten Streumusters. Abbildung 3.9 zeigt eine entsprechende Größenkalibrierung. Für kleine Eispartikel wird das oszillierende Muster, das durch die Lorenz-Mie Theorie vorhergesagt wird, reproduziert. Wenngleich für größere Tröpfchen eine erhebliche Abweichung in der mittleren Bildintensität zwischen den Messwerten und der Fitfunktion auftritt. Ursache hierfür ist wahrscheinlich ein nichtlineares Verhalten der Lichtverstärker-Kamera Einheit.

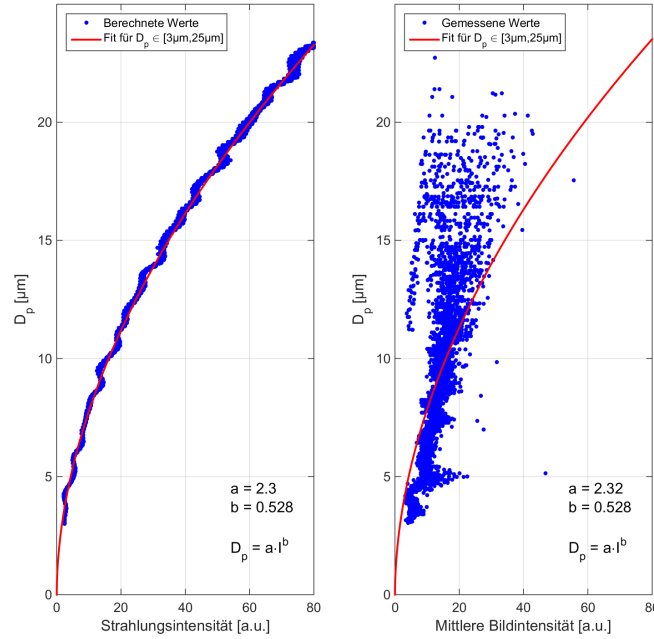


Abbildung 3.9: Größenkalibration der mittleren Bildintensität des SID-3. Links: Gestreute Strahlungsintensität von Wassertröpfchen nach der Lorenz-Mie Theorie für $7,0^\circ$ bis $23,5^\circ$ relativ zur Vorwärtsrichtung. Rechts: Analyseergebnis der SID-3 Messung einer dichten Tröpfchenwolke während der Messkampagne RICE 01, Experiment 03 an der AIDA-Kammer.

Der im Folgenden verwendete Partikeldurchmesser, D_p , ist der streuäquivalente Durchmesser eines Flüssigwassertröpfchens.

Formklassifizierung von Eispartikeln

Streumuster mit $v_{az} > v_{az}^s$ werden Eispartikeln zugeordnet und die Form des Partikels wird analysiert. Die Formklassifizierung unseres Programms ist angelehnt an [ULANOWSKI ET AL. \(2007\)](#) und [STOPFORD ET AL. \(2008\)](#) und basiert auf einer diskreten schnellen Fouriertransformation (DFT) des polar integrierten, azimutalen Intensitätsprofils (Abb. 3.5). Die DFT einer Sequenz x_l der Länge M ist definiert als

$$y_k = \sum_{l=0}^{M-1} x_l \exp^{-i2\pi kl/M}. \quad (3.5)$$

y_k werden als Fourier Koeffizienten bezeichnet und bilden das Transformationsergebnis Y . Für die Klassifizierung wird das Maximum der y_k ohne y_0 bestimmt. Falls das Maximum von Y über einem Schwellwert von 0,005 liegt, unterscheidet der Algorithmus drei Partikelklassen. Ein Muster, das zu einem säulenförmigen Partikel gehört hat ein Maximum für y_2 oder y_4 . Falls das Maximum für y_3 , y_6 oder y_9 auftritt wird das Partikel als hexagonaler Eispartikel klassifiziert. In allen anderen Fällen, oder falls kein Maximum identifizierbar ist, wird das Muster der irregulären Partikelklasse zugeordnet. Beispiele

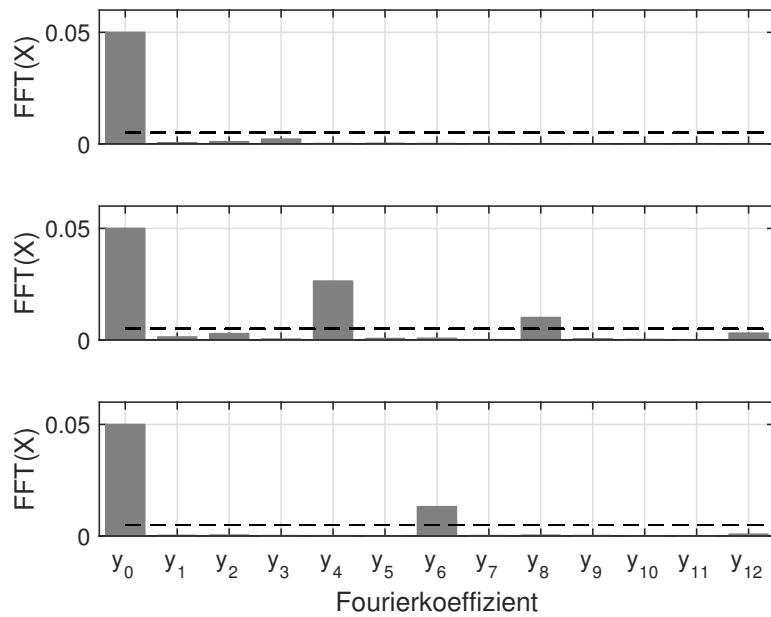


Abbildung 3.10: Ergebnis der Fourieranalyse der azimuthalen Intensitätsprofile der Eispartikel aus Abb. 3.5. Fourieranalyse des irregulären Eispartikels (Abb. 3.4 b)) oben, des säulenförmigen Eispartikels (Abb. 3.4 c)) mitte, sowie des hexagonalen Eispartikels (Abb. 3.4 d)) unten. Die gestrichelte Linie liegt bei einem Wert von 0,005 und zeigt den Schwellwert für ein Maximum an.

für Streumuster von irregulären Partikeln (beschriftet mit b)), Säulen (beschriftet mit c)) und hexagonalen Partikeln (beschriftet mit d)) sowie die dazugehörigen Intensitätsprofile sind in den Abb. 3.4 und 3.5 dargestellt.

Abbildung 3.10 zeigt die Fourieranalyse zu den Eispartikeln der Abbildungen 3.5 und 3.4. Die Fourieranalyse des azimuthalen Profils des irregulären Eispartikel in Abb. 3.10 oben, zeigt neben dem Maximum für y_0 kein weiteres $y_k > 0,005$. Für den säulenförmigen Eispartikel in Abb. 3.10 mitte, tritt ein Maximum für y_2 auf. Der maximale Fourierkoeffizient des hexagonalen Eispartikels ist y_6 . Somit ist die verwendete Bezeichnung der Eispartikel in Übereinstimmung mit den Ergebnissen des Algorithmus. Diese Namensgebung wird zudem durch die Ergebnisse der Beugungstheorie aus Abb. 2.6 untermauert.

Rauigkeitsanalyse von Eispartikeln

Die Rauigkeitsanalyse wird in dieser Arbeit nicht weiter verwendet und deshalb hier nur zur Vollständigkeit der Darstellung des Algorithmus angefügt und in aller Kürze erwähnt. Die Partikelrauigkeit ist ein kritischer Parameter im Bezug auf die winkelabhängigen Streueigenschaften von Eiskristallen (ULANOWSKI ET AL., 2006); (YANG ET AL., 2008). Um die Rauigkeit von Eispartikeln aus ihren SID-3 Streumustern abzuleiten wird eine „grey-level co-occurrence matrix“ (GLCM) Methode (HARALICK ET AL., 1973) verwendet. Diese Methode wurde in LU ET AL. (2006) verwendet um die Oberflächenrauigkeit aus „Laser Speckle“ Bildern abzuleiten. Darauf aufbauend haben ULANOWSKI ET AL. (2014) die Methode angepasst um auf eine qualitative Eispartikeloberflächenrauigkeit aus SID-3 Streumustern zu schließen. Das präsentierte LabVIEW Programm führt

eine GLMC Analyse der ROI eines Streumusters aus. Dazu werden die vier individuellen Merkmale, Kontrast, Korrelation, Energie und Homogenität, für direkt angrenzende Pixel berechnet (HARALICK ET AL., 1973). Anschließend wird ein kombinierter Rauigkeitswert wie in ULANOWSKI ET AL. (2014) bestimmt. Eine Publikation hierzu ist von Schnaiter et al. (Stand Sommer 2015) in Vorbereitung.

3.1.6 Quantifizierung des Anteils und der Konzentration bestimmter Partikelsorten

Während der Beprobung von Wolken gilt typischerweise, $f_k^{\max} < f_p < f_t^{\max}$ (siehe Abschnitt 3.1.1). Folglich ist die Menge der fotografierten Partikel eine Teilmenge aller Partikel, die das Messgerät passiert haben. Ausgehend von der Anzahl bestimmter Streumuster lassen sich Fraktionen von spezifischen Partikelklassen und Unterklassen (z.B. Eispartikel, säulenförmige Eispartikel, raue Eispartikel, etc.) ableiten. Multiplikation einer solchen Fraktionen mit der Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel, n_a , führt zu spezifischen Partikel-Anzahlkonzentrationen. Die für diese Arbeit wichtigsten Partikelsorten sind Tröpfchen und Eispartikel und interessante Größen sind in diesem Zusammenhang u.a. die Tröpfchen- und Eispartikelfraktion sowie die Tröpfchen- und Eispartikel-Anzahlkonzentration in einer MPW. Die folgenden Ausführungen können jedoch auf alle Partikelsorten übertragen werden, die anhand der Analyse von Streubildern unterscheidbar sind. Der obere und untere Fehler, p_+ und p_- , einer spezifischen Partikelfraktion, p (z.B. Eispartikelfraktion in einer Wolke), kann durch die 'Clopper-Pearson Vertrauensintervalle' (BARLOW, 1989) berechnet werden

$$\sum_{r=x+1}^N B(r, p_+, N) = \frac{1+C}{2}, \quad (3.6a)$$

$$\sum_{r=0}^{x-1} B(r, p_-, N) = \frac{1+C}{2}. \quad (3.6b)$$

Dabei ist $B(r, p, N)$ die Binomialverteilung, x ist die Anzahl an Erfolgen (z.B. Anzahl von gefundenen Eispartikeln) und N ist die Anzahl aller Streumuster die untersucht werden. Gleichung 3.6a definiert p_+ sodass die Wahrscheinlichkeit mehr als x Erfolge aus N Versuchen gleich $(1+C)/2$ ist. Entsprechend ist p_- so definiert, dass die Wahrscheinlichkeit weniger als x Erfolge bei N Versuchen zu finden gleich $(1+C)/2$ ist. C ist dabei das Vertrauensintervall und typischerweise auf 68,27% festgesetzt, wodurch $[p_-, p_+]$ das ein σ Intervall repräsentiert. p_+ und p_- werden numerisch berechnet und sind z.B. die Grenzen der abgeleiteten Eispartikelfraktion. Wie oben erwähnt erhält man Anzahlkonzentrationen von spezifischen Partikelsorten durch Multiplikation von n_a mit der spezifischen Partikelfraktion. Die Unsicherheit der berechneten spezifischen Anzahlkonzentration erhält man durch Gaussche Fehlerfortpflanzung aus den jeweiligen Unsicherheiten beider Faktoren. Der Fehler einer spezifischen Partikelfraktion ist durch $[p_-, p_+]$ gegeben. Die Unsicherheiten in n_a werden dominiert durch die Unsicherheit des beprobten Volumens. Diese setzt sich zusammen aus den Unsicherheiten der Größe der sensitiven Fläche sowie der Flussgeschwindigkeit durch die Instrumente.

Im letzten Teil dieses Abschnitts werden Überlegungen zur Nachweisgrenze der vorgestellten Methode gemacht. Sei p , o.b.d.A. die Eispartikelfraktion, gleich null. Dann ist die Wahrscheinlichkeit einen Eispartikel zu finden ebenfalls gleich null. Erhöht sich

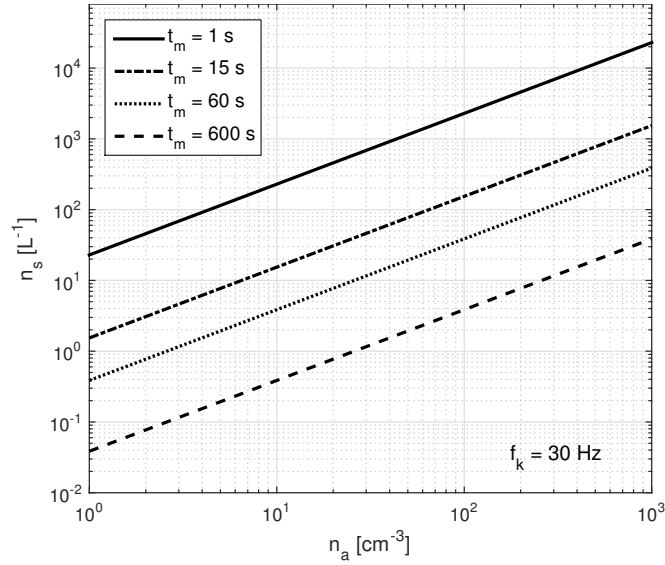


Abbildung 3.11: Die Schwellwert-Anzahlkonzentration für den Eisnachweis, n_s , des SID-3 und PPD-2K in Abhängigkeit von der Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel, n_a . Das Konzept der Schwellwert-Anzahlkonzentration kann von Eispartikeln auf alle, anhand der SID-3 und PPD-2K Streumuster unterscheidbaren Partikelarten, übertragen werden.

p , erhöht sich auch die Wahrscheinlichkeit Eispartikel zu finden. Bei einem Schwellwert, p_s , definiert als

$$0,5 = B(0, p_s, N), \quad (3.7a)$$

$$= (1 - p_s)^N, \quad (3.7b)$$

ist die Wahrscheinlichkeit dafür, in einer Stichprobe N , mindestens ein Eispartikelstreumuster aufzuzeichnen gleich der Wahrscheinlichkeit kein solches Muster zu detektieren. Hierbei umfasst die Stichprobe eine Anzahl von $N = f_k \cdot t_m$ Streumuster. Dabei ist f_k die Bildaufnahmezeit der Kamera und t_m die Mitteilungszeit der Daten. Aus dem Schwellwert der Eispartikelfraktion lässt sich eine Schwellwert-Anzahlkonzentration, $n_s = p_s \cdot n_a$, für den Nachweis von Eispartikeln errechnen.

Für einen Datensatz bei dem kontinuierlich eine dichte Mischphasenwolke beprobt wird, gilt typischerweise $f_k = f_k^{\max} = 30 \text{ Hz}$. Wird außerdem die Mittelungszeit der Daten $t_m \in [1 \text{ s}, 600 \text{ s}]$ gewählt, lässt sich Gl. 3.7b nähern durch

$$p_s \approx 0,023/t_m. \quad (3.8)$$

Dabei ist der Zahlenwert von t_m in Sekunden einzusetzen.

Abbildung 3.11 illustriert die Auswirkungen des Stichprobencharakters auf die Nachweisgrenze der Instrumente. Durch eine Erhöhung der Mitteilungszeit verbessert sich die statistische Grundlage und n_s sinkt. Diese Ausführungen können von Eispartikeln auf alle, mit dem SID-3 und PPD-2K anhand der Streumuster unterscheidbaren Partikel übertragen werden.

3.2 Messumgebungen

Diese Arbeit umfasst Charakterisierungen von verschiedenen Wolkentypen, die an drei unterschiedlichen Messorten durchgeführt wurden. Diese sind:

- künstliche Wolken an einer Wolkenkammer des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT),
- natürliche, orographisch induzierte Wolken auf Forschungsstationen auf der Zugspitze und auf dem Jungfraujoch, Schweiz, sowie
- natürliche Wolken über der Beaufortsee, Nordwestterritorien, Kanada, die von Forschungsflugzeugen aus untersucht wurden.

In diesem Abschnitt werden die einzelnen Messumgebungen vorgestellt. Diese Vorstellung umfasst auch eine Charakterisierung der verwendeten Einlässe.

3.2.1 Die AIDA-Wolkenkammer des KIT

Die Aerosol Interaktion und Dynamik in der Atmosphäre (AIDA) Wolkenkammer des KIT ist ein 84 m^3 fassender Aluminiumbehälter und kann in einem Temperaturbereich von -90 °C bis 60 °C , bei atmosphärisch relevanten Feuchtigkeits-, Spurengas- und Aerosolbedingungen betrieben werden. Wolken lassen sich in der Kammer auf zwei Arten, (i) durch eine quasi-adiabatische Expansion der Kammerluft oder (ii) durch Einsprühen von Tröpfchen bzw. Eispartikeln erzeugen. Die Wolkenerzeugung durch Methode (i), also mittels eines kontrollierten, quasi-adiabatischen, expansiven Abkühlens bei konstanter Wandtemperatur, wird weitaus häufiger an der AIDA angewandt. In dieser Arbeit werden neben den Messergebnissen des SID-3 und des PPD-2K, Daten von folgenden an der AIDA-Kammer aufgebauten Instrumenten verwendet:

- Mehrere Thermocouples Typ k für die Bestimmung der Gas- und Wandtemperatur.
- Ein Baratron® (MKS, Deutschland) Drucksensor.
- Ein „Tunable Diode Laser“ (TDL) Aufbau, der den Wasserdampfpartialdruck bestimmt.
- Ein Taupunkt-Wasserdampfmessgerät (Taupunktspiegel 373, MBW, Schweiz) mit einem beheizten Einlass für die Messung der gesamten (verdampfte Hydrometeore und Gasphase) Wasserkonzentration.
- Das SIMONE (Streulichtintensitätsmessungen zum optischen Nachweis von Eiskristallen) Instrument zeichnet das Streulicht eines Wolkenpartikelensembles in der AIDA-Wolkenkammer auf (SCHNAITER ET AL., 2012); (JÄRVINEN ET AL., 2014). Das in Vorwärtsrichtung gestreute Licht wird unter einem Winkel von 2° und das in Rückwärtsrichtung gestreute Licht unter 178° detektiert. Das rückwärts gestreute Licht wird in seine vertikal und horizontal polarisierten Komponenten zerlegt, um das Depolarisationsverhältnis des ursprünglich linear polarisierten Lichts zu bestimmen.

- Ein optischer Partikelzähler (OPZ), vom Typ WELAS 2000, Palas GmbH, mit einem Messbereich von $2,3\ \mu\text{m}$ bis $107\ \mu\text{m}$ zur Bestimmung von Größe und Anzahl der Wolkenpartikel in der AIDA. Der WELAS OPZ zeichnet von Partikeln gestreutes weißes Licht bei 90° relativ zur Vorwärtsrichtung auf. Bei der Interpretation der WELAS OPZ Ergebnisse wird ein optischer Größenschwellwert für die Unterscheidung zwischen Tröpfchen und Eis verwendet.

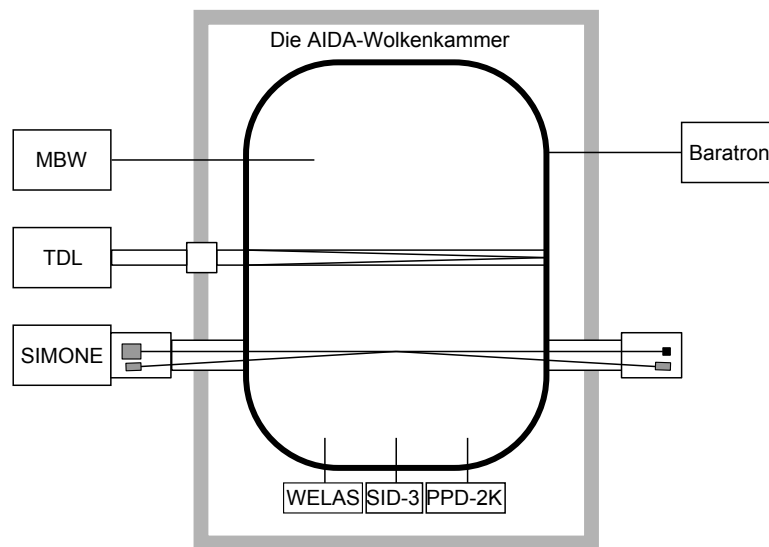


Abbildung 3.12: Schematische Darstellung der AIDA und der für diese Arbeit relevanten Geräte. Der MBW Taupunktspiegel und der TDL Aufbau messen die Wasserkonzentration in der Kammer. Das Baratron bestimmt den Luftdruck in der Kammer. Mithilfe des SIMONE Instruments ist die Phase eines Partikelensembles in der Kammer bestimmbar. Dem WELAS OPZ, SID-3 und PPD-2K werden Wolkenpartikel aus der Kammer über Probenahmeleitungen zugeführt und anschließend die Anzahl, Größe, Phase und Morphologie der Partikel bestimmt. Der graue Rahmen stellt das Thermogehäuse dar, das die AIDA-Kammer umgibt.

Eine schematische Darstellung der AIDA sowie der für diese Arbeit relevanten Geräte ist in Abb. 3.12 wiedergegeben. Für weitere Details zum Betrieb der Kammer und zur Instrumentierung sei der Leser auf: MÖHLER ET AL. (2005), WAGNER ET AL. (2011), SCHNAITER ET AL. (2012) und SKROTZKI ET AL. (2013) verwiesen.

In diese Arbeit fließen Daten ein, die im Rahmen der „Ice Nucleation“ (IN19) und der „Rough ICE“ (RICE 01 und RICE 03) Messkampagnen an der AIDA-Wolkenkammer in den Jahren 2012, 2013 und 2014 aufgezeichnet wurden. Der SID-3 und der PPD-2K waren dabei direkt unter der AIDA-Kammer positioniert und in für diesen Zweck konstruierten Gehäusen untergebracht. Die Wolkenpartikel wurden den Geräten, über eine möglichst kurze vertikale Probenahmeleitung, direkt aus der AIDA zugeführt. An den Enden der Probenahmeleitungen waren Trichter aufgesetzt. Die Gehäuse waren an ein Absaugsystem angeschlossen, sodass ein fortlaufender Volumenfluss gewährleistet war.

Charakterisierung der AIDA Einlässe Vor der Fertigung der AIDA Einlasstrichter im Jahr 2007 wurden Computergestützte Stömungsrechnungen („Computational

Fluid Dynamics“ kurz CFD), an der Universität Hertfordshire, durchgeführt. Aufgrund dieser Rechnungen wurden die Trichter mit einem sich verändernden Konturradius konstruiert. Der maximale Innendurchmesser der Trichter beträgt 37 mm. Für die CFD Rechnungen wurde eine maximale Geschwindigkeit im Einlassrohr von 5 m s^{-1} , was in etwa einem Volumenstrom von 20 l min^{-1} entspricht, angenommen. Bei diesem Volumenstrom erhält man $Re = Ud/\nu \approx 750$ an der Oberkante des Trichters und $Re \approx 2800$ in der Probenahmeleitung. Wobei U die Flussgeschwindigkeit, ν die kinematische Viskosität der Luft und d der Innendurchmesser des Rohres sind. Anhand der Reynoldszahlen ist zu erwarten, dass direkt im Trichter und dem anschließenden Rohrstück eine laminare Strömung herrschen. Die Reynoldszahl in der Probenahmeleitung liegt im Übergangsbereich und es ist zu erwarten, dass sich zeitlich versetzt eine turbulente Strömung etabliert (GERTHSEN, 2010); (KULKARNI ET AL., 2011b). Für den PPD-2K und den SID-3 wurde jeweils ein Volumenstrom von 5 l min^{-1} und 50 l min^{-1} verwendet. Dies impliziert $Re \approx 700$ in der Probenahmeleitung des PPD-2K, was eine laminare Strömung indiziert. Im Fall des SID-3 erhält man $Re \approx 1900$ an der Oberkante des Trichters und $Re \approx 7100$ in der Probenahmeleitung. Auch in diesem Fall ist im Trichter eine laminare Strömung zu erwarten, die allerdings schneller, als im modellierten Fall von 20 l min^{-1} , turbulent wird. Mithilfe der Modellierung wurden die Trichter so konstruiert, dass der Geschwindigkeitsgradient beim Übergang zwischen AIDA-Kammervolumen und Probenahmeleitung so flach wie möglich ausfällt.

Zur Untersuchung einer größenabhängigen Einlasseffizienz wird angenommen, dass die Probenahme an der AIDA aus einer ruhenden Luftmasse erfolgt. Da am Kammerboden permanent ein Ventilator zur Durchmischung der Kammer läuft, ist dies eine Näherung. Nach BROCKMANN (2011) ist eine Einlasseffizienz von 90 % oder mehr gewährleistet, falls das folgende, von AGARWAL/LIU (1980) gegebene, Kriterium erfüllt ist

$$\frac{\tau V_{\text{se}}}{D_e} \leq 0,05. \quad (3.9)$$

Dabei sind D_e der Einlassdurchmesser, τ die Bremsrelaxationszeit und V_{se} die Sedimentationsgeschwindigkeit des Partikels. τ und V_{se} berechnen sich nach KULKARNI ET AL. (2011b) als: $\tau = \rho_p D_p^2 / (18\eta)$ und $V_{\text{se}} = \tau g$. Wobei ρ_p die Partikeldichte, D_p der Partikeldurchmesser, η die dynamische Viskosität und g die Erdbeschleunigung sind.

Mit $D_e = 37 \text{ mm}$ ist das Agarwall Kriterium für $D_p < 63 \mu\text{m}$ erfüllt. Im Rahmen dieser Arbeit wurden mit dem SID-3 und dem PPD-2K an der AIDA-Kammer fast ausschließlich Partikel mit $D_p < 63 \mu\text{m}$ untersucht. Damit ist zu erwarten, dass die an der AIDA-Kammer mit dem PPD-2K und dem SID-3 gemessenen Partikelpopulationen repräsentativ für das Kammervolumen sind.

3.2.2 Bergstationsmessungen

In dieser Arbeit werden Messdaten des PPD-2K von der Zugspitze und vom Jungfraujoch sowie SID-3 Daten vom Jungfraujoch präsentiert. In diesem Kapitel wird eine kurze Charakterisierung der Messstationen und der verwendeten Einlässe gegeben.

Charakteristik der Station Zugspitze

Der Gipfel der Zugspitze ($47,42^\circ\text{N}$; $10,99^\circ\text{O}$) ist mit 2962 m ü. NHN Deutschlands höchster Berg. Wissenschaftliche Messungen in dieser hochalpinen Gegend werden auf

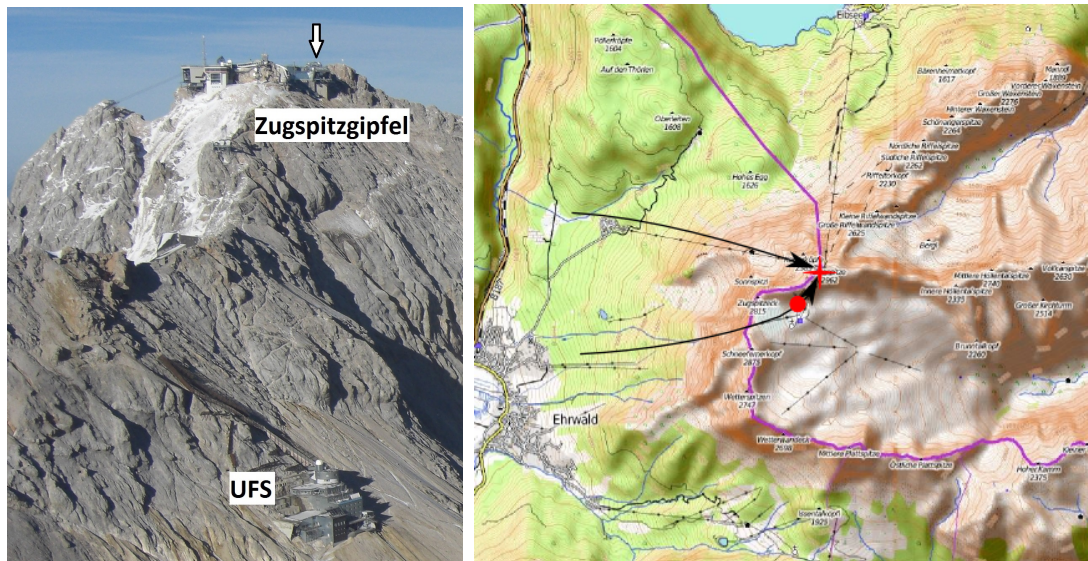


Abbildung 3.13: Die Lage des Messorts Zugspitze. Links: Eine Fotografie der Umweltforschungsstation Schneefernerhaus (UFS) und des Zugspitzgipfels aufgenommen, vom Schneefernerkopf, aus Richtung SW. Die präsentierten Messungen wurden im Außenbereich des Zugspitzgipfels, an der durch einen Pfeil markierten Stelle durchgeführt. Rechts: Kartenausschnitt um den Zugspitzgipfel (rotes Kreuz) und die UFS (roter Punkt). Die beiden Varianten einer Westanströmung des Gipfels sind als Pfeile eingezeichnet. Quelle: www.opentopomap.org, abgerufen am 04.06.2015.

der Umweltforschungsstation Schneefernerhaus (UFS), 2650 m ü. NHN, an der Südflanke der Zugspitze durchgeführt. Eine Fotografie der UFS und des Zugspitzgipfels ist in Abb. 3.13 links wiedergegeben. Im Rahmen dieser Arbeit nahm das KIT IMK-AAF an der ACRIDICON-Zugspitze (kurz für Aerosol, Cloud, Precipitation, and Radiation Interactions and Dynamics of Convective Cloud Systems) Messkampagne, im September und Oktober 2012 mit Messungen des SID-3 und des PPD-2K auf dem Zugspitzgipfel teil. ACRIDICON-Zugspitze war eine Gemeinschaftskampagne von zehn deutschen Forschungseinrichtungen die von der Arbeitsgruppe M. Wendisch, LIM, Universität Leipzig, koordiniert wurde.

Bei dieser Kampagne wurde der SID-3 mit dem Prototyp einer Aspirationshaube betrieben, die seine Funktion nicht erfüllte. Somit sind leider keine verwertbaren SID-3 Messungen bei ACRIDICON-Zugspitze entstanden.

Der PPD-2K wurde hinter dem Einlasstrichter des eisselektiven Einlasses (ISI) (Version CLACE 2013, siehe Abschnitt 3.2.3) betrieben. Dieser Einlasstrichter ist in KUPISZEWSKI ET AL. (2015) beschrieben.

Der Zugspitzgipfel ist der höchste und nördlichste Punkt eines nach Osten hin offenen 3/4-Kreises von Bergen um das Zugspitzplatt. Während ACRIDICON-Zugspitze traten Wolken vornehmlich bei Westwetterlagen auf. Unsere Messstation auf dem Zugspitzgipfel lag am Ostende des bebauten Bereichs (bei der FTIR Kuppel des KIT IMK-IFU). Die Anströmung der Messgeräte erfolgte deshalb aus West-Nordwest oder West-Südwest (WSW). Die Position der Messstation und die Anströmungsrichtungen sind in Abb. 3.13 rechts eingezeichnet. Insgesamt ist es problematisch, dass bei Westwind einige Gebäude westlich der Messstation eine freie Anströmung des Messortes erschweren.

Eine vielversprechende Eigenschaft dieses Messortes ist hingegen, dass bei Wind aus WSW die Luftmasse zuerst die UFS und dann den Gipfel erreicht. Außerdem bietet die Zugspitze die Möglichkeit, mit Fernerkundungsmethoden auf der UFS zeitgleich die selbe Wolke zu beproben, die durch in situ Instrumente auf dem Gipfel untersucht wird (vgl. Abb 3.13 rechts).

Charakteristik der Station Jungfraujoch

Die Hochalpine Forschungsstation Jungfraujoch (HFSJ) ($46,55^{\circ}\text{N}$; $7,99^{\circ}\text{O}$) befindet sich auf 3568 m ü. NHN auf einem Sattel in den Berner Alpen in der Schweiz. In dieser Arbeit wird das Sphinx Observatorium mit HFSJ bezeichnet.

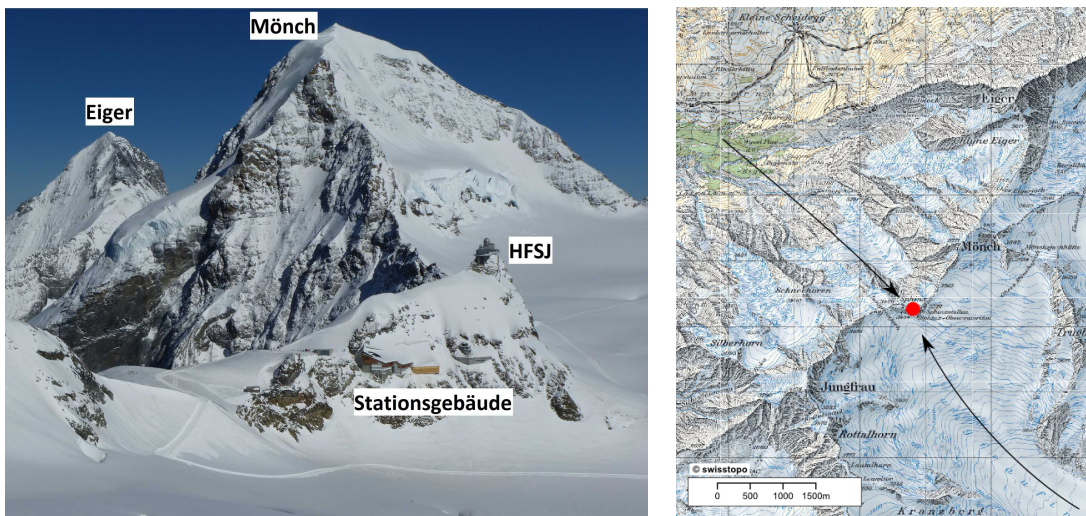


Abbildung 3.14: Die Lage der Hochalpinen Forschungsstation Jungfraujoch (HFSJ). Links: Fotografie aufgenommen aus Richtung Südwest, unterhalb der Jungfrau (vgl. Abb. 3.19). Die präsentierten Daten wurden in den Außenbereichen des Gebäudes mit der Markierung HFSJ, das auch Sphinx Observatorium genannt wird, erhoben. Rechts: Kartenausschnitt um die HFSJ (roter Punkt) mit Hauptwindrichtungen aus Nordwest und Südost (schwarze Pfeile) Quelle: map.wanderland.ch, abgerufen am 01.06.2015.

Durch die Lage auf einer etwa 100 m hohen Felsspitze zwischen den über 4000 m ü. NHN hohen Bergen Mönch und Jungfrau, gibt es auf der HFSJ zwei Hauptwindrichtungen, Nordwest (NW) und Südost (SO) (KETTERER ET AL., 2014), die durch schwarze Pfeile in der Karte in Abb. 3.14 rechts dargestellt sind. Der Anstieg aus NW zur HFSJ ist von Gletscher- und Felsabbrüchen geprägt, während in SO Richtung der Jungfrau- und anschließend der Aletschgletscher kontinuierlich an Höhe verlieren. Das bedeutet, dass die Topographie aus NW viel steiler zur HFSJ hin ansteigt als aus SO. Die in Abb. 3.14 rechts dargestellten Pfeile haben die gleiche Länge, überdecken aber eine topographische Höhenänderung von etwa 1500 m aus NW und von etwa 600 m aus SO.

Die HFSJ ist mit einer Häufigkeitsfrequenz von 37 % von Wolken umgeben (BALTENSPERGER ET AL., 1998). Im Winter kann die Umgebungstemperatur auf bis zu -30°C fallen, was die Station gut geeignet für die Untersuchung von MPWn macht. In dieser Arbeit werden Messungen verwendet, die jeweils im Januar/Februar 2013 und 2014

als Teil der Wolken und Aerosol Charakterisierungs-Experimente („Cloud and Aerosol Characterization Experiments“ kurz CLACE 2013 und CLACE 2014) aufgenommen wurden.

CLACE 2013 und CLACE 2014 waren internationale Gemeinschaftskampagnen von bis zu zehn Instituten (KUPISZEWSKI ET AL., 2015); (WORRINGEN ET AL., 2015); (SCHMIDT ET AL., 2015); (LLOYD ET AL., 2015b).

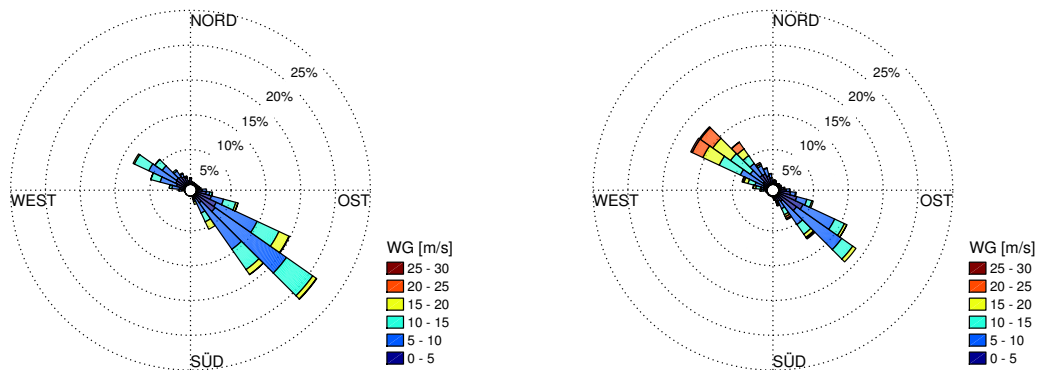


Abbildung 3.15: Abbildungen von Windrosen der MeteoSchweiz Station Jungfraujoch für die Zeiträume von CLACE 2013 (links) und CLACE 2014 (rechts). Die Datengrundlage sind sowohl bewölkte als auch wolkenfreie Zeiträume. Die Länge der Balken gibt die relative Häufigkeit in Prozent an. Farbkodiert ist die Windgeschwindigkeit (WG).

Die relative Häufigkeit von Windrichtung und Windgeschwindigkeit während CLACE 2013 und CLACE 2014 ist in Abb. 3.15 dargestellt. Während beider Messkampagnen dominierten die Hauptwindrichtungen NW und SO. Während dieser Messkampagnen war der SID-3 auf dem KIT IMK-AAF Drehtisch (CLACE 2013 siehe Abschnitt 3.2.4) und auf dem Mast der Universität Manchester (CLACE 2014, Abb. 3.19) aufgebaut. Dabei wurde der SID-3 automatisch in die Windrichtung ausgerichtet und mithilfe von Aspirationshauben wurden dem SID-3 Wolkenpartikel zugeführt. Die Hauben werden im Abschnitt 3.2.3 vorgestellt.

Der PPD-2K war sowohl während CLACE 2013 als auch während CLACE 2014 Teil des eisselektiven Einlasses (ISI) der in Abschnitt 3.2.3 vorgestellt wird.

3.2.3 Der eisselektive Einlass (ISI)

Der eisselektive Einlass („Ice Selective Inlet“ kurz ISI) ist ein neuartiges Einlasssystem der dafür konstruiert wurde um aus Mischphasenwolken (MPW_n) (Tröpfchen und Eispartikel) Eispartikel zu extrahieren. Dazu wird die MPW durch ein vereistes Rohr gesaugt, in der die Wolkentröpfchen verdampfen und die Eispartikel möglichst unverändert bleiben sollen. Zur Verifizierung des Extraktionskonzepts und zur Analyse der Wolkeneispartikel ist der PPD-2K Bestandteil des ISI. Der ISI ist eine Idee von Ernest Weingartner (aktuell: FH Nordwestschweiz) und wurde im Rahmen der Doktorarbeit von Piotr Kupiszewski am Paul Scherrer Institut realisiert. Im Rahmen der hier präsentierten Arbeit wurde an der Entwicklung und an den Messungen mit dem ISI im Rahmen der AIDA Kampagne IN 19 und den beiden Feldmesskampagnen CLACE 2013

und CLACE 2014 intensiv mitgewirkt. Zum ISI ist von KUPISZEWSKI ET AL. (2015) eine Publikation erschienen.

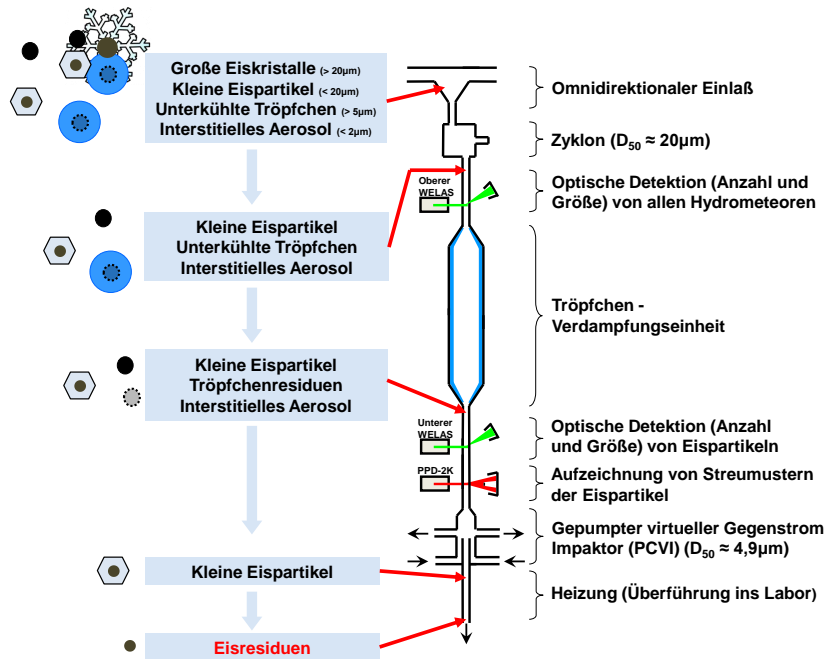


Abbildung 3.16: Schematische Darstellung der Komponenten und des Funktionsprinzips des eisselektiven Einlasses (ISI). Der dargestellte omnidirektionale Einlass wurde während CLACE 2013 verwendet und während CLACE 2014 durch einen Schwanenhals ersetzt (siehe Abb. 3.17). Angepasst und übernommen aus KUPISZEWSKI ET AL. (2015).

Eine schematische Darstellung des Einlasssystems ist in Abb. 3.16 wiedergegeben. Abb. 3.17 zeigt Fotografien des Aufbaus während IN 19, CLACE 2013 und CLACE 2014.

Während CLACE 2013 wurde der ISI mit einem omnidirektionalen Einlass betrieben. Dieser erwies sich als verstopfungsanfällig und wurde deshalb während CLACE 2014 durch einen Schwanenhals ersetzt. Eine detaillierte Charakterisierung der Einlässe ist in KUPISZEWSKI ET AL. (2015) zu finden.

Nachdem das angesaugte Wolkenvolumen, von 7 l min^{-1} , den Einlass passiert hat werden die großen Eiskristalle entfernt. Dies geschieht mithilfe eines Zyklon, bei dem Partikel mit einer Größe von $D_{\text{aero.}} > 20\ \mu\text{m}$ mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 50 % abgeschieden werden. Größe und Anzahl der verbliebenen Hydrometeore (kleine Eispartikel und unterkühlte Wolkentröpfchen) werden direkt nach dem Zyklon mit einem WELAS OPZ bestimmt.

Die nächste Stufe des Einlasssystems ist die Verdampfungseinheit, die das Herzstück des ISI ist. Die Verdampfungseinheit ist innen mit einer Eisschicht überzogen. Durch die große Eisoberfläche der Wände ist die Verdampfungseinheit zu trocken für unterkühlte Wolkentröpfchen und diese verdampfen. Der Grund hierfür ist, dass der Wasserdampfpartialdruck über Eis niedriger ist als der über unterkühltem Flüssigwasser wie in Abb. 2.3 dargestellt ist. Für die Eispartikel ist keine signifikante Veränderung zu erwarten, da der Wasserdampfpartialdruck im Inneren der Verdampfungseinheit mindestens dem

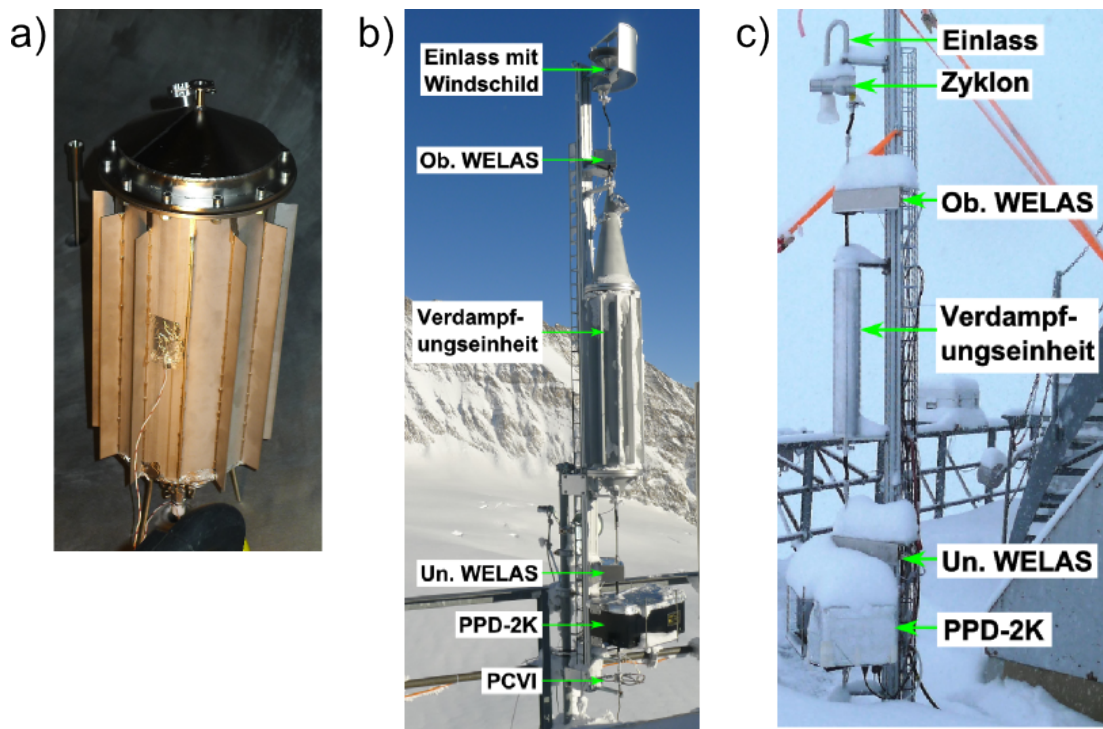


Abbildung 3.17: Fotografien der ISI-Aufbauten von denen Messungen in dieser Arbeit verwendet werden. a) Aufbau der ISI-Verdampfungseinheit in der AIDA-Wolkenkammer während IN 19. b) Aufbau auf der HFSJ während CLACE 2013. Der Zyklon fehlt in der Aufnahme. c) Aufbau auf der HFSJ während CLACE 2014. Der PCVI ist nicht sichtbar.

über Eis entsprechen sollte. Detaillierte Berechnungen zum Verdampfen von Flüssigwassertropfen sind in KUPISZEWSKI ET AL. (2015) ausgeführt.

Die verschiedenen Versionen der Verdampfungseinheiten von IN 19, CLACE 2013 und CLACE 2014 sind in Abb. 3.17 dargestellt. Eine wichtige Voraussetzung für das Funktionieren des Tröpfchenverdampfens ist, dass die Temperatur der Verdampfungseinheit mit der Umgebungstemperatur übereinstimmt. Deshalb haben die Versionen von IN 19 Abb. 3.17 a) und CLACE 2013 Abb. 3.17 b) Kühlrippen. Bei der Verdampfungseinheit für CLACE 2014 (Abb. 3.17 c)) wurde darauf verzichtet, da der Effekt der Kühlrippen im laufenden Betrieb als gering eingestuft wurde und sie einen erhöhten Fabrikationsaufwand sowie ein Verletzungsrisiko darstellten. Außerdem wurde während CLACE 2014 mit unterschiedlichen Rohrlängen und Durchmessern der Verdampfungseinheit experimentiert, was ohne Kühlrippen deutlich einfacher möglich ist.

Nach dem Durchgang durch die Verdampfungseinheit sollten die Wolkentröpfchen bis auf ihre Residuen verdampft sein. Der, zum oberen WELAS OPZ baugleiche, untere WELAS OPZ bestimmt wieder Anzahl und Größe der Wolkenpartikel. Eine weitere Bestimmung von Anzahl und Größe wird im PPD-2K vorgenommen. Zudem werden mit diesem Gerät wie in Abschnitt 3.1 beschrieben hochaufgelöste Streumuster der Partikel aufgezeichnet, die Rückschlüsse auf die Phase und Morphologie der Partikel zulassen.

Nach der mikrophysikalischen Charakterisierung werden die kleinen Eispartikel von den verbliebenen Aerosolpartikeln, in einem gepumpten, virtuellen Gegenstrom Im-

paktor („Pumped Counterflow Virtual Impactor“ (PCVI) (KULKARNI ET AL., 2011a)) getrennt. Beim Durchgang durch eine beheizte Leitung verdampft das Wasser der kleinen Eispartikel und die Eisresiduen werden zur weiteren Charakterisierung ins Labor überführt.

Für die, im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen zur Charakterisierung von kleinen Eispartikeln in Mischphasenwolken kann der ISI wie ein Filter für die Extraktion kleiner Eispartikel eingesetzt werden. Dies ist ein Vorteil, im Vergleich zum direkten Beprobieren der Wolke, bei dem die Messgeräte hauptsächlich Streumuster von Wolkentröpfchen aufzeichnen und Streumuster von Eispartikeln selten sind. Eine wichtige Rahmenbedingung für die Anwendung des ISI als Filter ist allerdings, dass sich die Eispartikel beim Durchgang durch den ISI in keiner Weise verändern.

3.2.4 Der Drehtischaufbau

Sowohl der SID-3 als auch das am KIT IMK-AAF entwickelte „Particle Habit Imaging and Polar Scattering“(PHIPS) Instrument (wird in dieser Arbeit nicht weiter behandelt) sind für den Einsatz auf Flugzeugen konzipiert. Um diese Geräte auf Bergstationen betreiben zu können wurde im Rahmen dieser Arbeit ein neuer Drehtischaufbau entwickelt und während CLACE 2013 auf der HFSJ betrieben. Dieser Aufbau ist in Abb. 3.18 dar-

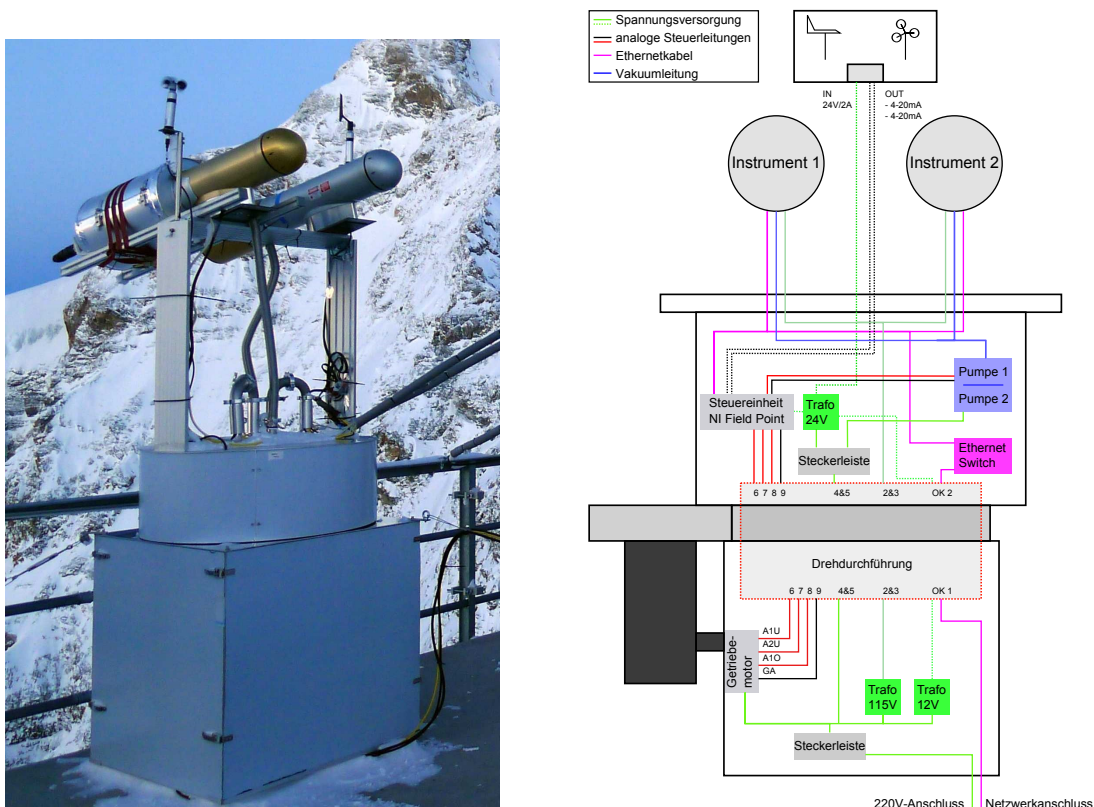


Abbildung 3.18: Der Drehtischaufbau des KIT IMK-AAF. Links: Fotografie des Drehtischaufbaus mit SID-3 und PHIPS während CLACE 2013 auf dem Jungfraujoch. Rechts: Schematische Darstellung der Komponenten des Drehtischaufbaus.

gestellt und dient dazu die Messgeräte in etwa 2,3 m Höhe über dem Boden in den Wind auszurichten und für einen fortdauernden Partikelfluss durch die Messgeräte zu sorgen.

Für die Ermittlung der horizontalen Windrichtung und Windgeschwindigkeit verfügt der Drehtischaufbau über je einen beheizten Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitssensor (Lambrecht INDUSTRY 0...10V), die relativ wartungsarm auch unter Wolkenbedingungen funktionieren. Diese Sensoren werden fortlaufend ausgelesen und füttern ein Regelprogramm, das in LabVIEW geschrieben wurde. Das Regelprogramm richtet den Drehtisch horizontal aus und steuert den Probenahmenfluss durch die Messgeräte. Mechanisch wird die horizontale Ausrichtung des Drehtisches durch einen Lenze Stirnrad-Getriebemotor (Typ GST05-3M) ausgeführt. Dieser Motor verfügt über eine eigene Steuereinheit mit internem Steuerprogramm. Eine Dokumentation zum Lenze Antrieb des Drehtisches ist im Anhang 6.1 ausgeführt. Auf Bergstationen hat der Windvektor typischerweise eine nicht verschwindende vertikale Komponente. Zur vertikalen Ausrichtung lässt sich der Querbalken, an dem die Messgeräte montiert sind manuell kippen.

Für die Flusssteuerung werden zwei Seitenkanal-Verdichterpumpen (Typ Becker VASF 1.50/1) verwendet. Durch die Anpassung der Probenahmegeschwindigkeit an die aktuelle Windgeschwindigkeit, lässt sich prinzipiell eine fortlaufend isokinetische Probenahme mit dem Drehtischaufbau sicherstellen. Kritisch hierfür ist allerdings, dass sowohl der Windgeschwindigkeitssensor zuverlässig funktioniert (z.B. nicht vereist) als auch die Probenahmegeschwindigkeit über die Pumpen sich hinreichend schnell verändern lässt. Vor allem bei Nachtmessungen ist ein Vereisen des Windgeschwindigkeitssensors und Einlassrohres nicht auszuschließen. Außerdem herrschten an den Messorten oft turbulente Strömungsbedingungen mit schnellen Fluktuationen der Windgeschwindigkeit. Deshalb wurde der Probenahmenfluss im Rahmen dieser Arbeit auf einen konstanten Wert eingestellt, was zudem die Auswertung der Messdaten vereinfacht.

Weiterentwicklungsmöglichkeiten Für Messungen auf der HFSJ ist eine möglichst freie Anströmung aus NW und SO wünschenswert. Um dies zu gewährleisten, sollten sich die Geräte in mindestens 3 m Höhe über der Mitte der HFSJ-Terrasse befinden. Der aktuelle KIT IMK-AAF Drehtisch hat eine Höhe von 2,3 m und wurde deshalb an der Nordkante der Terrasse, etwa 0,5 m vom Geländer entfernt, aufgebaut. An dieser Stelle wurde der Aufbau nur aus NW frei angeströmt. Für einen Betrieb in der Mitte der Terrasse wird ein höherer Aufbau benötigt, der durch die Integration eines Gitterrohrmasts in den hier beschriebenen Aufbau möglich wäre.

Während CLACE 2014 wurde der SID-3 auf dem Mast der Universität Manchester betrieben, der in Abb.3.19 dargestellt ist. Dieser Aufbau war in der Mitte der Terrasse auf der HFSJ platziert und die Messgeräte befanden sich in einer Höhe von 3,5 m. Außerdem verfügt der Aufbau der Universität Manchester über eine Motorsteuerung die auch die Ausrichtung in vertikaler Richtung automatisch vornimmt. Zur Aspiration der Messgeräte werden in diesem Aufbau Industriestaubsauger verwendet. Die Bergstationmessungen wurden von der Arbeitsgruppe von Prof. Choularton durchgeführt und für den Mast waren insbesondere Michael Flynn und Keith Bower zuständig.

3.2.5 SID-3 Aspirationshauben

Die Aspirationshauben wurden entwickelt, um ein Wolkenvolumen zu extrahieren und dem SID-3 Instrument zur Messung zuzuführen. Idealerweise sind extrahierte und ursprüngliche Wolkenpartikelpopulation identisch. In diesem Abschnitt wird zunächst die technische Realisierung der Aspirationshauben präsentiert. Anschließend werden Ab-

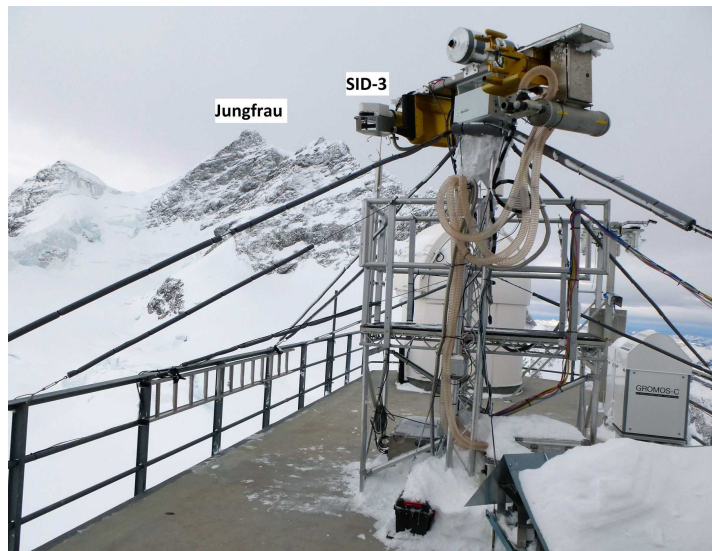


Abbildung 3.19: Der Mast der Universität Manchester während CLACE 2014, auf dem u.a. der SID-3 montiert war.

schätzungen zum Einfluss der Probenahme auf die Messergebnisse des SID-3 vorgestellt. Die, in dieser Arbeit präsentierten Messdaten des SID-3 von CLACE 2013 und CLACE

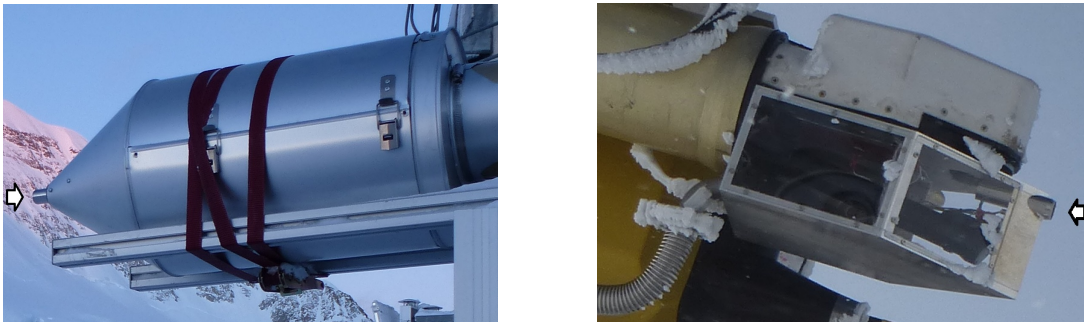


Abbildung 3.20: Fotografien der SID-3 Aspirationshauben während CLACE 2013 (links) und CLACE 2014 (rechts).

2014 wurden mit zwei unterschiedlichen Aspirationshauben erhoben, die in Abb. 3.20 dargestellt sind.

Das Ansaugrohr (in Abb. 3.20 jeweils mit einem Pfeil markiert) ist eine zentrale und kritische Komponente der Haube, das einen möglichst großen Durchmesser bei einer möglichst geringen Länge haben sollte. Durch einen möglichst großen Durchmesser lässt sich ein Zusetzen des Einlasses und durch eine möglichst geringe Länge lässt sich die Wärmezufuhr in den Partikelstrom minimieren. Das sensitive Volumen des SID-3 befindet sich etwa 17 mm unterhalb der Grundplatte des SID-3 Kopfes (siehe Abb. 3.2). Im Hinblick auf die Strömung scheint es vorteilhaft, dass sich das sensitive Volumen des SID-3 in der Mitte des Ansaugrohres befindet. Dadurch wird der maximale Außendurchmesser des Rohres auf 34 mm festgelegt. Die Länge des Ansaugrohres hängt sehr stark von der Haubengeometrie ab. Relativ zur Windrichtung sollte die Spitze des Ansaugrohres, mit einigen Zentimetern Abstand die Spitze des Gesamtaufbaus darstellen

um eine möglichst unbeeinflusste Luftmasse zu beproben. Die Spitzen der Ansaugrohre haben Korolev-Kanten um den Effekt des „ice particle shatterings“ (KOROLEV ET AL., 2013) zu minimieren.

Die SID-3 Aspirationshaube von CLACE 2013 ist vollständig in Blech ausgeführt und dadurch recht robust. Der gesamte Kopf des SID-3 ist von der Haube umschlossen und somit vor der Witterung geschützt. Dies führt allerdings zu einem recht großen Querschnitt der Aspirationshaube und damit zu einem nicht unerheblichen Windwiderstand. Um der Haube keine zu flache Spitze zu geben, ist das Ansaugrohr mit $l = 365$ mm relativ lang. Um einer Vereisung vorzubeugen ist an der Spitze des Ansaugrohrs eine Heizfolie angebracht. Der Innendurchmesser des Rohres, der dem Einlassdurchmesser entspricht, beträgt $D_e = 22$ mm.

Die CLACE 2014-Version ist in Abb. 3.20 rechts zu sehen. Die Haube umschließt hier nur den Bereich unterhalb der Grundplatte des SID-3 Kopfes. Bei diesem Aufbau lassen sich sowohl Stahl- als auch Plexiglasscheiben einbauen, wobei durchsichtige Scheiben die Vereisungskontrolle extrem erleichtern. Die Dimensionen des Ansaugrohres sind bei dieser Version $D_e = 21$ mm; $l = 90$ mm. Am Ansaugrohr selbst ist kein Heizelement angebracht. Ein Zusetzen des Ansaugrohres wird mittels indirekter Heizung durch Heizelemente im vorderen Steg der Haube verhindert.

Um einen Probenahmenfluss durch die beiden Aspirationshauben zu gewährleisten, sind sie mit Pumpen verbunden. Während CLACE 2013 wurde eine Probenahmegeschwindigkeit von $U = 20 \text{ m s}^{-1}$ und während CLACE 2014 wurde $U = 10 \text{ m s}^{-1}$ gewählt. Der Grund für die höhere Probenahmegeschwindigkeit in CLACE 2013 ist, dass das verwendete Ansaugrohr länger war. Damit erhält man für die Ansaugrohre von CLACE 2013 $Re = 29098$ und für CLACE 2014 $Re = 13888$, was in beiden Fällen eine turbulente Strömung bei der Probenahme erwarten lässt.

Einlasseffizienz Die Einlasseffizienz, η_{einlass} , beschreibt die größenabhängige, relative Änderung der Partikelpopulation durch das Passieren eines Einlasses. Im folgenden Textabschnitt wird eine Abschätzung für die Einlasseffizienz gegeben. η_{einlass} ist abhängig von der Richtung und der Geschwindigkeit der Strömung außerhalb und innerhalb des Einlasses. Zu den Strömungsrichtungen ist anzumerken, dass diese im Rahmen der CLACE Kampagnen durch die automatische Ausrichtung des Messgeräts, soweit wie möglich, übereinstimmten und die Probenahme folglich isoaxial stattgefunden hat.

Im Hinblick auf die Probenahmegeschwindigkeit, U , und die Umgebungswindgeschwindigkeit, U_0 , unterscheidet man die Entnahme, in folgende drei Bereiche:

- $U < U_0$ (sub-isokinetisch),
- $U = U_0$ (isokinetisch),
- $U > U_0$ (super-isokinetisch).

Bei den Messungen im Rahmen von CLACE 2013 und CLACE 2014 wurden konstante Probenahmegeschwindigkeiten von 20 m s^{-1} und 10 m s^{-1} eingestellt. Damit war die Probenahme sowohl isokinetisch wie auch sub- und super-isokinetisch. Durch das sub- und super-isokinetischen Beprobieren erhält man relativ veränderte Partikelpopulationen.

Die größenabhängige, relative Änderung der Partikelpopulation nach dem Passieren des Einlasses wird durch die Gesamteffizienz eines Einlasses, η_{einlass} , beschrieben. Diese

setzt sich zusammen aus der Aspirationseffizienz, η_{asp} , und der Transmissionseffizienz, η_{trans} . Es gilt

$$\eta_{\text{Einlass}} = \eta_{\text{asp}} \cdot \eta_{\text{trans}}. \quad (3.10)$$

Folgender Ausdruck von BELYAEV/LEVIN (1972) und BELYAEV/LEVIN (1974) für die Aspirationseffizienz, η_{asp} , wird in BROCKMANN (2011) mit dem Hinweis aufgeführt, dass damit eine Genauigkeit von 10 %, für $0,18 \leq Stk \leq 2,03$ und $0,17 \leq U_0/U \leq 5,6$, erzielt wurde

$$\eta_{\text{asp}} = 1 + \left(\frac{U_0}{U} - 1 \right) \left(1 - \frac{1}{1 - k \cdot Stk} \right). \quad (3.11)$$

Dabei ist die Stokes Zahl, $Stk = U_0\tau/D_e$ und $k = 2 + 0,617(U/U_0)$ (siehe Gl. 3.9 für weitere Definitionen). In unserem Fall sind die Bedingungen $0,18 \leq Stk \leq 2,03$ und $0,17 \leq U_0/U \leq 5,6$ nicht permanent erfüllt. Allerdings haben HENNEBERGER ET AL. (2013) einen zu Gl. 3.11 sehr ähnlichen Ausdruck für η_{asp} mit Simulationsrechnungen für das sub-isokinetische Beprobieren von Wolkenpartikeln verglichen und eine sehr gute Übereinstimmung festgestellt. Deshalb wird Gl. 3.11 hier im Rahmen einer Abschätzung für die Einlasseffizienz verwendet.

Geht man davon aus, dass alle Partikel, die die Wand berühren dort haften bleiben, führt die Trägheit der Partikel aufgrund ihrer Masse zu einem Partikelverlust an den Einlasswänden. Um dies zu beschreiben verwendet BROCKMANN (2011) folgende Formel für den sub-isokinetischen Bereich von LIU ET AL. (1989)

$$\eta_{\text{trans.,träg.}} = \frac{1 + \left(\frac{U_0}{U} - 1 \right) / \left(1 + \frac{2,66}{Stk^{2/3}} \right)}{1 + \left(\frac{U_0}{U} - 1 \right) / \left(1 + \frac{0,418}{Stk} \right)}. \quad (3.12)$$

Dieser Ausdruck gilt für $0,01 \leq Stk \leq 100$ und $1 \leq U_0/U \leq 10$.

Für den super-isokinetischen Bereich ist $\eta_{\text{Trans.,Träg.}}$ nach HANGAL/WILLEKE (1990) gegeben durch

$$\eta_{\text{trans.,träg.}} = \exp(-75I_v^2), \quad (3.13a)$$

$$I_v = 0,09 \left(Stk \frac{U - U_0}{U_0} \right)^{0,3}. \quad (3.13b)$$

Dabei sollte $0,02 \leq Stk \leq 4$ und $0,25 \leq U_0/U \leq 1$ gelten. Die Verluste im superisokinetischen Bereich sollen in der „Vena contracta“, einem Bereich kurz nach den Rohrenden, in der sich eine Gegenströmung an der Rohrwand ausbildet, stattfinden. Leider werden auch diesen Formeln, hier teilweise außerhalb des angegebenen Gültigkeitsbereichs verwendet. Allerdings haben HENNEBERGER ET AL. (2013) auch in diesem Fall eine gute Übereinstimmung von Gl. 3.12 und Simulationsrechnungen für das sub-isokinetische Beprobieren von Wolkenpartikeln festgestellt.

Die Ergebnisse, der hier durchgeführten Abschätzungen sind in Abb. 3.21 dargestellt. Die Variation der dargestellten größenabhängigen Einlasseffizienzen ist deutlich erkennbar. In dieser Arbeit wird allerdings auf eine Korrektur der Einlasseffizienzen verzichtet. Die Gründe dafür sind, (i) das Fehlen von hinreichenden Windgeschwindigkeitsmessungen und (ii) die Tatsache, dass diese Abschätzungen auf Formeln basieren, die am Rande ihrer Gültigkeit angewandt wurden. Die verfügbaren Windgeschwindigkeitsmessungen sind zum Teil nicht zuverlässig (Vereisung), nicht direkt neben den Messgeräten erhoben oder nicht ausreichend zeitlich aufgelöst verfügbar.

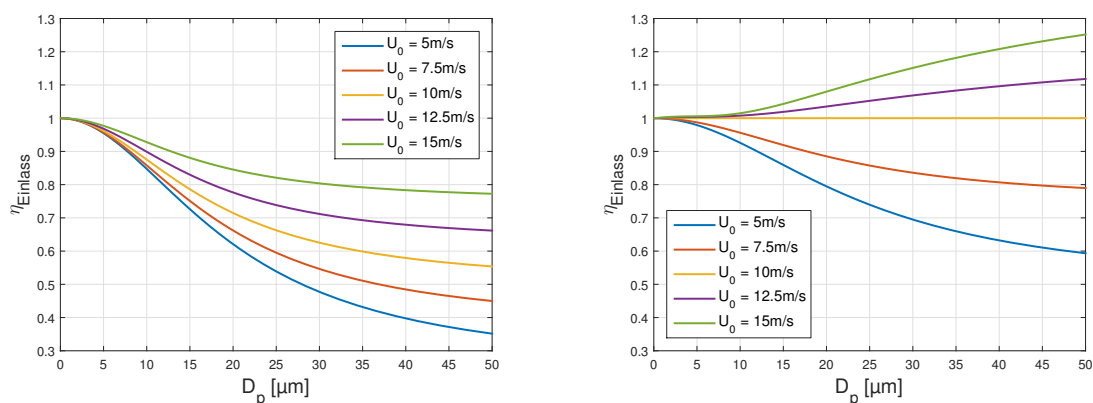


Abbildung 3.21: Abschätzungen zu den Einlasseffizienzen, η_{Einlass} , der SID-3 Aspirationshauben von CLACE 2013 (links, $U = 20 \text{ m s}^{-1}$) und CLACE 2014 (rechts, $U = 10 \text{ m s}^{-1}$).

In diesem Zusammenhang sei angemerkt, dass in dieser Arbeit hauptsächlich relative Verhältnisse und Größen von Partikeln eines Größenbereichs aus den SID-3 Daten, die mit einer Aspirationshaube aufgezeichnet wurden, abgeleitet werden. Betrachtet man absolute Größen, ist nur für den Fall einer andauernden Diskrepanz zwischen U_0 und U mit signifikanten Abweichungen zu rechnen.

Die hier ausgeführten Überlegungen sind nur als Abschätzungen zu verstehen und sollten durch Strömungssimulationsrechnungen ergänzt und überprüft werden. Allerdings erscheint es fraglich, ob solche Rechnungen für eine derart turbulente Umgebung möglich sind.

3.2.6 Flugzeugmessungen von Wolken über der Beaufortsee

Die Beaufortsee ist ein Teil des Nordpolarmeers und erstreckt sich nördlich der Küsten von Alaska (USA) sowie den Territorien Yukon und Nordwest (Kanada). Das Gebiet liegt einige Breitengrade nördlich des Polarkreises und zählt somit zur Arktis. Im April und Mai eines Jahres können über der Beaufortsee häufig und für mehrere Tage MPWn entstehen (INTRIERI ET AL., 2002); (SHUPE ET AL., 2006); (MIOCHE ET AL., 2015). In dieser Arbeit werden Ergebnisse aus der „VERTical Distribution of Ice in Arctic Clouds“ (VERDI 04 - 05/2012) und der „Radiation-Aerosol-Cloud Experiment in the Arctic Circle“ (RACEPAC 04 - 05/2014) Kampagne gezeigt. VERDI war eine Gemeinschaftskampagne von sieben deutschen Forschungsinstituten. An RACEPAC wurden die Teilnehmer von VERDI um eine Gruppe aus Clermont-Ferrand (Frankreich) erweitert. Die Koordination der Kampagnen lag bei der Arbeitsgruppe M. Wendisch, LIM, Universität Leipzig. Das Ziel beider Messkampagnen war die Untersuchung der Mikrophysik und der Strahlungseigenschaften von arktischen Wolken über der Beaufortsee.

Im Rahmen der Kampagnen hat das KIT IMK-AAF Messungen zur Mikrophysik mit dem SID-3 (während VERDI und RACEPAC) und dem PHIPS (während RACEPAC) an Bord der Forschungsflugzeuge Polar-5 und Polar-6 durchgeführt. Die Polar-5 und Polar-6 sind modernisierte DC-3 („Rosinenbomber“) vom Typ Basler BT-67 und werden vom Alfred Wegener Institut (AWI), Bremerhaven, betrieben. Beide Flugzeuge haben eine relativ niedrige mittlere Fluggeschwindigkeit von etwa 60 m s^{-1} , die eine hohe räumliche Auflösung der SID-3 Messungen, besonders im Vergleich zu Messungen

von anderen Flugzeugen, erlaubt. Diese, für wissenschaftliche Missionen ausgerüsteten Flugzeuge erfassen eine Reihe von Umgebungsvariablen, von denen in dieser Arbeit die Positionskordinaten und die Umgebungstemperatur verwendet werden.

Außerdem wurden während VERDI und RACEPAC neben dem SID-3 eine Reihe anderer Messgeräte betrieben, die teilweise die gleichen mikrophysikalischen Variablen aufzeichneten. In dieser Arbeit wird dieser Umstand für einen Vergleich zwischen SID-3 Resultaten und den Messergebnissen der „Cloud Droplet Probe“ (CDP) der Universität Mainz genutzt.



Abbildung 3.22: Fotografie des SID-3 unter dem Flügel der Polar-6. Aufgenommen vor einem Messflug während RACEPAC auf dem Mike Zubko Flughafen von Inuvik ($68,3^{\circ}\text{N}$; $133,4^{\circ}\text{W}$), NWT, Kanada. Im Hintergrund ist die baugleiche Polar-5 zu sehen.

Abbildung 3.22 zeigt eine Fotografie des SID-3 unter dem Flügel der Polar-6 vor einem RACEPAC Messflug. Wie in WENDISCH/BRENGUIER (2013) ausgeführt, ist die exponierte Position unter dem Flügel für mikrophysikalische Messungen gut geeignet und es sind keine signifikante Veränderung der Wolkenpartikel zu erwarten.

Die VERDI und RACEPAC Kampagnen fanden im gleichen Zeitraum, jeweils April und Mai statt. Bei VERDI wurde die Polar 5 sowohl für in situ Messungen wie auch für Strahlungsmessungen eingesetzt. Während RACEPAC standen die Polar 5 für die Strahlungsmessungen und die Polar 6 für die in situ Messungen zu Verfügung. Damit war die Instrumentierung während RACEPAC besser. Allerdings traten während des VERDI Zeitraums die interessanteren Wolken auf. Außerdem wurden während VERDI Vertikalprofile durch Wolken geflogen wohingegen dies im Rahmen von RACEPAC nicht der Fall war. Die Entscheidung zum Flug durch die Wolke treffen die Piloten, deren erste Priorität die Sicherheit des Flugzeugs sein muss.

Kapitel 4

Ergebnisse

Dieses Kapitel setzt sich zusammen aus Ergebnissen von Messungen an der AIDA-Wolkenkammer auf Bergstationen und an Bord von Flugzeugen über der Arktis.

4.1 Experimente an der AIDA-Wolkenkammer

Die AIDA-Wolkenkammer des KIT bietet die Möglichkeit Messungen an künstlichen Wolken unter kontrollierten Laborbedingungen durchzuführen. Dieser Abschnitt umfasst Ergebnisse von Messungen mit dem SID-3 und PPD-2K sowie Experimente mit dem eisselektiven Einlass (ISI) an der AIDA und gliedert sich in drei Teile, wobei der erste Teil am umfangreichsten ist. Basierend auf Messungen mit dem SID-3 und PPD-2K an Wolken in der AIDA-Kammer, lässt sich die in Abschnitt 3.1.5 vorgestellte Methode zur in situ Phasenbestimmung einzelner Wolkenpartikel überprüfen und dabei die Mikrophysik von MPWn untersuchen (Teil 1). Außerdem ermöglichen diese Messungen Rückschlüsse auf die Detektionscharakteristik bestimmter Eispartikelsorten mit dem SID-3 und PPD-2K (Teil 2). Den letzten Teil dieses Kapitels bilden Experimente mit dem ISI an der AIDA, deren Ziel es war, das Funktionsprinzip des Einlasses zu überprüfen (Teil 3). Eine technische Beschreibung der Messgeräte sowie der AIDA-Wolkenkammer wurde in Kapitel 3 gegeben.

4.1.1 Bestimmung der Wolkenpartikelphase mit dem SID-3 und PPD-2K

Dieser Abschnitt beinhaltet Messdaten aus den AIDA-Kampagnen Rough ICE (RICE) 01 (November und Dezember 2012) und RICE 03 (November und Dezember 2014). Es werden ausschließlich Messungen an Wolken präsentiert, die durch eine quasi-adiabatische Expansion in der AIDA-Kammer erzeugt wurden. Zur Analyse der SID-3 und PPD-2K Messungen wurde die in Abschnitt 3.1 dargestellte Analysemethode angewandt. Diese Methode zur in situ Phasenbestimmung von einzelnen Wolkenpartikeln liefert für die Datensätze von RICE 03, Expansion 27 und RICE 03, Expansion 46 gute Ergebnisse. Die Grenzen der Methode werden bei RICE 01, Expansion 09 sichtbar.

RICE 03 Expansion 27

Das erste Experiment, das ich hier präsentiere ist Expansion 27 der Messkampagne RICE 03. Im Verlauf dieses Experiments wurde eine unterkühlte Flüssigwolke über

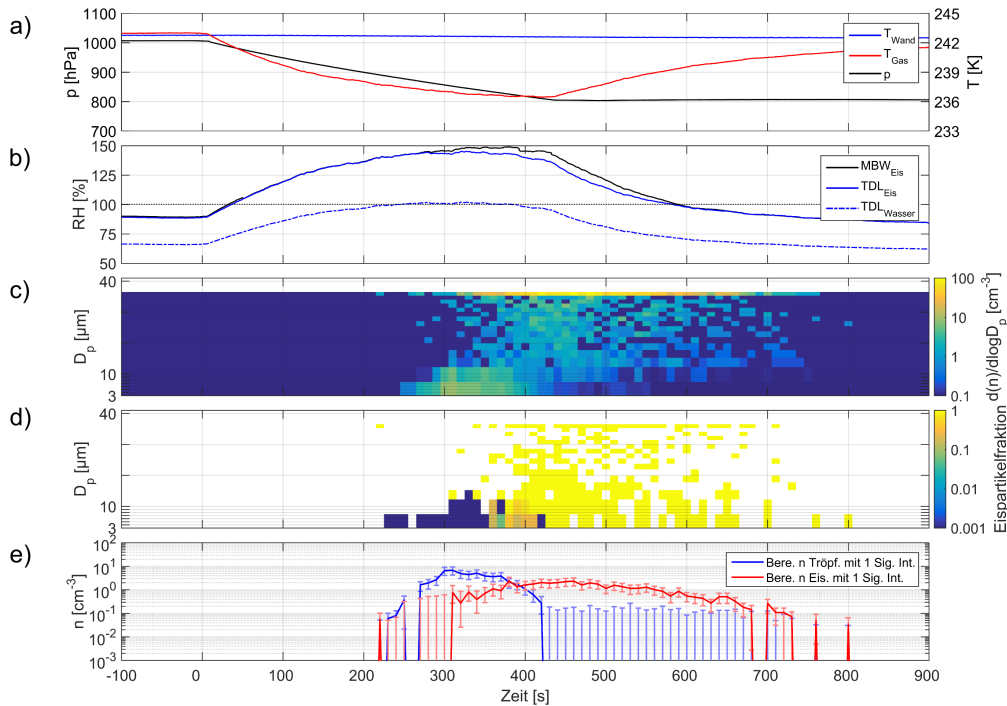


Abbildung 4.1: SID-3 Messungen, mit $t_m = 10$ s, während AIDA RICE 03, Expansion on 27. In a) sind Druck und Temperatur im AIDA-Behälter dargestellt. b) zeigt die relative Feuchte in der Kammer, wobei die Differenz zwischen MBW_{ice} und TDL_{ice} die Anwesenheit von Wolkenpartikeln anzeigt. In c) ist die, vom SID-3 gemessene, Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Die Teilabbildungen d) und e) zeigen die größen aufgelöste Eispartikelfraktion und die berechnete Tröpfchen- und Eispartikel-Anzahlkonzentration jeweils abgeleitet von den SID-3 Streumustern.

einen Mischphasenzustand in eine pure Eiswolke, mittels homogenen Gefrierens, transformiert. Die aufgezeichneten Datensätze illustrieren die Reaktion der Instrumente auf eine Flüssig-, Mischphasen- und Eiswolke. Die Abbildungen 4.1 und 4.2 stellen den Verlauf des Experiments jeweils mit Messergebnissen des SID-3 und des PPD-2K dar.

Vor der quasi-adiabatischen Expansion war die AIDA-Kammer mit einem Aerosolgemisch aus Schwefelsäure und argentinischem Bodenstaub (ASD) mit einer Anzahlkonzentration von 100 cm^{-3} gefüllt. Das Anzahlenmischungsverhältnis zwischen Schwefelsäure und ASD war hierbei in etwa 50:1. In den Teilabbildungen 4.1 a) und b) wird der thermodynamische Zustand der AIDA-Kammer dargestellt. Vor dem Start der Expansion (negative t Werte) herrscht in der Kammer eine Temperatur von 243 K bei einer relativen Feuchte über Eis von 90 %. Der Beginn des Experiments ($t = 0$ s) wird durch das Öffnen eines Ventils zwischen der Kammer und einer Pumpe markiert. Durch das Abpumpen wird das Luftpaket in der Kammer quasi-adiabatisch expandiert. Dies schlägt sich in einem Absinken von Temperatur und Druck sowie einem Anstieg der relativen Feuchte nieder. Die Kammerwand bleibt dabei wärmer (binahe unverändert), ist eisbedeckt und dient somit als Quelle von Wasserdampf während der adiabatischen Expansion.

Zum Zeitpunkt, an dem die relative Feuchte über Wasser 100 % erreicht (bei $t \approx 215$ s), werden Aerosolpartikel zu Wolkentropfchen aktiviert. Der Unterschied zwischen

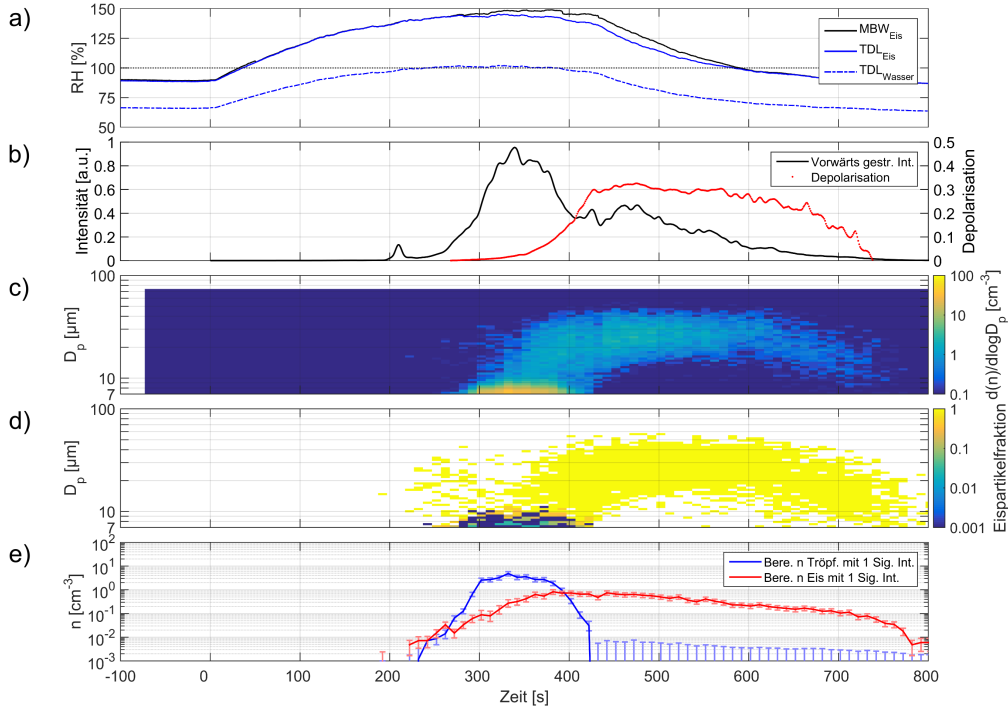


Abbildung 4.2: PPD-2K Messungen, mit $t_m = 10$ s, während AIDA RICE 03, Expansion 27. a) gibt die rel. Feuchtigkeit in der AIDA wieder und ist identisch zu Abb. 4.1 b). b) zeigt SIMONE Messungen wobei die vorwärts gestreute Intensität mit der Wolkenpartikel-Anzahlkonzentration ansteigt und die Depolarisation von der Phase der Wolkenpartikel abhängt. In c) ist die, vom PPD-2K gemessene, Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Die Teilabbildungen d) und e) zeigen die größen aufgelöste Eispartikelfraktion und die berechnete Tröpfchen- und Eispartikel-Anzahlkonzentration jeweils abgeleitet von den PPD-2K Streumustern.

den relativen Feuchte-Werten von MBW_{Eis} und TDL_{Eis} beruht auf, in Form von Partikeln, kondensiertem Wasser und zeigt somit die Anwesenheit von Wolkenpartikeln an. Die Feuchtemessgeräte MBW und TDL wurden in Abschnitt 3.2.1 eingeführt. Auch die SID-3 Daten, dargestellt in Abb. 4.1 c), d) und e), zeigen das Auftreten von Wolken-tröpfchen mit $D_p < 15 \mu\text{m}$. Die Tröpfchenmode ist am ausgeprägtesten für $t \approx 300$ s und sichtbar durch die gelbliche Färbung für die kleinsten D_p Werte der farbcodierten Größenverteilung in Abb. 4.1 c), die bläuliche Färbung der farbcodierten Eispartikel-fraktion in Abb. 4.1 d) und das Maximum der Tröpfchen-Anzahlkonzentration in Abb. 4.1 e).

Eispartikel, die der SID-3 zu Beginn der Tröpfchennukleation detektiert, müssen heterogen, entweder durch Immersions- oder Kondensationsgefrieren, auf ASD nukleiert sein. Die Expansion wurde fortgesetzt bis zum Erreichen der homogenen Gefrierschwelle bei etwa 237 K. Eine detaillierte Darstellung zur homogenen Nukleation in der AIDA-Kammer findet sich u.a. in BENZ ET AL. (2005). Das Einsetzen des homogenen Gefrierens wird vom SID-3 nach etwa 310 s, mit einem Anstieg der Eispartikel-Anzahlkonzentration in Abb. 4.1 e), nachgewiesen. Das homogene Gefrieren äußert sich zudem in der Farbänderung für die kleinsten Partikel in Abb. 4.1 d). Nach etwa 410 s detektiert der

SID-3 nur noch Eispartikel, folglich war für etwa 100 s, im Bereich zwischen 310 s und 410 s, eine MPW in der AIDA-Wolkenkammer.

Abbildung 4.2 zeigt wie bereits Abb. 4.1 den Verlauf der Expansion RICE 03, 27. Die oberste Teilabbildung 4.2 a) ist identisch zu 4.1 b). Allerdings sind in Abb. 4.2 b) SIMONE und in Abb. 4.2 c) - e) PPD-2K Daten statt der SID-3 Ergebnisse dargestellt. Das Ansteigen der mit SIMONE gemessenen Streuintensität in Vorwärtsrichtung in Abb. 4.2 b) zeigt die Präsenz von Wolkenpartikeln in der Kammer an. Dieser Anstieg korreliert gut mit dem Anstieg der Anzahlkonzentration aller Partikel (Summe von Tröpfchen- und Eispartikel-Anzahlkonzentration), der PPD-2K Messungen in Abb. 4.2 e). Außerdem ist in Abb. 4.2 b) das lineare Depolarisationsverhältnis abgeleitet von SIMONE Messungen gezeigt. Dieses ist abhängig von der Phase des Wolkenpartikelensembels im SIMONE Messvolumen. Zu Beginn des Experiments war das Depolarisationsverhältnis in etwa Null, was typisch für flüssig dominierte Wolken ist. Nach etwa 310 s beginnt das Depolarisationsverhältnis anzusteigen, was den Beginn der homogenen Nukleation markiert und auch vom PPD-2K und SID-3 detektiert wurde. Während des Mischphasenzustands setzt sich der Anstieg des Depolarisationsverhältnisses fort, da die Vereisung der Wolke voranschreitet. Das konstante Depolarisationsverhältnis von 0,3, das nach etwa 410 s erreicht wurde, passt zu einer vollständigen Vereisung der Wolke. Insgesamt lässt sich feststellen, dass die SIMONE Messungen mit den PPD-2K und SID-3 Resultaten sehr gut übereinstimmen.

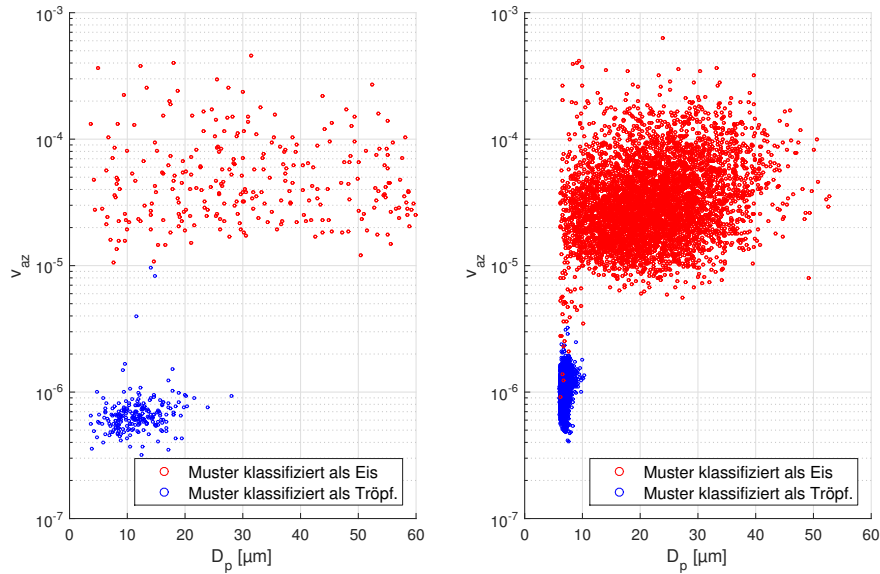


Abbildung 4.3: Die azimuthale Varianz der SID-3 und PPD-2K Streumuster von AIDA RICE 03, Expansion 27. Die azimuthalen Varianzen wurden aus den polar integrierten Profilen der Streumuster bestimmt und sind gegen den optischen, tröpfchenäquivalenten Durchmesser, der aus den Triggersignalen abgeleitet wurde, aufgetragen. Die linke Teilabbildung gibt Ergebnisse des SID-3 und die rechte Teilabbildung des PPD-2K wieder. Der Experimentverlauf ist in Abb. 4.1 und Abb.4.2 dargestellt.

Um die vorgestellte Methode zur Phasenbestimmung einzelner Wolkenpartikel zu überprüfen, sind in Abb. 4.3 die v_{az} -Werte aller Streumuster, die während RICE 03, Expansion 27 vom SID-3 (links) und vom PPD-2K (rechts) aufgenommen wurden, dar-

gestellt. D_p steht hier wiederum für den streulichtäquivalenten Durchmesser eines Flüssigwassertropfchens, der aus dem Triggersignal abgeleitet wurde. In dieser Abbildung wird eine klare Trennung zwischen den Gruppen der Tröpfchen und Eispartikel ersichtlich. Die Klassifizierung von Streumustern mit $v_{az} > 2 \times 10^{-6}$, also insbesondere zwischen den beiden Gruppen wurde manuell überprüft. Für dieses Beispiel einer AIDA Mischphasenwolke ist eine Klassifikation mittels eines konstanten Varianzschwellwertes im Bereich von 4×10^{-6} bis 6×10^{-6} gut möglich. Abb. 4.3 verdeutlicht zudem, dass die Streumustern-Aufnahmerate des PPD-2K an der AIDA höher ist als die des SID-3.

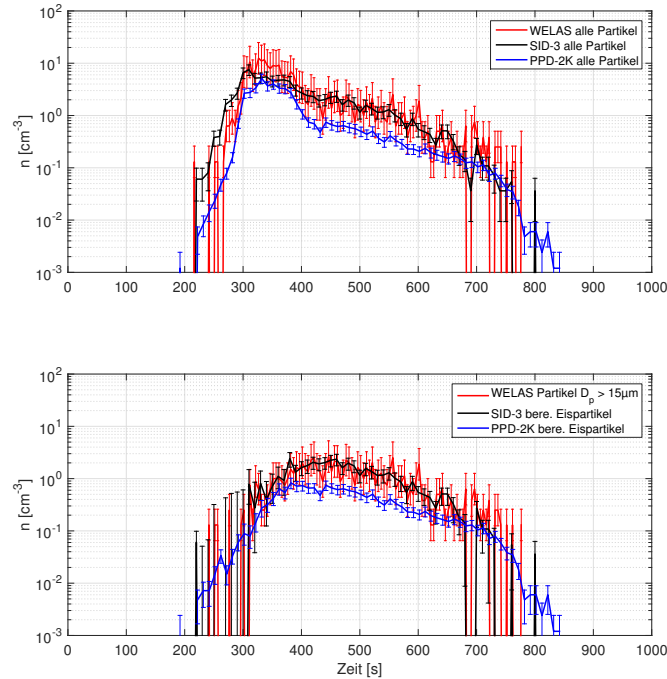


Abbildung 4.4: Vergleich von Anzahlkonzentrationen gemessen während AIDA RICE 03, Expansion 27. Oben: Anzahlkonzentration aller Partikel des WELAS OPZ, des SID-3 und des PPD-2K. Unten: Die jeweiligen Anzahlkonzentrationen von Eispartikeln.

Der Übergang von einer flüssigen zu einer vereisten Wolke, der wie oben ausgeführt vom SID-3, vom PPD-2K und von SIMONE detektiert wurde, wurde auch von einem WELAS optischen Partikelzähler (OPZ) aufgezeichnet, der permanent an der AIDA-Wolkenkammer installiert ist. Das Gerät wurde bereits in Abschnitt 3.2.1 beschrieben. Abbildung 4.4 zeigt einen Vergleich der Anzahlkonzentrationen, die aus den Messungen des WELAS OPZ, des SID-3 und des PPD-2K abgeleitet sind. Die relativ hohe Detektionsschwelle des PPD-2K von etwa $7 \mu\text{m}$ führt zu einer relativ niedrigen berechneten Eispartikel-Anzahlkonzentration des PPD-2K. Ursache hierfür ist, dass die Eispartikel-Anzahlkonzentration als Produkt von Eispartikelfraktion und der Anzahlkonzentration aller Partikel berechnet wird. Die gemessene Anzahlkonzentration aller Partikel wird durch die hohe Detektionsschwelle geringer, was sich auf die Eispartikel-Anzahlkonzentration fortpflanzt. Im WELAS OPZ werden Eispartikel und Tröpfchen anhand ihrer Größe auseinandergelassen. Dies ist nur bei Experimenten, bei denen die Eispartikel deutlich größer als die Tröpfchen sind problemlos möglich. Die größen aufgelösten Histogramme des SID-3 und des PPD-2K, Abb. 4.1 c) und 4.2 c) zeigen, dass dies bei diesem

Experiment der Fall ist. Vernachlässigt man das relativ niedrige Niveau der PPD-2K Werte, stimmen die Kurven der Anzahlkonzentrationen des WELAS OPZ, SID-3 und PPD-2K gut überein.

RICE 03 Expansion 46

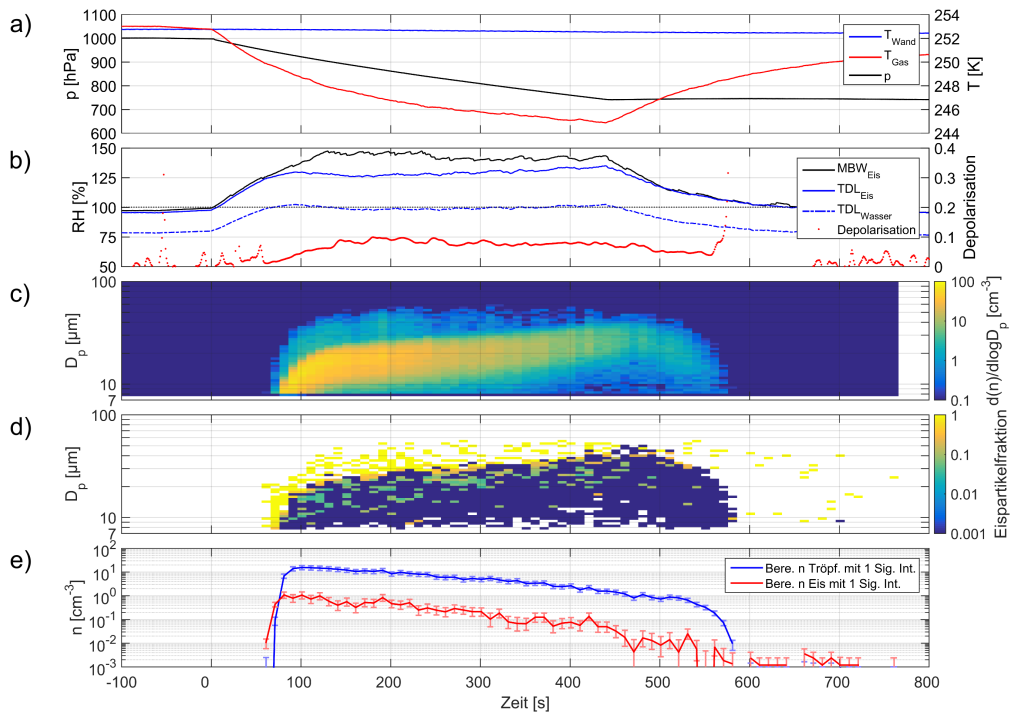


Abbildung 4.5: PPD-2K Messungen, mit $t_m = 10$ s, während AIDA RICE 03, Expansion 46. In a) sind Druck und Temperatur im AIDA-Behälter dargestellt. b) zeigt den Verlauf der rel. Feuchte und das lin. Depolarisationsverhältnis gemessen mit SIMONE. In c) ist die, vom PPD-2K gemessene, Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Die Teilabbildungen d) und e) zeigen die größen aufgelöste Eispartikelfraktion und die berechnete Tröpfchen- und Eispartikel-Anzahlkonzentration jeweils abgeleitet von den PPD-2K Streumustern.

Nach der Diskussion eines homogenen Gefrierexperiments, das eine relativ kurze MPW-Zeitspanne beinhaltet, ist hier, mit Expansion 46 von RICE 03, ein MPWn-Experiment mit einer relativ langen Mischphasenperiode dargestellt. Leider stand der SID-3 für dieses Experiment nicht zu Verfügung. Die Ergebnisse des PPD-2K sind in Abb. 4.5 dargestellt. Gegenstand dieses Experiments ist eine stabile MPW bei relativ hohen Gastemperaturen (253 K bei $t = 0$ s). Vor dieser Expansion wurde ASD mit einer Anzahlkonzentration von 20 cm^{-3} in die AIDA-Kammer eingeleitet. Dieses Experiment ist einer unserer besten Versuche eine natürliche MPW im Labor nachzuahmen. In Teilabbildung 4.5 b) ist das lineare Depolarisationsverhältnis gemessen mit dem SIMONE Instrument zusammen mit den Verläufen der Feuchtemessungen dargestellt. Das Depolarisationsverhältnis steigt zu Beginn des Experiments mit der einsetzenden Vereisung schnell auf einen Wert von 0,1 an. Das niedrige, aber dennoch von null verschiedene Depolarisationsverhältnis ist ein Hinweis auf eine MPW. Denn im Fall einer

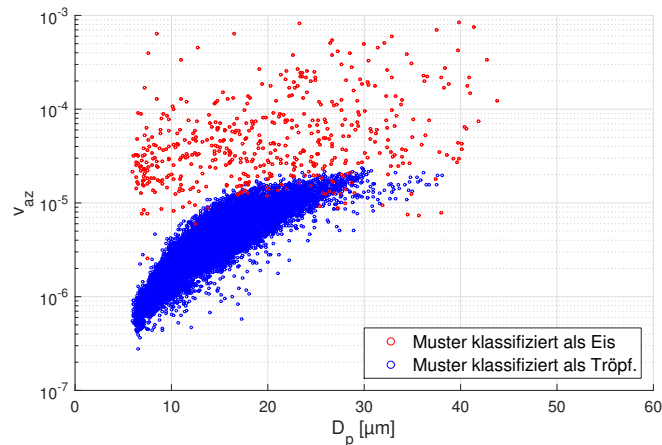


Abbildung 4.6: Die azimuthale Varianz der PPD-2K Streumuster von AIDA RICE 03, Expansion 46. Die azimuthalen Varianzen wurden aus den polar integrierten Profilen der Streumuster bestimmt und sind gegen den optischen, tröpfchenäquivalenten Durchmesser, der aus den Triggersignalen abgeleitet wurde, aufgetragen. Der Experimentverlauf ist in Abb. 4.5 dargestellt.

reinen Eiswolke würde man für ein Ensemble von Eiskpartikeln, mit Größen von $5 \mu\text{m}$ bis $100 \mu\text{m}$, eine deutlich stärkere Depolarisation erwarten. Außerdem bleibt das Depolarisationsverhältnis während der Expansion konstant bei 0,1, was darauf hindeutet, dass die Wolke im Verlauf des Experiments nicht vollständig vereist. Damit unterscheidet sich dieses Experiment grundlegend von, der oben diskutierten, RICE 03, Expansion 27.

Die PPD-2K Messungen zeigen, dass Tröpfchen und Eiskpartikel über einen Zeitraum von 500 s, im selben optischen Größenbereich in der AIDA-Kammer koexistierten. Bedingt durch die ähnliche Größe der Partikel ist, für dieses Experiment, ein einfaches Unterscheiden zwischen flüssigen und festen Hydrometeoren anhand der Größe nicht möglich. Eine solche Unterscheidung wird jedoch durch die Analyse der Streubilder ermöglicht. Hierfür muss die Zuordnung der Streubilder jedoch manuell überprüft werden und das Anwenden eines konstanten Schwellwertes ohne Überprüfung würde, wie aus Abb. 4.6 ersichtlich, zu erheblichen Klassifikationsfehlern führen. In dieser Abbildung ist erkennbar, dass v_{az} mit der Tröpfchengröße zunimmt. Dies lässt sich auch durch einen Vergleich mit Abb. 4.3, rechts, feststellen. Durch die Anwendung eines größenabhängigen Schwellwertes ließe sich die automatische Klassifikation verbessern, wenngleich die manuelle Überprüfung der Klassifikation dann immer noch nötig wäre.

Aufgrund des verwendeten Aerosols (ASD) und des Temperaturbereichs von, 243 K bis 253 K, ist dieses Experiment vergleichbar zu, in der Natur auftretenden, MPWn. Durch eine fortgesetzte Expansion war die relative Feuchte während der Mischphasenperiode permanent an der Wassersättigung. Dadurch wurde der WBF-Prozess inaktiviert, da sowohl Eiskpartikel wie auch Tröpfchen wuchsen und es dauernd zu deren Neubildung kam. Das natürliche Pendant zu dieser Wolke wäre eine aufsteigende MPW.

Während der Mischphasenperiode ($100 \text{ s} < t < 100 \text{ s}$) wurden 523 Eiskpartikel detektiert, von denen $10,1\% \pm 1,5\%$ wohlgeformt (als säulenförmig oder hexagonal klassifiziert) wurden. $89,9\% \pm 5,7\%$ wurden als irregulär klassifiziert. Dies impliziert, dass frisch nukleierte Eiskpartikel in einer MPW an der AIDA hauptsächlich irregulär geformt

sind.

Zusammenfassend lassen die präsentierten Messung während RICE 03, Expansion 27 und 46 den Schluss zu, dass anhand von SID-3 und PPD-2K Messungen eine Unterscheidung zwischen flüssigen Wassertropfchen und Eispartikeln desselben optischen Größenbereichs von etwa $5\text{ }\mu\text{m} < D_p < 50\text{ }\mu\text{m}$ möglich ist. Die angewandte Methode beinhaltete eine manuelle Überprüfung und ergab eine gute Übereinstimmung mit den Resultaten von unabhängigen, alternativen Messmethoden (SIMONE und WELAS OPZ).

RICE 01 Expansion 9

Ein zu RICE 03, Expansion 27 sehr ähnliches Experiment stellt Expansion 09 aus RICE 01 dar. In beiden Fällen war der erste Schritt der Wolkenbildung, die Nukleation von Wolkentropfchen auf Schwefelsäurepartikeln. Die Anzahlkonzentration der Schwefelsäuretröpfchen betrug vor Beginn der Expansion 09 von RICE 01 26 cm^{-3} . Die thermodynamischen Variablen der Kammer waren zu diesem Zeitpunkt, $T \approx 243\text{ K}$ und $RH_i = 90\%$ und damit vergleichbar zu RICE 03, Expansion 27. Die Pump- und folglich auch die Kühlrate war jedoch während RICE 01, Expansion 09 höher.

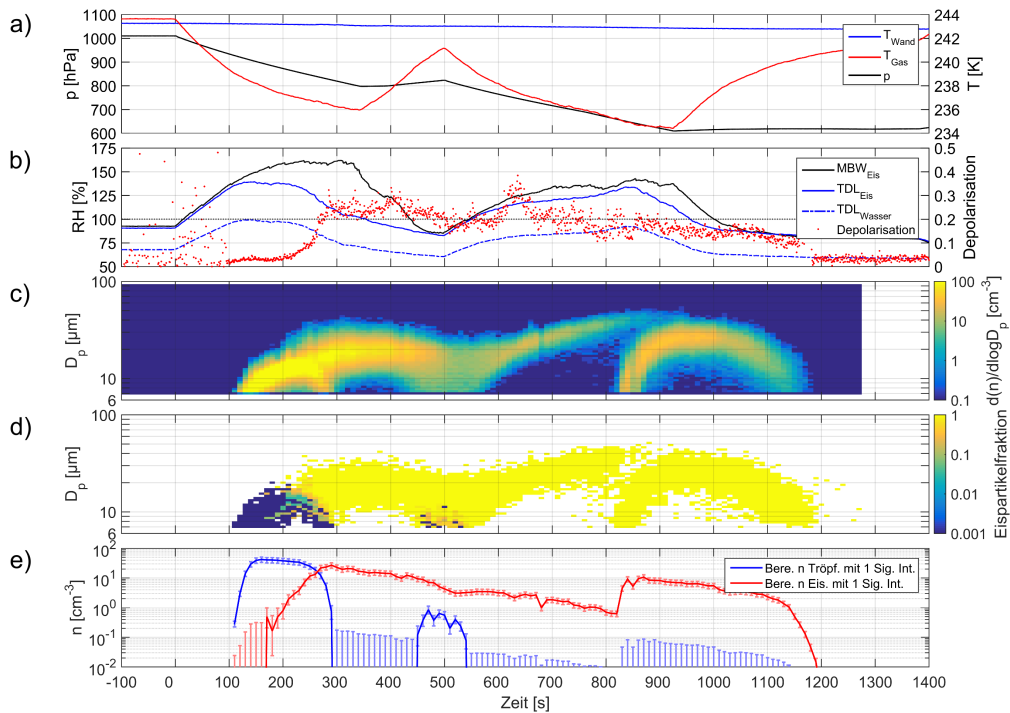


Abbildung 4.7: PPD-2K Messungen, mit $t_m = 10\text{ s}$, während AIDA RICE 01, Expansion 09. In a) sind Druck und Temperatur im AIDA-Behälter dargestellt. b) zeigt den Verlauf der relativen Feuchte sowie das Depolarisationsverhältnis gemessen mit SIMONE. In c) ist die, vom PPD-2K gemessene, Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Die Teilabbildungen d) und e) zeigen die größen aufgelöste Eispartikelfraktion und die berechnete Tröpfchen- und Eispartikel-Anzahlkonzentration jeweils abgeleitet von den PPD-2K Streumustern.

Der Verlauf von RICE 01, Expansion 09 mit Messungen des PPD-2K ist in Abbil-

dung 4.7 dargestellt. Bei diesem Experiment wurde der Druck zweimal, von $0\text{ s} < t < 350\text{ s}$ und von $500\text{ s} < t < 900\text{ s}$ abgesenkt.

Im Laufe der ersten quasi-adiabatischen Expansion erreichte die relative Feuchte über Wasser um $t \approx 100\text{ s}$, 100% , was die Bildung einer Tröpfchenwolke in der AIDA-Kammer zur Folge hatte. Die zeitliche Übereinstimmung der Detektion dieser Tröpfchenwolke durch den PPD-2K (Abb. 4.7 c) - e)) sowie durch die Differenz zwischen MBW_{Eis} und TDL_{Eis} (Abb. 4.7 b)) ist sehr gut. Die Expansion des Kammervolumens wurde fortgesetzt und ab $t \approx 200\text{ s}$ kam es zum homogenen Gefrieren von Tröpfchen.

In diesem Datensatz lässt sich ein Hinweis auf die Volumenabhängigkeit des homogenen Gefrierens finden. Betrachtet man in Abb. 4.7 d) die zeitliche Entwicklung von Wolkenpartikeln einer Größe, so findet der Phasenübergang von flüssig nach fest (blau nach gelb) zuerst für die größeren Tröpfchen statt. Ab ca. $t = 200\text{ s}$ nimmt die Maximalgröße der Tröpfchen durch homogenes Gefrieren ab. Dieser Effekt tritt hier zusammen mit der Dynamik der Tröpfchenpopulation (Anwachsen und Verdampfen durch den WBF-Prozess, Abb. 1.2) auf und ist deshalb, wenngleich sichtbar, schwer quantifizierbar.

Das Vereisen der Wolke führt zu einem Anstieg des linearen Depolarisationsverhältnisses detektiert von SIMONE (Abb. 4.7 b)). Dieser Anstieg korreliert sehr gut mit dem Verlauf der, aus den PPD-2K Streumustern berechneten, Eispartikel-Anzahlkonzentration (Abb. 4.7 d)).

Zum Zeitpunkt $t \approx 350\text{ s}$ wird das Ventil zur Pumpe geschlossen und die quasi-adiabatische Expansion gestoppt. Dadurch wird der, seit dem Beginn der Expansion bestehende, Wärmefluss von der wärmeren Kammerwand in die Kammerluft nicht mehr kompensiert und die Gastemperatur steigt. Dies führt zu einem Absinken der relativen Feuchte und ab $t \approx 350\text{ s}$ gilt $\text{TDL}_{\text{Eis}} < 100\%$. Unter diesen Bedingungen sublimieren die Eispartikel.

Ab ca. $t \approx 450\text{ s}$ ist die berechnete Tröpfchen-Anzahlkonzentration aus den PPD-2K Streumustern nicht mehr gleich null. Die Streumuster wurden auch in diesem Fall manuell überprüft. In der Zeitspanne von $450\text{ s} < t < 550\text{ s}$ wurden jedoch Streumuster aufgezeichnet bei denen, im Vergleich zu Tröpfchen-Streumustern, keine sicher bestimmbare azimutale Asymmetrie festgestellt werden konnte. Deshalb sind in diesem Abschnitt Streumuster als Tröpfchen klassifiziert. Es ist physikalisch betrachtet jedoch ausgeschlossen, dass zu diesem Zeitpunkt Flüssigwasser-Tröpfchen in der Kammer auftreten, da im Bereich um $t = 350\text{ s}$ ausschließlich Eispartikel in der Kammer waren. In der Folge galt $T < -30\text{ }^\circ\text{C}$, was einen Phasenübergang von fest nach flüssig ausschließt. Auch die Neu-Nukleation von Tröpfchen kann ausgeschlossen werden, da ab $t = 350\text{ s}$ durchgängig $\text{RH}_{\text{Wasser}} < 75\%$ galt. Für $450\text{ s} < t < 550\text{ s}$ liegt folglich eine fehlerhafte Bestimmung der Wolkenpartikelphase vor. Somit müssen die detektierten sphärischen Partikel aus Eis bestehen und kugelförmige gefrorene Tröpfchen sein.

Eine Auswahl der für $420\text{ s} < t < 480\text{ s}$ detektierten gefrorenen Tröpfchen ist in Abb. 4.8 gezeigt. Die Streumuster a) - d) sind typisch für gefrorene Tröpfchen und zeigen leicht deformierte Beugungsscheiben. Diese Streumuster wurden als Eispartikel klassifiziert. Abb. 4.8 e) und f) zeigen Streumuster mit sehr hoher azimutaler Symmetrie und wurden deshalb Tröpfchen zugeordnet. Aufgrund des Experimentverlaufs muss es sich aber um kugelförmige gefrorene Tröpfchen handeln.

Die Erklärung zum Auftreten dieser gefrorenen Tröpfchen ist, dass diese beim schnellen homogenen Gefrieren ($t \approx 250\text{ s}$) entstehen. Auf diesen gefrorene Tröpfchen wächst in der Folge bei $\text{TDL}_{\text{Eis}} > 100\%$ zusätzliches Eis, reifartig, auf. In der anschließenden

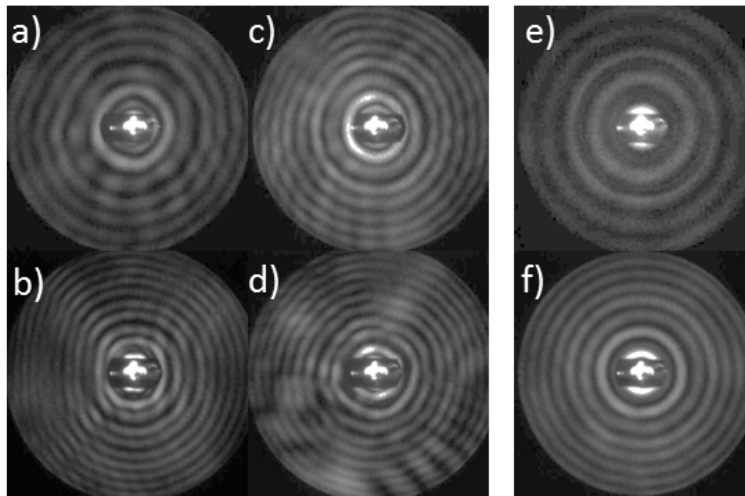


Abbildung 4.8: PPD-2K Streumuster aufgenommen für $420\text{ s} < t < 480\text{ s}$, während AIDA RICE 01, Expansion 09. Die Streumuster a) - d) sind typisch für gefrorene Tröpfchen und wurden als Eispartikel klassifiziert. Die Streumuster e) und f) haben eine sehr hohe azimutale Symmetrie und wurden als Tröpfchen klassifiziert. Aufgrund des Experimentverlaufs muss es sich aber um kugelförmige gefrorene Tröpfchen handeln.

Phase mit Eis $< 100\%$ sublimiert der Reif und die gefrorenen Tröpfchen treten wieder zu Tage. Das Aufwachsen von Reif auf einzelnen gefrorenen Tröpfchen wurde von WENDER (2012) Abbildungen 7.9, 7.10 und 7.11 beobachtet.

Das, von SIMONE gemessene, lineare Depolarisationsverhältnis bleibt während $450\text{ s} < t < 550\text{ s}$ auf einem konstanten Niveau und bietet keine Anhaltspunkte für ein verbreitetes Auftreten von sphärischen, gefrorenen Tröpfchen. Grund hierfür ist vermutlich, dass das Depolarisationssignal von den größeren, zeitgleich vorhanden, nicht sphärischen Wolkenpartikeln dominiert wird.

Zum Zeitpunkt $t = 500\text{ s}$ wird das Ventil zur Pumpe wieder geöffnet und das Kammer Volumen wird wieder expandiert. In der Folge steigt TDL_{Eis} an und die verbliebenen Eispartikel wachsen wieder. Damit wird die Differenz zwischen MBW_{Eis} und TDL_{Eis} wieder größer. Die Anzahlkonzentration von Eispartikeln nimmt jedoch von 300 s bis 800 s kontinuierlich ab (Abb. 4.7 e)), was auf Sedimentation zurückzuführen ist. Ab $t \approx 800\text{ s}$ gilt $\text{TDL}_{\text{Eis}} > 125\%$ und in der Folge kommt es zur Neubildung von Eispartikeln durch homogene Nukleation von Schwefelsäure-Lösungströpfchen. Dies führt zu einem erneuten Anstieg der Eispartikel-Anzahlkonzentration.

Das beschriebene Auftreten von gefrorenen Tröpfchen in diesem Experiment demonstriert Probleme, der hier verwendeten Methode zur Phasendiskriminierung von einzelnen Wolkenpartikeln, da gefrorene Tröpfchen als sphärisch und damit flüssig klassifiziert werden. Abbildung 4.9 zeigt die azimutale Varianz, der vom PPD-2K während RICE 01, Expansion 09 aufgezeichneten Streumuster. In dieser Abbildung ist eine deutliche Clusterbildung von Tröpfchen und Eispartikeln erkennbar. Es treten aber auch Muster mit sehr niedrigen v_{az} -Werten auf, die manuell als Eispartikel klassifiziert wurden und von denen eine Auswahl in Abb. 4.8 a) - d) dargestellt ist. Allerdings können Muster, wie die von Abb. 4.8 e) und f), auch manuell nicht umklassifiziert werden.

Das Auftreten der gefrorenen Tröpfchen findet, wie in Abb. 4.7 d) ersichtlich, um $t =$

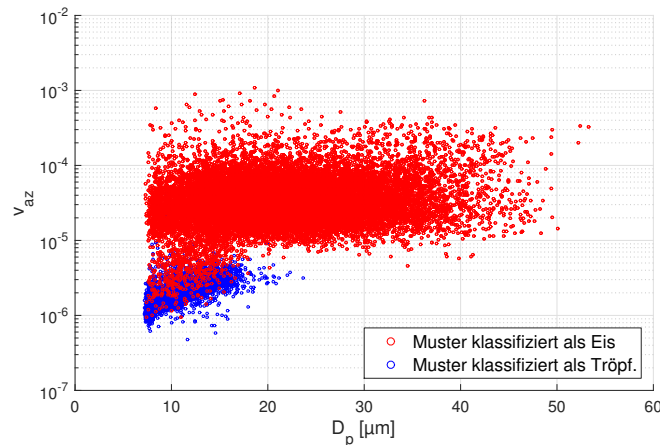


Abbildung 4.9: Die azimuthale Varianz der PPD-2K Streumuster von AIDA RICE 01, Expansion 09. Die azimuthalen Varianzen wurden aus den polar integrierten Profilen der Streumuster bestimmt und sind gegen den optischen, tröpfchenäquivalenten Durchmesser, der aus den Triggersignalen abgeleitet wurde, aufgetragen. Der Experimentverlauf ist in Abb. 4.5 dargestellt.

500 s in den kleinsten Größenklassen des Histogramms statt und wird in Abb. 4.10 a) und b) nochmals beleuchtet. Die hohe azimuthale Symmetrie der Streumuster um $t = 500$ s schlägt sich auch in niedrigen v_{az} -Werten der kleinsten Größenklassen nieder. Hierdurch ist auch der Median der v_{az} -Werte der Streumuster niedriger was in Teilabbildung 4.10 b) zu einem blau gefärbten Bereich um $t = 500$ s führt. Es sein angemerkt, dass zur Klassifizierung von Flüssigwassertropfchen neben den v_{az} -Werten auch eine manuelle Überprüfung der Streumuster vorgenommen wurde. Die v_{az} -Werte sind ein Maß für die Sphärität der lichtstreuenden Partikel. Zum Zeitpunkt $t = 350$ s sind die v_{az} -Werte aller Partikel hoch, was konsistent dazu ist, dass die gefrorenen Tröpfchen in dieser Zeitspanne einen reifartigen Eisaufwuchs besitzen. Kurz vor $t = 500$ s treten hingegen wieder kleine, sphärische, gefrorene Tröpfchen auf.

Abbildung 4.10 c) zeigt eine Analyse zu den Formen der Eispartikel durch die Darstellung des zeitlichen Verlaufs der größen aufgelösten Fraktion wohlgeformter (als säulenförmig oder hexagonal klassifizierter) Eispartikel. Daraus ist ersichtlich, dass Eispartikel vor allem während der Mischphasenperiode dieses Experiments vorwiegend irregulär geformt waren. Wohlgeformte Eispartikel treten besonders von $550 \text{ s} < t < 850 \text{ s}$ auf. Die kleinsten, aus dem bei etwa 550 s abgeschlossenen Verdampfungsvorgang, verbliebenen Eispartikel bilden die Keime für die wohlgeformten Eispartikel. Diese wachsen bis etwa 850 s in der Größe an, bevor sie nach und nach sedimentieren.

Abschließend ist zu diesem Experiment anzumerken, dass die in dieser Arbeit verwendete Methode zur Phasendiskriminierung von Wolkenpartikeln auf der relativen Rundheit von Tröpfchen im Vergleich zu Eispartikeln beruht. Gefrorene Tröpfchen ohne Reifaufwuchs werden somit falsch klassifiziert. Gefrorenen Tröpfchen treten an der AIDA nur bei Experimenten mit homogenem Gefrieren auf. In atmosphärischen Wolken ist zu erwarten, dass die homogene Gefrierschwelle nur in den obersten Regionen von stark konvektiven Wolkensystemen (Gewitterzellen) oder Zirren erreicht wird. Eine Beobachtung von Aggregaten gefrorener Tröpfchen wurde u.a. von GAYET ET AL. (2012) publiziert. In der vorliegenden Arbeit werden orographisch induzierte Wolken

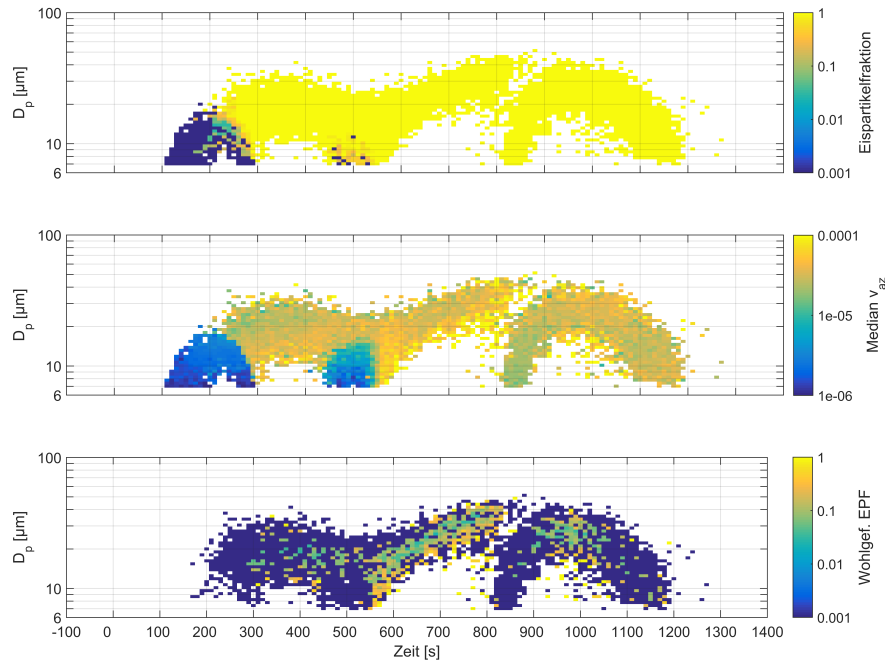


Abbildung 4.10: Analyse der Streumuster von AIDA RICE 01, Expansion 09. In a) ist die größen aufgelöste Eispartikelfraktion die bereits in Abb. 4.7 d) dargestellt ist, gezeigt. b) ist eine größen aufgelöste Darstellung des Median von v_{az} . Teil c) ist eine Darstellung der größen aufgelösten Fraktion wohlgeformter (als Säule oder hexagonale Partikel klassifizierter) Eispartikel.

auf Bergstationen und arktische Grenzschichtwolken untersucht, für die die Temperatur mindestens 10 K der homogenen Gefrierschwelle liegt. Folglich ist bei diesen Messungen nicht mit dem Auftreten von gefrorenen Tröpfchen zu rechnen.

Die hier präsentierte Expansion 09 von RICE 01 stellt einen ersten detaillierten Datensatz zum Auftreten von gefrorenen Tröpfchen an der AIDA-Wolkenkammer dar. Dazu wurden weitere Experimente an der CERN CLOUD Wolkenkammer und der AIDA-Wolkenkammer durchgeführt und momentan (Stand Sommer 2015) ist hierzu eine Publikation von Järvinen et al. in Vorbereitung.

4.1.2 Detektionscharakteristik des SID-3 und PPD-2K im Bezug auf Eispartikel an der AIDA

Die SID-3 und PPD-2K Streumuster von Eispartikeln lassen sich, wie Abschnitt 3.1.5 dargestellt, in die drei Klassen, irreguläre, säulenförmige und hexagonale einteilen.

In der folgenden Analyse werden SID-3 und PPD-2K Messungen während RICE 01, Expansion 23, RICE 01, Expansion 27 und RICE 02, Expansion 18 miteinander verglichen. An der AIDA-Wolkenkammer können Untersuchungen an reinen Eiswolken mit definierter Zusammensetzung durchgeführt werden. Es ist zu erwarten, dass beide Messgeräte die gleiche Wolkenpartikelpopulation beproben, was zu identischen Messergebnissen führen sollte. Bei RICE 01, Expansion 27 lag die Ausgangstemperatur bei

223 K und somit traten in diesem Experiment ausschließlich Eispartikel auf. Durch eine geschickte Wahl der Experimentparameter hatte diese Eiswolke einen relativ hohen Anteil wohlgeformter (säulenförmiger und hexagonaler) Eispartikel.

In diesem Abschnitt wird die Detektionscharakteristik der unterscheidbaren Eispartikelklassen bei Messungen mit dem SID-3 und PPD-2K an der AIDA-Wolkenkammer untersucht. Aus den Messdaten wird dabei die relative Nachweiswahrscheinlichkeit für bestimmte Eispartikelformen abgeleitet und anschließend werden die Daten im Hinblick auf eine Vorzugsrichtung bei der Detektion von säulenförmigen Eispartikeln analysiert.

Nachweiswahrscheinlichkeit bestimmter Eispartikel

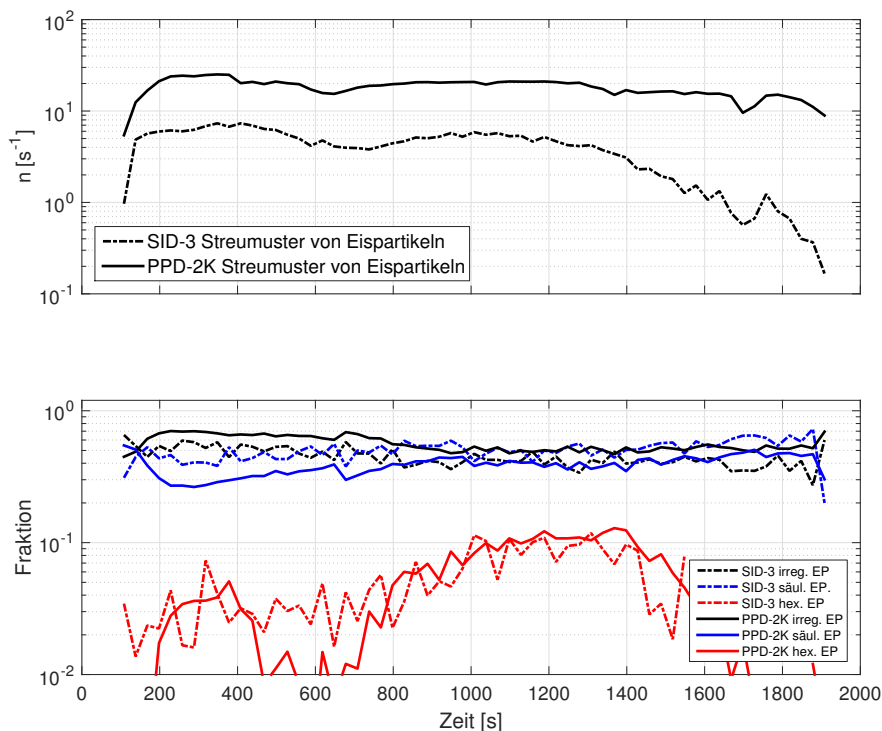


Abbildung 4.11: Analyse der SID-3 und PPD-2K Streumuster, dargestellt mit $t_m = 30$ s und aufgezeichnet während RICE 01, Expansion 27. Oben: Anzahl der analysierten Streumuster von Eispartikeln. Unten: Aus den Streumustern abgeleitete Anzahlfraktionen von Eispartikeln (EP).

Eine Analyse der SID-3 und PPD-2K, Streumuster ist in Abb. 4.11 wiedergegeben. Die Anzahl der vom PPD-2K aufgezeichneten Streumuster ist höher als die des SID-3, da im PPD-2K jeder, dem Gerät zugeführte Wolkenpartikel, detektiert wird. Im SID-3 ist dies nur für den Bruchteil der Partikel der Fall, da die sensitive Fläche nur einen Bruchteil der Querschnittsfläche des Probenrohres beträgt.

Zur Formklassifizierung wurden beide Datensätze jeweils mit demselben Algorithmus prozessiert. Die in rot dargestellten relativ niedrigen Fraktion hexagonaler Eispartikel beider Messgeräte stimmen recht gut überein. Streumuster mit hexagonaler Symmetrie werden nur durch Eispartikel erzeugt, die eine hexagonale Symmetrie besitzen und deren basale Fläche in Richtung des Laserstrahls orientiert ist. Die Fraktion von irregulären Streumustern ist in den Messergebnissen des PPD-2K höher als in denen des

SID-3. Dementsprechend ist die Fraktion säulenförmiger Eispartikel des SID-3 höher als die des PPD-2K.

	irreg. EP	wohlgef. EP
SID-3	$0,50 \pm 0,08$	$0,50 \pm 0,08$
PPD-2K	$0,64 \pm 0,10$	$0,36 \pm 0,09$
SID-3/PPD-2K	$0,78 \pm 0,13$	$1,39 \pm 0,12$

Tabelle 4.1: Relative Nachweiswahrscheinlichkeiten von irregulär und wohlgeformten Eispartikeln des SID-3 und PPD-2K. Datengrundlage 70 min Eispartikelmessungen an der AIDA-Wolkenkammer.

Zur Erweiterung der Datenbasis wurden Messdaten der drei Experimente, RICE 01 Exp. 22, RICE 01 Exp. 27 und RICE 02 Exp. 18, zusammengetragen. Wählt man nur Daten aus, bei denen für die Eispartikel-Streumusterrate > 1 Hz gilt, ergibt dies 70 min Messzeit. Daraus lassen sich, die in Tabelle 4.1 aufgeführten Werte ableiten. Wohlgeformte Eispartikel sind hierbei Partikel, deren Streumuster als säulenförmig (Maxima für Fourierkoeffizienten y_2, y_4) oder hexagonal (Maxima für Fourierkoeffizienten y_3, y_6, y_9) klassifiziert wurde (vgl. Abschnitt 3.1.5). Der Vergleich zeigt, dass der SID-3 eher zur Detektion von wohlgeformten Streumustern neigt, während der PPD-2K eine höhere Nachweiseffizienz von irregulären Mustern aufweist. Dieser Schlussfolgerung liegt die Annahme zu Grunde, dass sich im sensitiven Volumen beider Geräte die gleiche Partikelpopulation befunden hat. Einen störenden Einfluss auf die präsentierten Messungen könnte eine formabhängige Einlasseffizienz der Geräte haben. Aufgrund der in Abschnitt 3.2.1 dargelegten Abschätzungen ist dies jedoch nicht zu erwarten.

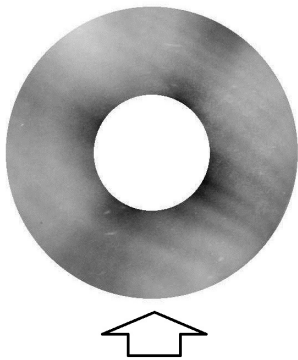
Vorzugsrichtung von säulenförmigen Eispartikeln

Wie in Abschnitt 3.2 erläutert wurde, wird der Probenahmefluss beim Betrieb der Messgeräte an der AIDA-Wolkenkammer und auf Bergstationen durch dezidierte Gehäuse gewährleistet. Für die Probenahmeleitung des SID-3 an der AIDA wurde in Abschnitt 3.2.1 eine Reynoldszahl von 7100 berechnet. Damit ist im SID-3 ein turbulenter Fluss zu erwarten, in dem säulenförmige Eispartikel keine bevorzugte Orientierung einnehmen sollten. Im PPD-2K wird der Probenahmefluss durch eine Düse fokussiert. Die entsprechenden Reynoldszahlen betragen (Abschnitt 3.2.1) 1000 im Rohr und 5000 beim Durchgang durch den Laserstrahl. Ob die Strömung zum Messzeitpunkt laminar oder turbulent ist, ist aufgrund dieser Reynoldszahlen fraglich.

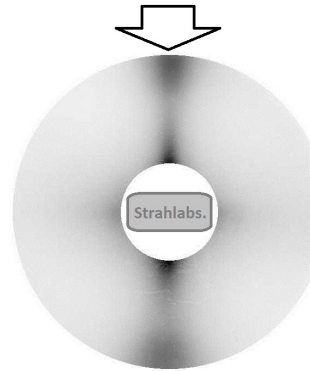
Mittelt man über eine hinreichend große Anzahl von Streumustern säulenförmiger Eispartikel mit maximalen Fourierkoeffizienten y_4 (ausgeprägte vierzählige Symmetrie Abb. 3.4), wird im Fall einer Ausrichtung der Eispartikel eine Vorzugsrichtung im gemittelten Streumuster erkennbar.

Solch gemittelte Streumuster sind in Abb. 4.12 dargestellt. Sowohl die gemittelten Streumuster des SID-3 wie auch des PPD-2K sind nicht homogen sondern zeigen definierte Maxima. Beide Datensätze wurden mit derselben LabVIEW basierten Auswerterroutine analysiert.

Zur Ermittlung des Zusammenhangs zwischen der Orientierung des Partikels und des Streumusters wurde eine 200 μm starke Faser in das sensitive Volumen der Messgeräte gehalten.



(a) Mittelwert von 4300 Streumustern aufgenommen mit dem SID-3.



(b) Mittelwert von 11131 Streumustern aufgenommen mit dem PPD-2K.

Abbildung 4.12: Negative der mittleren Bildintensitäten von Eispartikel-Streumustern mit maximalem Fourierkoeffizienten y_4 , aufgenommen während der AIDA RICE 01, Expansion 27. Der Pfeil zeigt jeweils die Strömungsrichtung der Partikel an. Für den PPD-2K ist die Orientierung des Strahlabsorbers und damit der Kamera gegeben.

Das gemittelte Streumuster des SID-3 Abb. 4.12 a) zeigt relativ schwache Intensitätsmaxima im Bereich von 7 Uhr und 4 Uhr sowie 10 Uhr und 1 Uhr. Die Partikel treten aus Richtung 6 Uhr (dargestellt durch einen Pfeil) in das Gesichtsfeld der SID-3 Kamera ein. Dies ist ein starker Hinweis auf eine erhöhte Nachweiswahrscheinlichkeit für säulenförmige Eispartikel, deren Säulenachsen in einer Ebene liegen, die einen Winkel von etwa 50° bzw. 40° mit ihrer Bewegungsrichtung bildet. Die Bewegungsrichtung der Partikel und die Propagationsrichtung des Lasers stehen senkrecht zueinander (vgl. Abb. 3.2). Die Orientierungsebene der Säulen bildet einen Winkel von 50° mit der Propagationsrichtung des Lasers. Die Triggerdetektoren des SID befinden sich unter 50° relativ zur Propagationsrichtung des Lasers, wie in Abschnitt 3.1.5 ausgeführt wurde. Damit deutet die Beobachtung von Abb. 4.12 a) auf eine orientierungsabhängige sensitive Fläche zum Nachweis von säulenförmigen Partikeln des SID-3 hin. Für eine Quantifizierung dieses Effekts erscheinen Streuexperimente mit levitierten kleinen Eispartikeln im Labor, die im Moment (Sommer 2015) am KIT IMK-AAF vorbereitet werden, vielversprechend. Ein vergrößertes sensibles Volumen des SID-3 für entsprechend orientierte, säulenförmige Eispartikel ist in Übereinstimmung mit der oben festgestellten Tendenz des SID-3 zum relativ effektiven Säulennachweis.

Im gemittelten Streumuster des PPD-2K, in Abb. 4.12 b), zeigen sich Intensitätsmaxima im Bereich von 12 Uhr und 6 Uhr. Solche Intensitätsmaxima werden durch säulenförmige Eispartikel hervorgerufen, deren Säulenachse in einer Ebene senkrecht zu ihrer Bewegungsrichtung steht. Dies lässt sich verstehen wenn man bedenkt, dass auf säulenförmige Eispartikel die Gravitationskraft wirkt. Diese sorgt dafür, dass sich die Partikel schneller als der Umgebungsfluss bewegen. Die Eissäulen verhalten sich im laminaren Probenahmefluss bis zur PPD-2K Streukammer wie fallende Blätter und richten sich aus. Direkt vor der Streukammer wird der Partikelfluss fokussiert, wobei unklar ist ob dies zu Turbulenz führt. Falls der fokussierte Fluss im PPD-2K turbulent ist (vgl. Abschnitt 3.1.3), wird die Ausrichtung von säulenförmigen Eispartikeln dadurch jedenfalls nicht gestört, da in Abb. 4.12 b) Maxima und damit eine Ausrichtung der

Eissäulen erkennbar sind. Als Hinweis sei angefügt, dass der Strahlabsorber (Strahlabs. in Abb. 4.12) der PPD-2K Kamera Aufschluss über die Kameraorientierung gibt. Diese hat sich durch einen Umbau im Rahmen dieser Arbeit geändert hat, was wichtig für den Vergleich von Abb. 4.12 mit anderen PPD-2K Messungen ist. Außerdem sei nochmals erwähnt, dass die Probenahme des SID-3 an der AIDA fast durchgängig turbulent erfolgt, weshalb hier keine Ausrichtung zu erwarten ist.

Die an der AIDA gemachten Beobachtungen zur Nachweiseffizienz und zur Ausrichtung von säulenförmigen Eispartikeln sind insbesondere für die Interpretation der Feldmessungen wichtig.

4.1.3 Der eisselektive Einlass an der AIDA-Wolkenkammer

Ein Prototyp des eisselektiven Einlasses (ISI) wurde 2012 in Rahmen der Ice Nucleation (IN 19) Kampagne an der AIDA-Wolkenkammer betrieben. Ziel dieser Experimente war es, das Funktionsprinzip des ISI zu überprüfen.

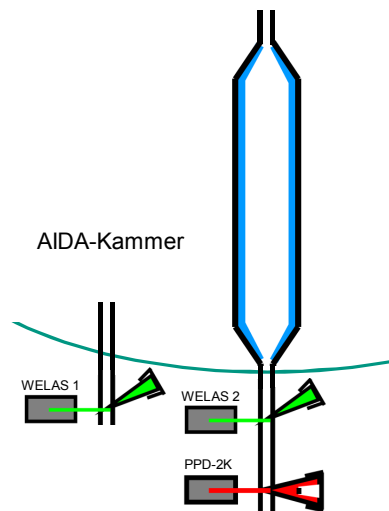
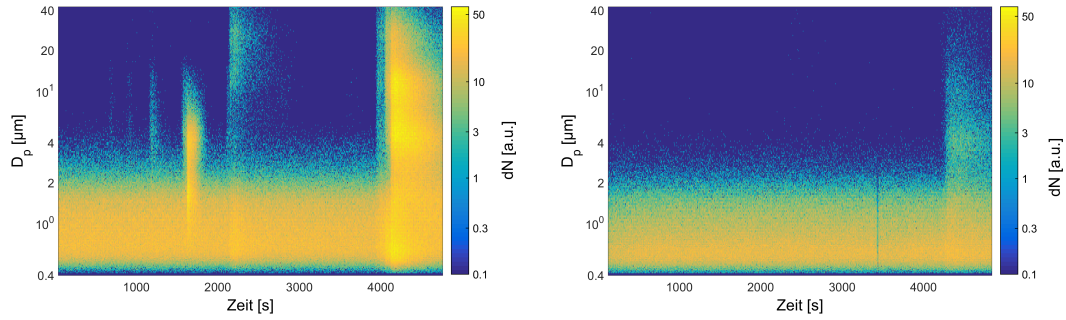


Abbildung 4.13: Schematische Darstellung zum Aufbau des eisselektiven Einlasses (ISI) an der AIDA-Wolkenkammer.

Eine Fotografie des ISI Aufbaus in der AIDA ist in Abb. 3.17 dargestellt. Schematisch ist dieser Aufbau in Abb. 4.13 wiedergegeben. Im Rahmen von IN 19 wurden an der AIDA auf zwei verschiedene Arten Wolken generiert. Dies geschah sowohl per quasi-adiabatischer Expansion als auch durch Einsprühen von Tröpfchen.

Im Fall der Expansionsexperimente traten folgende zwei Probleme im Hinblick auf einen Test des ISI auf. Diese sind die zeitliche Begrenztheit einer MPW in der AIDA und die Temperaturunterschiede zwischen Wand und Kammergas. Eine MPW in der AIDA-Kammer lässt sich per quasi-adiabatischer Expansion nur vorübergehend erzeugen. Selbst unsere aktuell beste Imitation natürlicher MPWn, RICE 03, Expansion 46, löste sich nach 10 min wieder auf. Bei Expansionsexperimenten vom Typ der Expansion 27 von RICE 03 oder Expansion 09 von RICE 01 tritt eine MPW nur im Übergangsbereich von wenigen Minuten auf. Während IN 19 wurden hauptsächlich solche Experimente durchgeführt. Neben der Tatsache, dass eine MPW während einer AIDA Expansion nur vorübergehend existiert, ist im Hinblick auf einen Test des ISI problematisch, dass dabei



(a) WELAS 1 OPZ direkt an der AIDA-Kammer (b) WELAS 2 OPZ nach der ISI Verdampfungseinheit.

Abbildung 4.14: Zeitaufgelöste Partikel-Anzahlgrößenverteilungen beim Betrieb des ISI an der AIDA-Wolkenkammer. Die dargestellte Serie von Sprühexperimenten wurde am 20/07/2012 bei $T_{\text{Wand}} \approx T_{\text{Gas}} \approx 255$ K durchgeführt. Die Abbildungen wurden von P. Kupiszewski, PSI, CH zur Verfügung gestellt.

fortlaufend $T_{\text{Gas}} < T_{\text{Wand}}$ gilt. Stoppt man die Expansion, gilt $T_{\text{Gas}} \rightarrow T_{\text{Wand}}$ und die Wolke löst sich auf (siehe z.B. Abb. 4.1 ab $t = 430$ s).

Die Temperatur der ISI Verdampfungseinheit ist mit der Wandtemperatur der AIDA identisch. Saugt man während der Expansion ein Wolkenvolumen durch die relativ warme Verdampfungseinheit, wärmt sich das Wolkenvolumen auf und die Wolkenpartikel verdampfen unabhängig von ihrer Phase. Je schneller die Expansion desto stärker ist dieser Effekt. Die Grundidee des ISI ist, dass sich die Verdampfungseinheit im thermischen Gleichgewicht mit der Umgebung befindet. Dies ist bei einer quasi-adiabatischen Expansion in der AIDA jedoch nicht möglich und verhindert einen praktikablen Test des ISI in einer solchen Wolke.

Eine alternative Möglichkeit zur Erzeugung von Wolken in der AIDA besteht im Einsprühen von Partikeln (Tröpfchen bzw. Eispartikel) in die AIDA-Kammer. Leider war der entsprechende Eispartikelgenerator während IN 19 nicht einsetzbar.

Die Ergebnisse von Sprühexperimenten an der AIDA-Kammer, bei $T_{\text{Wand}} \approx T_{\text{Gas}} \approx 255$ K sind in Abb. 4.14 dargestellt. Die Daten stammen von zwei WELAS OPZ die in Abschnitt 3.2.1 bereits kurz beschrieben wurden. Die optischen Partikelzähler (OPZ) WELAS 1 und WELAS 2 detektieren einen permanenten Aerosolhintergrund sichtbar durch das breite gelbliche Band von $0,4 \mu\text{m}$ bis $2 \mu\text{m}$ der Anzahlgrößen-Histogramme. Der WELAS 1 OPZ detektiert idealerweise die unveränderte Partikelpopulation der AIDA-Kammer. Durch das Einsprühen von Tröpfchen detektiert der WELAS 1 OPZ in zeitlicher Abfolge immer wieder Tröpfchenmoden unterschiedlicher Dichte und Größe. In den Daten des WELAS 2 OPZ tritt lediglich am Ende des dargestellten Zeitbereichs eine Tröpfchenmode auf. Die Tröpfchendichte war beim letzten dargestellten Sprühversuch (nach 4000 s) offensichtlich so hoch, dass Tröpfchen auch durch die ISI Verdampfungseinheit gelangt sind und vom WELAS 2 OPZ nachgewiesen wurden. Auch vom PPD-2K wurden diese Tröpfchen detektiert (Daten nicht dargestellt).

Die Quantifizierung des Evaporierens von Tröpfchen in der Verdampfungseinheit ist schwierig, da sich unterkühlte Tröpfchen in der AIDA-Kammer nicht im thermodynamischen Gleichgewicht befinden und deshalb ohnehin verdampfen. Dies ist zum einen darin begründet, dass eingesprühete Tröpfchen zunächst eine höhere Temperatur als die

Kammer haben. Dieser Temperaturunterschied führt zu einem teilweisen Verdampfen der Tröpfchen. Zum anderen befindet sich an den Wänden der AIDA eine Eisschicht. Dies führt gemäß dem WBF Prozess und wie auch in der ISI Verdampfungseinheit zu einem langsamen und fortdauernden Verdampfen von Tröpfchen in der AIDA. Dies ist in Abb. 4.14 a) durch die sich auflösenden Tröpfchenmoden ersichtlich. Es ist zu erwarten, dass dieser Effekt mit wachsendem Abstand von den Kammerwänden schwächer wird.

Abschließend ist festzuhalten, dass mit den in Abb. 4.14 dargestellten Experimenten gezeigt wurde, dass das Verdampfungskonzept des ISI funktioniert und Tröpfchen in der Verdampfungseinheit erfolgreich entfernt werden. Eine Quantifizierung ist aber aufgrund der Dynamik von sich auflösenden, unterkühlten Tröpfchen in der AIDA-Kammer schwierig.

4.2 Messungen auf Bergstationen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Messungen mit dem SID-3 und dem PPD-2K auf der Zugspitze und auf dem Jungfraujoch durchgeführt. Die Messungen auf dem Jungfraujoch waren dabei viel umfangreicher. Die Umgebungen in denen diese Messungen stattgefunden haben sind in Abschnitt 3.2.2 vorgestellt und die Messergebnisse sind Gegenstand dieses Abschnitts.

4.2.1 Vergleich von PPD-2K und CPSPD Messungen bei ACRIDICON-Zugspitze

Die Messkampagne ACRIDICON-Zugspitze (kurz für Aerosol, Cloud, Precipitation, and Radiation Interactions and Dynamics of Convective Cloud Systems) fand im September und Oktober 2012 statt. Das KIT IMK-AAF hat dabei u.a. erfolgreich Messungen mit dem PPD-2K auf dem Zugspitzgipfel durchgeführt. Der Messort ist in Abschnitt 3.2.2 charakterisiert. In diesem Abschnitt wird ein Gerätevergleich dargelegt, der bereits von BAUMGARDNER ET AL. (2014) publiziert wurde. Für den Vergleich werden Datensätze, des PPD-2K und des CPSPD (kurz für Cloud Particle Spectrometer with Polarization Detection), vom 27/09/2012 verwendet. Das CPSPD wurde von „Droplet Measurement Technologies“ mit dem Ziel gebaut die Phase von Wolkenpartikeln mit $D_p < 50 \mu\text{m}$ in situ bestimmen zu können. Dabei ist die vom CPSPD ausgegebene Größe die lichtstreuäquivalente Größe eines Wassertröpfchens und damit ähnlich der SID-3/PPD-2K-Größe. Zur Phasendiskriminierung wird im CPSPD die Polarisationsänderung von, an Wolkenpartikeln, gestreutem Licht ausgewertet. Ziel von CPSPD Messungen in MPWn ist es, kleine Eispartikel zu charakterisieren. CPSPD Messungen liefern in MPWn dieselben Größen wie Messungen mit dem SID-3/PPD-2K. Zur Methode des CPSPD sein angemerkt, dass die Polarisationsänderung sowohl von der Partikelgröße wie auch von der Partikelorientierung abhängt.

Das CPSPD ist für den Einsatz auf Flugzeugen konzipiert und passt deshalb in einen PMS Kanister. Für den Betrieb auf der Zugspitze wurde das Instrument mit einer Aspirationshaube versehen und auf dem IMK-AAF Drehtisch (vgl. Abschnitt 3.2.4) aufgebaut. Der PPD-2K war während ACRIDICON-Zugspitze ebenfalls auf dem IMK-AAF Drehtisch montiert und als Einlass diente der omnidirektionale ISI-Einlass von CLACE 2013 der in KUPISZEWSKI ET AL. (2015) charakterisiert ist. In dieser Konfiguration betrug der Abstand zwischen CPSPD und PPD-2K weniger als 2 m, was eine

gute Voraussetzung für einen Vergleich darstellt.

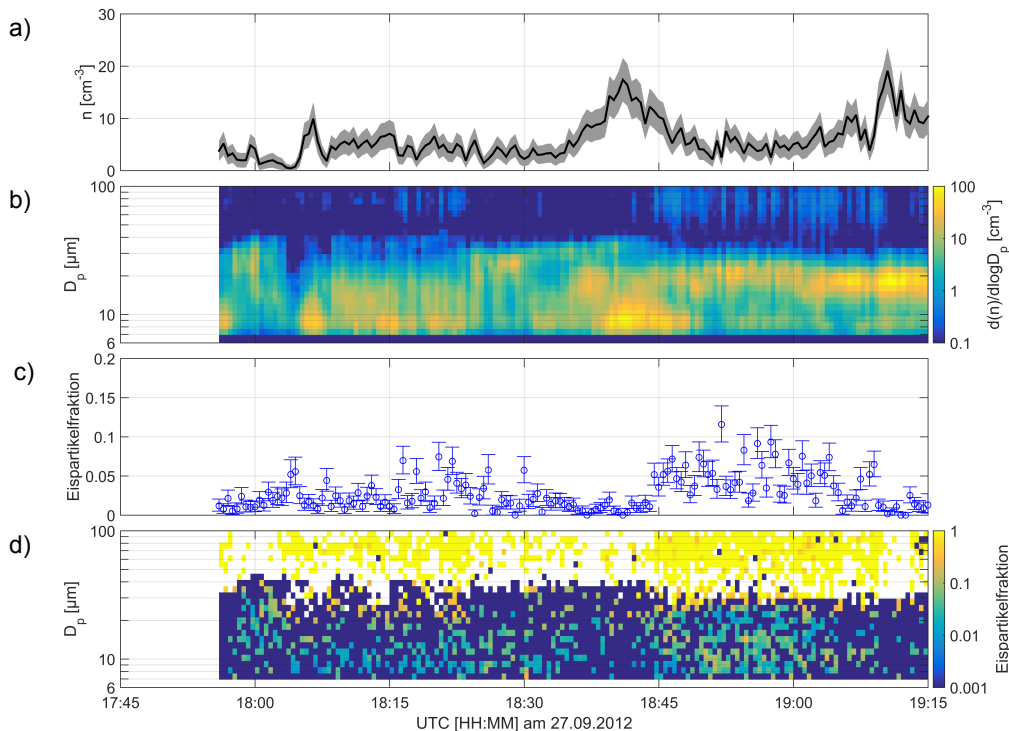


Abbildung 4.15: PPD-2K Messungen, mit $t_m = 30$ s, während ACRIDICON-Zugspitze. a) gibt Anzahlkonzentration aller mit dem PPD-2K registrierter Partikel wieder. In b) ist die Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Die Teilabbildungen c) und d) sind aus den PPD-2K Streumustern abgeleitet und zeigen die über den Messbereich integrierte Eispartikelfraktion und die größen aufgelöste Eispartikelfraktion.

Beim Betrieb der Messgeräte traten im Rahmen von ACRIDICON-Zugspitze einige Widrigkeiten auf. Deshalb konnte lediglich ein Zeitraum von etwas mehr als einer Stunde am 27/09/2012 für einen Vergleich zwischen PPD-2K und CPSPD identifiziert werden. Während des Messzeitraums befand sich der Zugspitzgipfel in einer Strato-cumulus-Wolke die aus Richtung West-Südwest zum Messort zog. Die Ergebnisse der Aufzeichnungen des PPD-2K sind in Abb. 4.15 und die des CPSPD in Abb. 4.16 dargestellt. Der Besprechung der Daten sei vorangestellt, dass die Detektionsschwelle des CPSPD mit $3 \mu\text{m}$ niedriger liegt als die des PPD-2K während ACRIDICON-Zugspitze mit $6 \mu\text{m}$. Die Teilabbildungen 4.15 a) und 4.16 a) zeigen jeweils die Anzahlkonzentration aller Partikel. Diese Zeitreihen stimmen nicht perfekt überein, allerdings zeigen beide Datensätze um kurz nach 18:45 Uhr ein Minimum. Dieses Minimum ist jeweils auch in der größen aufgelösten Anzahlkonzentration (Teilabbildungen b)) sichtbar. Der PPD-2K registriert zeitgleich zum Verschwinden der ausgeprägten Tröpfchenmode bei ca. $10 \mu\text{m}$, das Auftreten von großen Eispartikeln um $80 \mu\text{m}$. Dies resultiert in einem Anstieg der Eispartikelfraktion in Teilabbildung 4.15 c). Auch der CPSPD registriert in diesem Zeitraum die höchsten Eispartikelfractionen (Abb. 4.16 c)). Die größen aufgelösten Darstellungen der Eispartikelfraktion (Teilabbildungen d)) offenbaren, dass von

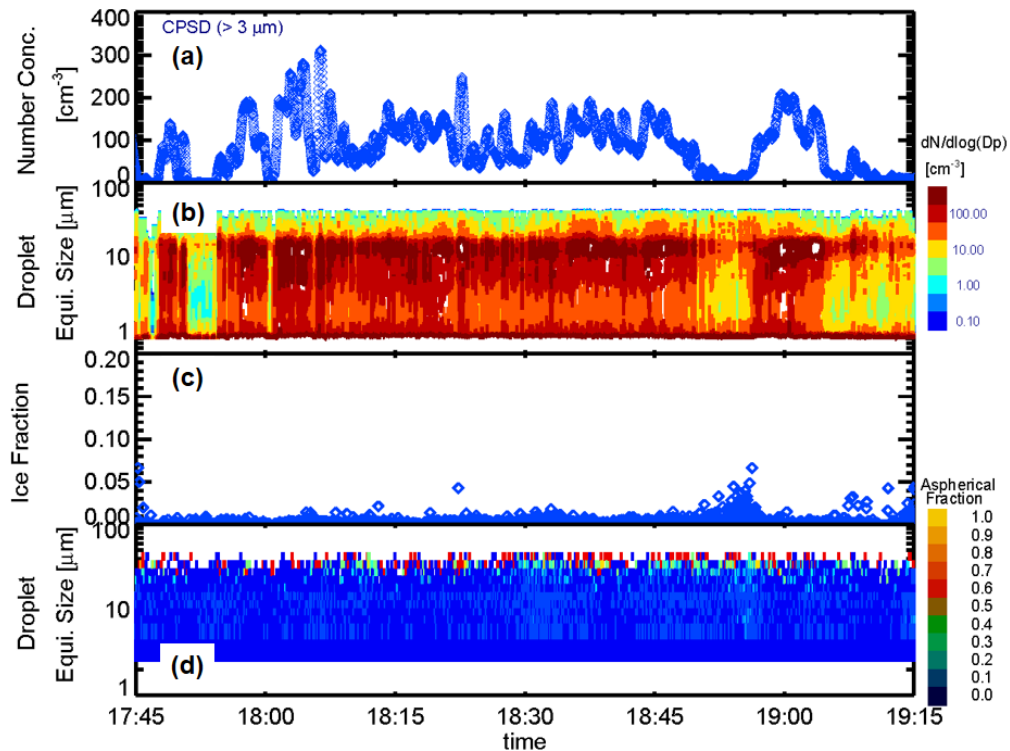


Abbildung 4.16: CPSPD Messungen während ACRIDICON-Zugspitze. a) gibt Anzahlkonzentration aller mit dem CPSPD registrierter Partikel wieder. In b) ist die, vom CPSPD gemessene, Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Die Teilabbildung c) und d) zeigen sowohl die über den Messbereich des CPSPD integrierte Eispartikelfraktion als auch die größen aufgelöste Eispartikelfraktion. Übernommen aus BAUMGARDNER ET AL. (2014).

beiden Geräten besonders zwischen 18:45 Uhr und 19:00 Uhr auch kleine Eispartikel mit $D_p < 30 \mu\text{m}$ nachgewiesen wurden. Zusammenfassend ist festzuhalten, dass die Messergebnisse von PPD-2K und CPSPD gut übereinstimmen. Die Übereinstimmung ist zufriedenstellend, vor allem wenn man sich vergegenwärtigt, dass es sich um zwei komplementäre Messmethoden handelt. Zudem wurde der Vergleich unter Feldmessbedingungen durchgeführt und im Rahmen von ACRIDICON-Zugspitze waren erhebliche Probleme mit der Instrumentierung zu beheben.

4.2.2 SID-3 Messungen zu Wolkenereignissen der CLACE Kampagnen

Als Teil dieser Arbeit nahm das KIT IMK-AAF an zwei CLACE (kurz für „Cloud and Aerosol Characterisation Experiment“) Messkampagnen im Januar und Februar 2013 sowie 2014 auf dem Jungfraujoch teil. In diesen Zeiträumen wurde der SID-3 mit dem Ziel betrieben Wolkenpartikel möglichst direkt und unverändert in situ zu beproben. Der PPD-2K war hingegen jeweils als Teil des eisselektiven Einlasses (kurz ISI) aufgebaut und sollte somit ausschließlich kleine Eispartikel detektieren. Gegenstand dieses Abschnitts sind vier Wolkenereignisse, je zwei aus CLACE 2013 und CLACE 2014, die

anhand der SID-3 Messungen charakterisiert werden. In der weiteren Arbeit werden die SID-3 Resultate mit Ergebnissen der Eispartikel-extrahierenden Einlässe Ice-CVI (kurz für „Ice-Counterflow Virtual Impactor“) (MERTES ET AL., 2007) und ISI sowie mit Modellrechnungen verglichen. Vor der Präsentation der Daten ist anzumerken, dass die Messungen während CLACE 2013 mit dem KIT IMK-AAF SID-3 und während CLACE 2014 mit einem baugleichen SID-3 der Universität Hertfordshire aufgenommen wurden. Die SID-3 Daten von der HFSJ werden zusammen mit Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Temperatur und relativen Feuchte, ermittelt von MeteoSchweiz, präsentiert. Bei den Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitswerten handelt es sich um 10 min Mittelwerte. Bei Temperatur und relativer Feuchte handelt es sich um Momentanwerte.

CLACE 2013 Fallstudie vom 08/02/2013

Im Laufe des 08/02/2013 zog eine breite Wolkenfront aus Nordwest in Richtung der Alpen. Erzwungene Konvektion an den Bergen führte dort zu Wolkenwachstum und im Laufe der Nacht zu sich intensivierendem Niederschlag aus Kumuluswolken.

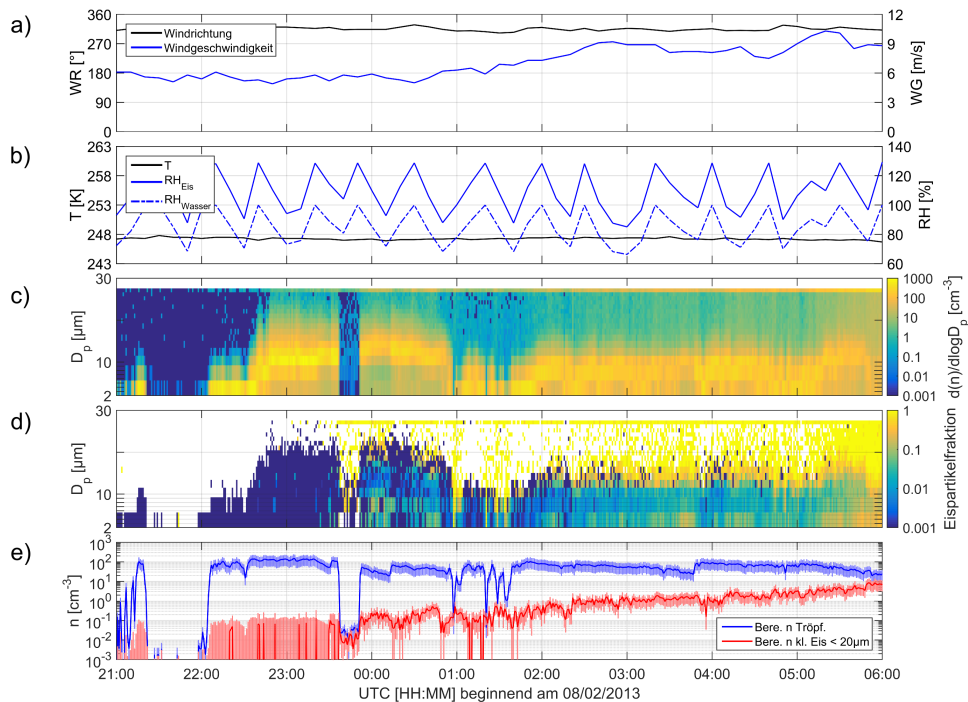


Abbildung 4.17: SID-3 Messungen, mit $t_m = 60$ s, von CLACE 2013. a) und b): Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Temperatur, und relative Feuchte aufgenommen von MeteoSchweiz. In c) ist die Partikelanzahlgrößenverteilung dargestellt. Teilabbildung d) zeigt, die aus den Streumustern abgeleitete, größen aufgelöste Eispartikelfraktion. e) zeigt berechnete Anzahlkonzentrationen für Tröpfchen und kleine Eispartikel ($D_p < 20 \mu\text{m}$).

Abbildung 4.17 zeigt den Verlauf von meteorologischen Variablen und den SID-3 Messungen während dieses Wolkenereignisses. Die Abschnitte a) und b) zeigen die Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Temperatur und relative Feuchte, aufgezeichnet von MeteoSchweiz auf der HFSJ. Während dieses Wolkenereignisses kam der Wind aus

Nordwest und die Windgeschwindigkeit stieg im Laufe der Nacht von 6 m s^{-1} auf 9 m s^{-1} . Die relativen Feuchtemessungen auf dem Jungfrauoch sind durch die harschen Umgebungsbedingungen erschwert und die Unsicherheit kann mit 20 % angesetzt werden. Als Richtschnur gilt hier: Schwankt RH_{Wasser} um 100 % war die Station von einer Wolke umgeben. Die Temperatur sank im Messzeitraum nur geringfügig und lag permanent unter $-25 \text{ }^\circ\text{C}$.

Die Teilabbildungen 4.17 c), d) und e) zeigen die Resultate von SID-3 Messungen. Von 22:00 Uhr bis 6:00 Uhr registrierte der SID-3 durchgängig Wolkenpartikel. Um 22:00 Uhr liegt das Maximum der Tröpfchen-Anzahlkonzentration (gelbliches Band in Abb. 4.17 c)) an der unteren Detektionsgrenze des Instruments. Die Anzahl dieser sehr kleinen Wolkentröpfchen (Abb. 4.17 e)) liegt im Bereich von 100 cm^{-3} . Ab etwa 22:30 Uhr wurde eine ausgeprägte Tröpfchenmode mit einem Maximum bei etwa $11 \mu\text{m}$ detektiert. Die Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel (Summe in Teilabbildung e)) bleibt konstant bei 100 cm^{-3} . Aus diesen Messungen lässt sich ableiten, dass sich die HFSJ von 22:00 Uhr bis 22:30 Uhr am Kondensationsniveau der Wolke befand. Nach 22:30 Uhr verlagerte sich das Kondensationsniveau hangabwärts und die Station „stieg“ somit in der Wolke auf. Diese Interpretation passt auch zum Anstieg des mittleren Tröpfchendurchmessers (gelbliches Band in Abb. 4.17 c)). In der größen aufgelösten Eispartikelfraktion (Abb. 4.17 d)) sind von 22:00 Uhr bis 23:45 Uhr nur sehr wenige Eispartikel erkennbar, was sich auch in der niedrigen berechneten Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel (Abb. 4.17 e)) bemerkbar macht. Die Anzahlkonzentration von Wolkentröpfchen liegt hingegen ab 22:00 Uhr im Bereich von 100 cm^{-3} .

Um 23:36 Uhr wurde die Detektionsschwelle des SID-3 auf etwa $15 \mu\text{m}$ erhöht, weshalb bis 23:50 Uhr fast keine Tröpfchen mehr nachgewiesen wurden. Die entsprechenden Instrumenteinstellungen waren, Small Volume Trigger Gain = 50, Threshold = 255; Large Volume Trigger Gain = 50, Threshold = 255. Durch das Heruntersetzen der Detektionsschwelle wird die Tröpfchenmode wieder sichtbar. Die entsprechenden Instrumenteinstellungen waren, Small Volume Trigger Gain = 50, Threshold = 10; Large Volume Trigger Gain = 50, Threshold = 10. Zudem setzt ab diesem Zeitpunkt der kontinuierliche Nachweis von kleinen Eispartikeln ein. Die Variation der Instrumenteinstellungen führt auch in der Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel zu Unstetigkeiten. Ein hoher Detektionsschwellwert führt dazu, dass ein großer Teil der kleinen Eispartikel nicht nachgewiesen wird. Aus diesem Grund werden in der weiteren Arbeit ausschließlich Daten verwendet, die mit einer niedrigen Detektionsschwelle aufgezeichnet wurden. Im Verlauf der Nachtmessung wurden immer mehr Eispartikel detektiert. Die Messdaten indizieren für diese Fallstudie eine monoton fortschreitende Vereisung der Wolke während der Nacht, wobei die Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel auf über 1000 l^{-1} ansteigt.

Ein Merkmal aller Bergstationsdaten des SID-3 ist, dass der oberste Histogrammeintrag der größen aufgelösten Darstellungen Abb. 4.17 c) und d) fast ausschließlich Eispartikel beinhaltet. Für die Größe dieser Partikel gilt bei den verwendeten Instrumenteinstellungen: $D_p > 27 \mu\text{m}$.

CLACE 2013 Fallstudie vom 24/02/2013

Am 24/02/2013 wurde eine geschlossene Wolkenfront aus südöstlicher Richtung an die Alpen herangeführt. Die Wolkenfront wurde durch die Berge zu einem Anstieg gezwungen wodurch sich verstärkt Niederschlag bildete. Die zu diesem Wolkenereignis aufge-

gezeichneten Daten wurden für die Publikation [VOCHEZER ET AL. \(2015\)](#) verwendet.

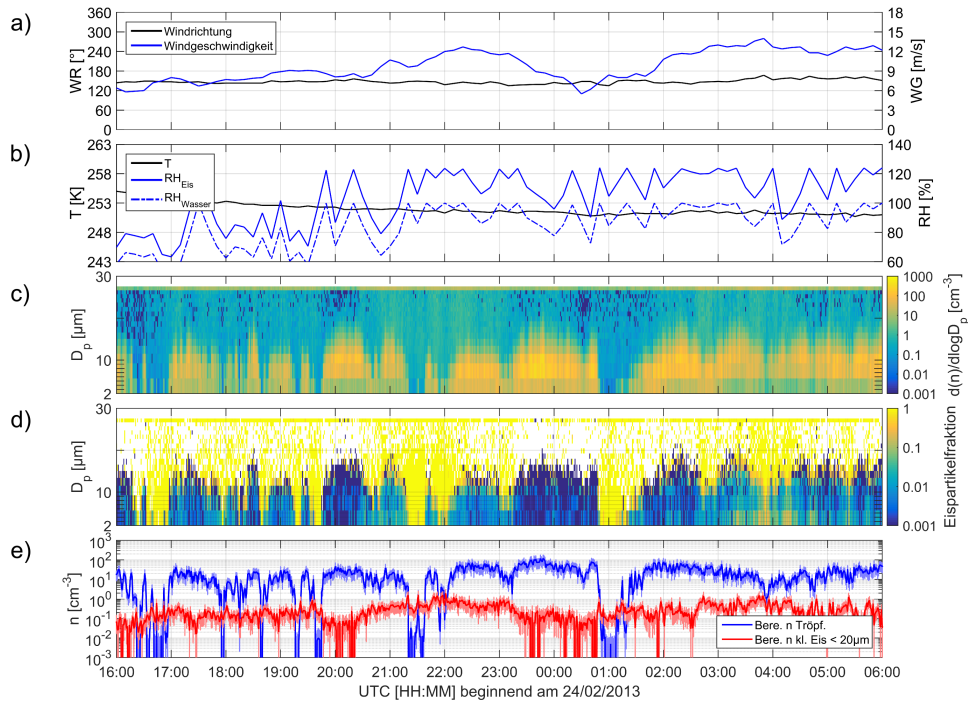


Abbildung 4.18: SID-3 Messungen, mit $t_m = 60\text{s}$, von CLACE 2013. a) und b): Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Temperatur, und relative Feuchte aufgenommen von MeteoSchweiz. In c) ist die Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Teilabbildung d) zeigt, die aus den Streumustern abgeleitete, größen aufgelöste Eispartikelfraktion. e) zeigt berechnete Anzahlkonzentrationen für Tröpfchen und kleine Eispartikel ($D_p < 20\ \mu\text{m}$).

Abbildung 4.18 zeigt die bei diesem Wolkenereignis aufgezeichneten Messungen. Aus den Messungen der relative Feuchte und Windrichtung, der Teilabbildungen a) und b), lässt sich ableiten, dass die Station permanent von Wolken umgeben war, die aus südöstlicher Richtung kamen. Die Windgeschwindigkeit war zwischen 22:00 Uhr und 23:00 Uhr maximal und die Temperatur fiel konstant während des Messzeitraums. Anhand der in c), d) und e) dargestellten SID-3 Messungen wird deutlich, dass Zeiten hoher Gesamt-Anzahlkonzentration, von flüssigen Tröpfchen dominiert wurden. Hingegen werden Streumuster von Eispartikeln verstärkt in Zeiten niedriger Anzahlkonzentrationen aller Wolkenpartikel detektiert. Dieses Alternieren von dichten flüssigen und weniger dichten vereisten Wolkenpaketen wurde auch von [CHOULARTON ET AL. \(2008\)](#) beobachtet.

Ein sehr interessantes Merkmal dieser Messung ist, dass die berechnete Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel stark mit der Windgeschwindigkeit korreliert. Im Gegensatz dazu zeigt die berechnete Tröpfchen-Anzahlkonzentration keine Korrelation mit der Windgeschwindigkeit (vergleiche Abb. 4.18 a) und e)). Diese Korrelation von Windgeschwindigkeit und der Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel tritt auch in den anderen Fallstudien auf und wird in Abschnitt 4.2.3 näher beleuchtet.

CLACE 2014 Fallstudie vom 02/02/2014

Im Verlauf des 02/02/2014 bildete sich eine ausgeprägte Südstauwetterlage die zu Süd-föhn über den Alpen führte. Während des Abends und der Nacht erreichte eine aus Süden kommende Stratusschicht das Jungfraujoch, führte dort zu leichtem Niederschlag und lösten sich schon wenige Kilometer weiter nördlich auf.

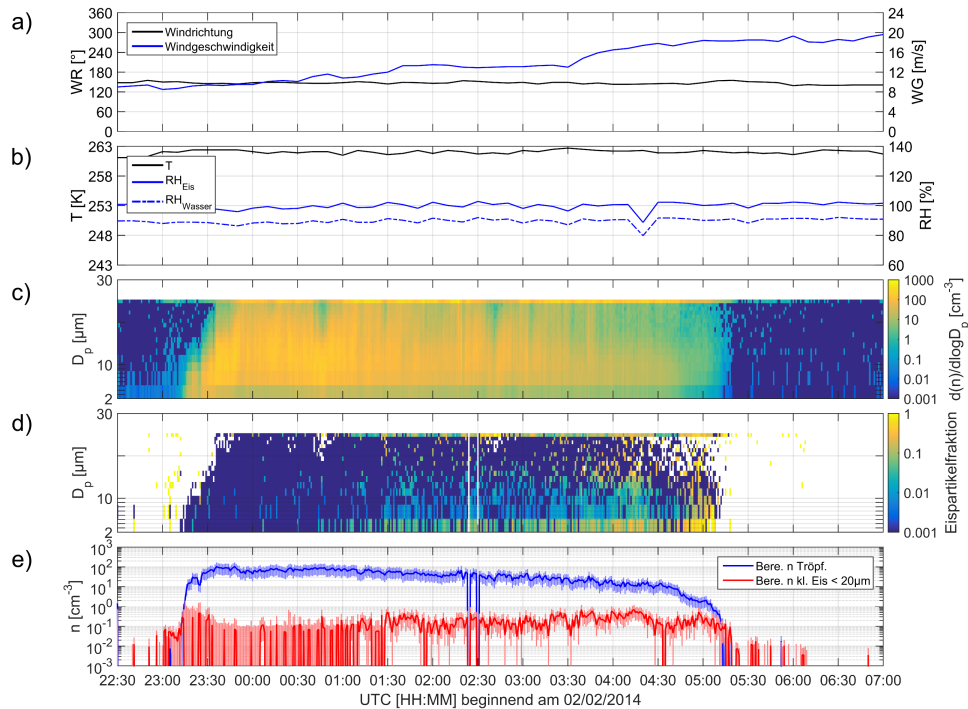


Abbildung 4.19: SID-3 Messungen, mit $t_m = 60$ s, von CLACE 2014. a) und b): Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Temperatur, und relative Feuchte aufgenommen von MeteoSchweiz. In c) ist die Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Teilabbildung d) zeigt, die aus den Streumustern abgeleitete, größen aufgelöste Eispartikelkonzentration. e) zeigt berechnete Anzahlkonzentrationen für Tropfen und kleine Eispartikel ($D_p < 20 \mu\text{m}$).

Die Aufzeichnungen von MeteoSchweiz und die des SID-3 sind in Abb. 4.19 dargestellt. Die Geschwindigkeit des südlichen Winds wurde im Laufe der Nacht immer höher und überschritt um 04:00 Uhr 16 m s^{-1} . Wie bereits oben erwähnt handelt es sich hierbei um 10 min-Mittelwerte, was noch weitaus stärkere Böen suggeriert. Die Temperatur lag in dieser Fallstudie konstant bei knapp unter -10°C . Die Detektionsschwelle des SID-3 war während CLACE 2014 sehr niedrig gewählt, weshalb sich die Tropfenmode in Abb. 4.19 c) fast über den gesamten aufgelösten Größenbereich erstreckt. Auch bei diesen Einstellungen werden im obersten Histogrammeintrag fast ausschließlich Eispartikel detektiert (Abb. 4.19 d)). Aus den Teilabbildungen 4.19 d) und e) ist ersichtlich, dass die Zahl der detektierten Eispartikel im Laufe der Nachtmessung anstieg. Der Anstieg der Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel wird begleitet durch ein Absinken der Tropfen-Anzahlkonzentration bis zur Auflösung der Wolke gegen 05:30 Uhr. Auffallend ist auch bei dieser Messungen die Korrelation von Windgeschwindigkeit und Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel.

CLACE 2014 Fallstudie vom 22/02/2014

Am 22/02/2014 zog eine Wolkenfront aus West-Nordwest auf die Alpen zu. Die Stratuswolken erreichten gegen 15:00 Uhr UTC die HFSJ und sorgten im Laufe des Abends und der Nacht für Niederschlag.

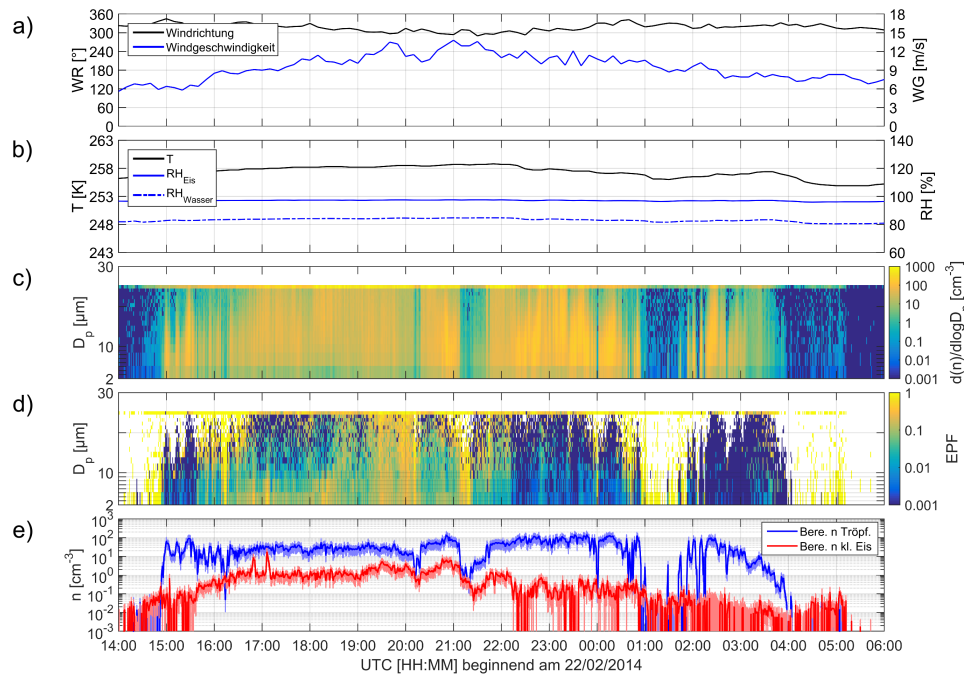


Abbildung 4.20: SID-3 Messungen, mit $t_m = 60$ s, von CLACE 2014. a) und b): Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Temperatur, und relative Feuchte aufgenommen von MeteoSchweiz. In c) ist die Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Teilabbildung d) zeigt, die aus den Streumustern abgeleitete, größen aufgelöste Eispartikelfraktion (EPF). e) zeigt berechnete Anzahlkonzentrationen für Tröpfchen und kleine Eispartikel ($D_p < 20 \mu\text{m}$).

Die Messungen zu diesem Wolkenereignis sind in Abb. 4.20 dargestellt. Der Wind kam während der gesamten Fallstudie aus Nordwest und stieg von etwa 6 m s^{-1} um 14:00 Uhr, auf über 12 m s^{-1} um 21:00 Uhr an. Zum Ende des Wolkenereignisses um 04:00 Uhr lag die Windgeschwindigkeit wieder knapp oberhalb von 6 m s^{-1} . Der Verlauf der Temperatur folgte der Windgeschwindigkeit, wobei der Startwert bei etwa $-16 \text{ }^\circ\text{C}$ lag und die Amplitude etwa $4 \text{ }^\circ\text{C}$ betrug. Der relative Feuchte Sensor von MeteoSchweiz wurde vor diesem Wolkenereignis ausgetauscht. Ist die HFSJ, wie etwa um 18:00 Uhr, von einer Wolke umgeben beträgt RH_{Wasser} etwa 85%. Dies ist ein relativ niedriger Wert und lässt vermuten, dass die von MeteoSchweiz ausgegebenen Größen einen Offset haben.

Der SID-3 weist die aufziehende Wolke um kurz vor 15:00 Uhr in Form eines Anstiegs der Tröpfchen-Anzahlkonzentration nach (Abb. 4.20 c) - e)). Im Verlauf der Messung befindet sich das Maximum der Tröpfchenmode zwischen $10 \mu\text{m}$ und $20 \mu\text{m}$. Aus Abb. 4.20 d) ist ersichtlich, dass der größte Histogrammeintrag von Eispartikeln dominiert wird. Diese Abbildung zeigt aber auch, dass während dieser Messung relativ viele Streumuster kleiner Eispartikel aufgenommen wurden. Aus dem Vergleich der Teilabbildungen

4.20 a) und e) ist ersichtlich, dass auch am 22/02/2014 eine Korrelation zwischen Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel und Windgeschwindigkeit auftritt. Ein weiteres interessantes Merkmal dieser Messungen ist, dass kurz vor und kurz nach 17:00 Uhr die Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel jeweils um etwa eine Größenordnung springt. Die Tröpfchenzählrate bleibt währenddessen konstant. Zu diesen Zeitpunkten erhöht sich jeweils die Eispartikelfraktion für $D_p < 10 \mu\text{m}$ (siehe Abb. 4.20 d)). Eine Formanalyse der kleinen Eispartikel ist in Abschnitt 4.2.6 ausgeführt.

4.2.3 Korrelation von Windgeschwindigkeit und Eispartikel-Anzahlkonzentration auf dem Jungfraujoch

Bereits bei der Vorstellung der Fallstudien vom 24/02/2013 und 22/02/2014 wurde angemerkt, dass die gemessene Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel mit der Windgeschwindigkeit korreliert. Dieser Abschnitt ist der Prüfung der präsentierten Fallstudien auf diesen Zusammenhang hin gewidmet.

Zunächst möchte ich die folgende zwei Hypothesen vorstellen, die das Auftreten einer Korrelation von Windgeschwindigkeit und Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel erklären.

Die erste Hypothese beruht auf der Tatsache, dass die Windrichtung auf dem Jungfraujoch eine vertikale Komponente besitzt. Im Hinblick auf die Vorgeschichte des beobachteten Wolkenpakets ist somit festzuhalten, dass je höher die Windgeschwindigkeit am Ort der Messung ist, desto schneller hat sich das Luftpaket abgekühlt (siehe HAMMER ET AL. (2014) für Details). Eine höhere Abkühlrate führt zu einer höheren Eisproduktionsrate (VALI/SNIDER, 2015). Die relativ hohen Anzahlkonzentrationen könnten durch die Nukleation auf sehr eisaktiven, prä-aktivierten Eiskeimen bedingt sein, die von den schneebedeckten Oberflächen um die Bergstation aufgewirbelt werden. Die vom SID-3 nachgewiesenen kleinen Eispartikel sollten, in einer MPW, frisch nukleierte Eispartikel sein, da Eispartikel bedingt durch den WBF-Prozess sehr schnell wachsen. Folglich ist die Anzahlkonzentration von kleinen Eispartikeln ein Maß für die Eisnukleationsrate. Es ist zu erwarten, dass Eispartikel direkt nach ihrer Nukleation durch Immersions-, Kontakt- oder Kondensationsgefrieren aus Wolkenströpfchen verbreitet irregulär geformt sind. Im Rahmen von AIDA Experimenten wird dies typischerweise so beobachtet (Abb. 4.10). Zusätzliche Eispartikel die durch Fragmentation während des Gefrierens entstehen sollten ebenfalls irregulär geformt sein (vgl. Abschnitt 2.1.4).

Die zweite Hypothese ist, dass höhere Windgeschwindigkeiten zu mehr Kollisionen zwischen Wolkenpartikeln sowie zum Aufwirbeln und Fragmentieren von Schnee und Eispartikeln vom Boden führen. Beide Mechanismen würden zu einem Anstieg der Anzahlkonzentration von kleinen Eispartikeln führen. Das Aufwirbelungs-Argument scheint der Beobachtung zu widersprechen, dass keine Eispartikel während wolkenfreien Zeitspannen mit hoher Windgeschwindigkeit nachgewiesen wurden. Hierbei ist jedoch zu bedenken, dass ein schneller Reifaufwuchs auf allen, der Wolke ausgesetzten Oberflächen, stattfindet, falls die HFSJ von einer MPW umgeben ist. Die Prozesse der zweiten Hypothese sind dem Hallett-Mossop Prozess ähnlich und die entstehenden Bruchstücke werden vom Wind zum Messgerät transportiert. Auf diesen Wegen generierte Eispartikel sollten vermehrt säulenförmig sein (vgl. Abschnitt 2.1.4) und folglich vom SID-3 als säulenförmig oder hexagonal nachgewiesen werden.

Zur weiteren Überprüfung dieser Hypothesen ist in Abb. 4.21 das Ergebnis einer Korrelationsanalyse für die vier oben eingeführten Fallstudien von CLACE 2013 und

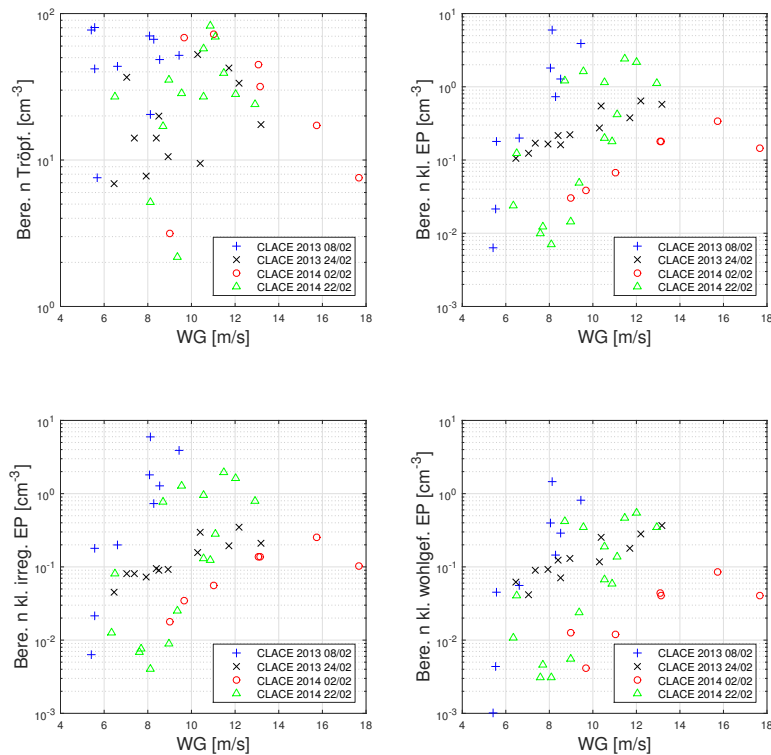


Abbildung 4.21: Analyse zur Korrelation der Windgeschwindigkeit (WG) und der Anzahlkonzentrationen von Tröpfchen a), allen kleinen Eispartikeln (EP) b), kleinen irregulären EP c) und kleinen wohlgeformten EP d). Kleine EP bedeutet in diesem Zusammenhang $D_p < 20 \mu\text{m}$. Wohlgeformte EP setzen sich aus säulenförmig oder hexagonal klassifizierten kleinen EP zusammen. Die Daten sind 1 h Mittelwerte der in den Abb. 4.17, 4.18, 4.19 und 4.20 dargestellten Zeitreihen.

CLACE 2014 gezeigt. Zunächst ist festzustellen, dass für die Anzahlkonzentration von Tröpfchen (Abb. 4.21 a)), in den betrachteten Fallstudien, eine sehr schwache Korrelation und für den 02/02/2014 sogar eine Antikorrelation festzustellen ist. Im Gegensatz dazu zeigt sich für die Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel eine Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Diese Abhängigkeit scheint für die beiden Südwindfälle, CLACE 2013 24/02/2013 (\times) und CLACE 2014 22/02/2014 (Δ), eine ähnliche Form zu haben. Die Korrelation in den beiden Nordwindfällen, CLACE 2013 08/02/2013 (+) und CLACE 2014 02/02/2014 (o), weicht allerdings recht stark voneinander ab.

Dieses Muster einer ähnlichen Korrelation bei Südwind und einer recht großen Diskrepanz bei Nordwind tritt auch in den Teilabbildungen 4.21 c) und d) auf. Außerdem verdeutlichen diese Darstellungen, dass sowohl die Anzahlkonzentrationen von kleinen irregulären wie auch von wohlgeformten Eispartikel mit der Windgeschwindigkeit korrelieren. Dabei umfassen wohlgeformte, sowohl als säulenförmig wie auch als hexagonal klassifizierte Eispartikel. Folglich kann keine der oben aufgeführten Hypothesen durch die Analyse der Form unterstützt oder ausgeschlossen werden. Vermutlich waren während der Beobachtungszeiträume verschiedene Prozesse zur Eisentstehung gleichzeitig aktiv. Weitere Untersuchungen mit schnellen zusätzlichen Wasserdampfmessungen sind nötig um die Prozesse, die zu den Korrelationen führen, zu identifizieren.

4.2.4 Vergleich von SID-3 und Ice-CVI Messungen von CLACE 2013

Im Rahmen von CLACE 2013 wurde von Stephan Mertes, TROPOS Leipzig ein Einlass zur Extraktion von kleinen Eispartikeln ($D_{\text{aero.}} < 20 \mu\text{m}$) aus MPWn, mit dem Namen Ice-CVI betrieben. Im Ice-CVI werden sowohl unterkühlte Tröpfchen als auch kleine Eispartikel beschleunigt und auf kalten Metallplatten impaktiert. Die unterkühlten Tröpfchen frieren an den Metallplatten fest, wohingegen die kleinen Eispartikel von diesen abprallen (weitere Details in [MERTES ET AL. \(2007\)](#)). Nach der Extraktion wird im Ice-CVI nicht direkt die Anzahl von kleinen Eispartikeln wohl aber die Anzahl, Größe und Zusammensetzung der Eisresiduen untersucht. Geht man davon aus, dass kleine Eispartikel vor kurzer Zeit heterogen nukleiert sind, erwartet man, dass jeder Eispartikel genau ein Eisresiduum enthält und deren Anzahl übereinstimmt. Die Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel wurde, wie oben ausgeführt, während CLACE 2013 durch den SID-3 gemessen. Stimmen die Anzahlkonzentrationen der Eispartikel-Residuen und der kleinen Eispartikel nicht überein, sind, wolkenphysikalisch motiviert, folgende zwei Situationen denkbar:

- (i) Werden mehr Eispartikel als Eisresiduen detektiert, könnten die Eispartikel ohne Residuum durch Multiplikationsprozesse entstanden sein. Durch einen Multiplikationsprozess werden wenige Eispartikel in viele Bruchstücke verwandelt. Unter den Bruchstücken sollte nur ein Teilstück den ursprünglichen Eiskeim enthalten. Die Form der Eispartikel kann wertvolle Hinweise auf die Art der Eismultiplikationsprozesse liefern (siehe Abschnitt 2.1.4). Der Hallett-Mossop Prozess führt z.B. zu vermehrt säulenförmigen Partikeln.
- (ii) Treten mehr Eisresiduen als Eispartikel auf, müssen sich an den Eispartikeln zusätzliche Aerosolpartikel angelagert haben. Dies kann durch Kollisionen des Eispartikels mit Aerosolen und/oder Wolkenpartikeln geschehen. Falls sich durch die Kollision die Form ändert, sollte dies zu mehr irregulären Eispartikeln führen.

Von diesen Punkten abgesehen sind Abweichungen zwischen den SID-3 und Ice-CVI Messungen aufgrund einiger technischer Gegebenheiten vorstellbar. So werden die Messungen etwa 15 m voneinander entfernt auf unterschiedlichen Seiten des HFSJ Gebäudes durchgeführt. Der SID-3 wird unmittelbar angeströmt, während der Ice-CVI eine ruhende Luftmasse beprobt. Zudem können die Einlasseffizienzen einen Einfluss auf die Resultate haben. Hier ist besonders hervorzuheben, dass die gemessene Partikelgröße des SID-3 der optischen Größe entspricht, während der Ice-CVI ein $D_{50} = 20 \mu\text{m}$ (Einlasseffizienz sinkt mit steigender Größe auf 50 %) hat, der auf den aerodynamischen Äquivalentdurchmesser bezogen ist.

Der zeitliche Verlauf der Anzahlkonzentrationen von kleinen Eispartikeln und Eisresiduen ist in der oberen Teilabbildung 4.22 dargestellt. Die Anzahlkonzentration der Eisresiduen wurde mit einem Kondensationspartikelzähler („Condensation Particle Counter“ (CPC), TSI, Inc.) gemessen. Dieser weist Aerosolpartikel ab einer Größe von 10 nm bis 10 μm nach. Im betrachteten Zeitraum liegt die Anzahlkonzentration von Eisresiduen zunächst höher als die der kleinen Eispartikel. Dies deutet auf Situation (ii) hin. Die Anzahlkonzentrationen gleichen sich im Verlauf der Messung an und ab 06:00 Uhr werden mehr kleine Eispartikel als Eisresiduen nachgewiesen, was Situation (i) impliziert.

Die Fraktion wohlgeformter Eispartikel fluktuiert im betrachteten Zeitraum. Um diese Fluktuationen als Signatur des Durchzugs eines Eismultiplikationsereignisses werten zu

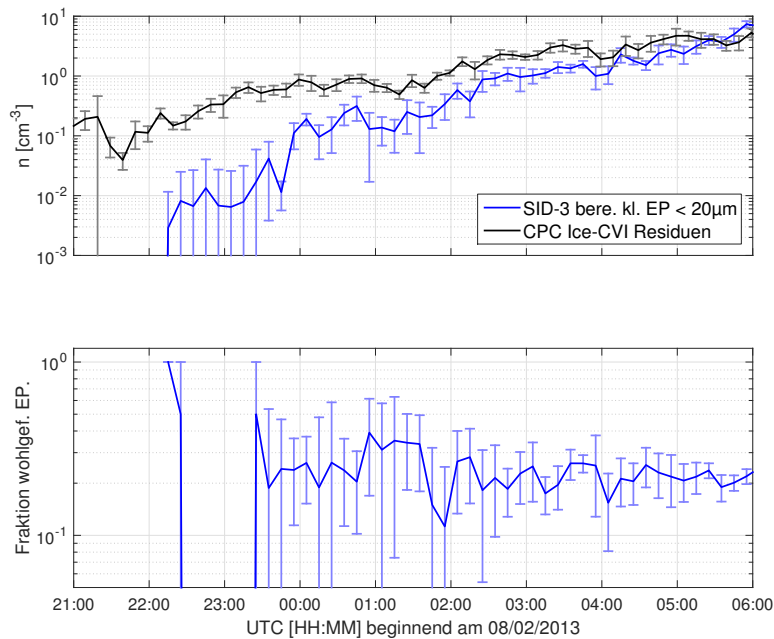


Abbildung 4.22: Oben: Anzahlkonzentration von kleinen Eispartikeln abgeleitet aus den SID-3 Messungen (aus Abb. 4.17 d)) und Anzahlkonzentration von Eisresiduen gemessen mit einem Kondensationspartikelzähler (CPC) hinter dem Ice-CVI. Unten: Formanalyse der SID-3 Streumuster kleiner Eispartikel. Mittelungszeit der Daten: $t_m = 10$ min.

können, sollte die Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel über der, der Eisresiduen liegen, was nicht auftritt.

Über den gesamten Zeitraum ist kein Trend der Formfraktionen erkennbar, wobei die Fluktuationen der Formfraktionen mit der steigenden Anzahl von analysierten Streumustern abnehmen. Belastbaren Hinweise auf Eismultiplikationsprozesse sind aus Abb. 4.22 nur schwer ableitbar.

Abschließend ist zu diesem Vergleich festzustellen, dass die Anzahlkonzentrationen von kleinen Eispartikeln und Eisresiduen in der präsentierten Fallstudie sehr gut übereinstimmen. Dieser Vergleich wird im Moment (Stand Sommer 2015) von P. Kupiszewski, PSI für eine Publikation aufbereitet. Für die Fallstudie vom 24/02/2013 und während CLACE 2014 war der Ice-CVI leider nicht verfügbar.

4.2.5 PPD-2K Messungen als Teil des ISI während CLACE

Der eisselektive Einlass (ISI) wurde unter meiner Beteiligung ab dem Jahr 2012 am Paul Scherrer Institut (PSI), Schweiz entwickelt. Der ISI wurde gebaut um kleine Eispartikel aus einer MPW zu extrahieren. Im Gegensatz zum Ice-CVI geschieht dies ohne Impaktion, sondern durch Verdampfen der unterkühlten Flüssigwassertropfen. Eine Beschreibung des ISI ist in Abschnitt 3.2.3 gegeben, die auch eine schematische Darstellung (Abb. 3.16) sowie Fotografien (Abb. 3.17) beinhaltet. Die Zielsetzung dieser Arbeit im Hinblick auf den ISI war die Integration des PPD-2K in den Einlass, womit zwei Ziele verfolgt wurden.

- Zum einen ist es mit dem PPD-2K möglich, die Phase der Wolkenpartikel nach

der ISI Verdampfungseinheit zu bestimmen. Damit ermöglichen die PPD-2K Messungen eine Überprüfung der Funktion des ISI.

- Zum anderen ist ein funktionierender ISI ein Filter für die kleinen Eispartikel einer MPW. Die Anzahlkonzentration von Tröpfchen ist in einer MPW typischerweise viel höher als die der Eispartikel. Deshalb ist zu erwarten, dass Messungen mit dem PPD-2K, als Teil des ISI, die Möglichkeit zu einer sehr detaillierten Untersuchung der Eisphase in einer MPW bieten. Dabei werden Anzahl, Größe, Morphologie und das zeitliche Auftreten der kleinen Eispartikel im ISI durch PPD-2K Messungen bestimmt.

In diesem Abschnitt wird zunächst auf den ersten Punkt eingegangen. Daran anschließend wird der zweite Punkt durch eine Analyse der Morphologie der Eiskristalle beleuchtet. Außerdem wird im folgenden Abschnitt 4.2.6 ein systematischer Vergleich zwischen PPD-2K und SID-3 Messungen angestrengt.

Zur Funktionsüberprüfung des ISI ist anzumerken, dass während CLACE 2013 wiederholt Probleme mit der Datenerfassungssoftware des PPD-2K auftraten, was die Darstellung einer kontinuierlichen Zeitreihe verhindert. Für ausgewählte Fallstudien konnten in den PPD-2K Daten von CLACE 2013, jedoch keine Tröpfchenstrommuster identifiziert werden.

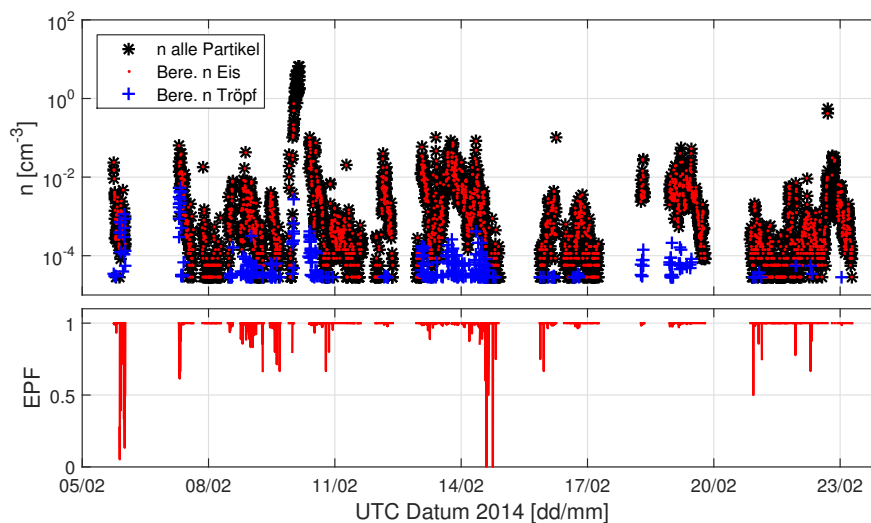


Abbildung 4.23: Zeitlicher Verlauf der mit dem PPD-2K während CLACE 2014 detektierten Streumuster und der daraus abgeleiteten Eispartikelfraktion (EPF). Mittelungszeit der Daten: $t_m = 300$ s.

Aus den PPD-2K Messungen während CLACE 2014 wurden, die in Abb. 4.23 dargestellten Anzahlkonzentrationen von Tröpfchen und kleinen Eispartikeln abgeleitet. Der PPD-2K war dabei als Teil des ISI aufgebaut. Nach der ISI Verdampfungseinheit ist die Tröpfchen-Anzahlkonzentration relativ gering. Dies bedeutet, dass die Tröpfchen wie gewünscht in der ISI Verdampfungseinheit entfernt werden. Während CLACE 2014 hat sich eine Version der Verdampfungseinheit mit einem Innendurchmesser von 0,1 m und einer Länge von 0,6 m bewährt. In diesem Zusammenhang sei als Bemerkung zu den CLACE 2013 Daten angefügt, dass die Verweildauer der Wolkenpartikel in der CLACE 2013 Verdampfungseinheit etwa doppelt so lang war wie während CLACE 2014.

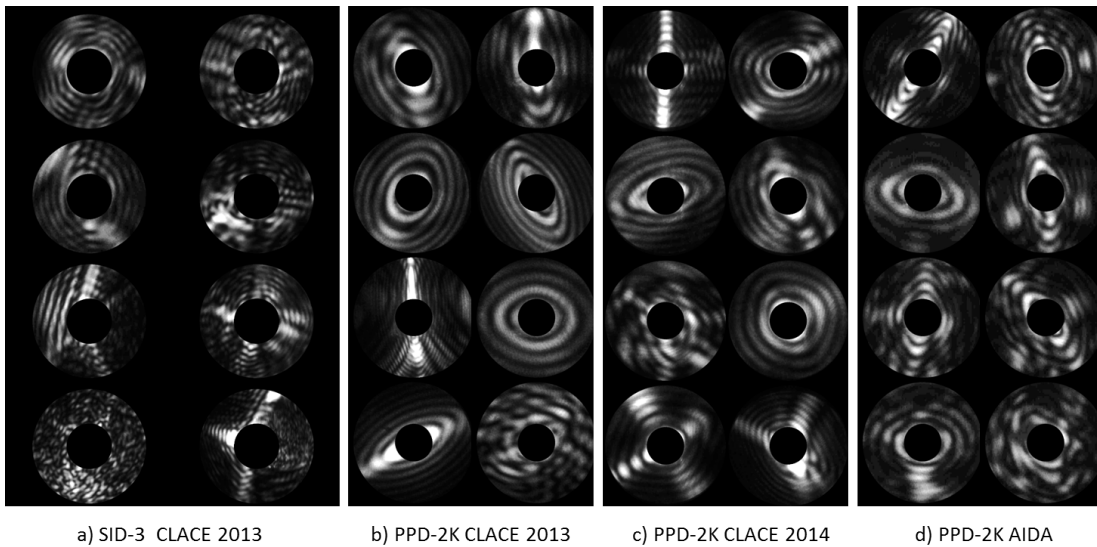


Abbildung 4.24: Zufällig ausgewählte Streumuster kleiner Eispartikel. In a) sind Aufnahmen des SID-3 während CLACE 2013 zwischen 18:20 und 18:30 Uhr 12/02/2013 UTC dargestellt. Die Muster in b) wurden mit dem PPD-2K während CLACE 2013 zwischen 19:55 Uhr 12/02/2013 und 01:20 Uhr 13/02/2013 UTC aufgenommen. Die Bilder in c) detektierte der PPD-2K im Rahmen von CLACE 2014 zwischen 09:20 und 11:00 Uhr 14/02/2014 UTC. Die Daten in d) wurden mit dem PPD-2K an der AIDA Kammer (RICE02 Exp. 18) während einer sublimierenden Wolke aufgezeichnet. Übernommen aus KUPISZEWSKI ET AL. (2015).

Während einzelner CLACE 2013 Fallstudien wurden keine Tröpfchenstreumuster identifiziert. Die höhere Verweildauer legt nahe, dass während der gesamten CLACE 2013 Kampagne keine Tröpfchen transmittiert wurden.

Neben den PPD-2K Messungen wurde die Anzahl und Größe von Wolkenpartikeln im ISI während beider CLACE Kampagnen auch mit zwei WELAS OPZ ermittelt. Die WELAS OPZ wurden in Abschnitt 3.2.1 bereits kurz beschrieben und zeichnen Streulicht einzelner Wolkenpartikel unter 90° auf. Bei dieser Methode hängt das Streusignal von Eispartikeln, von deren Form und Orientierung ab. Im Vergleich zu Tröpfchen erscheinen Eispartikel bei dieser Methode relativ groß. Zur Unterscheidung zwischen Eispartikeln und Tröpfchen wird eine Schwellwertgröße eingeführt. Als Eispartikel werden alle Partikel über der Schwellwertgröße deklariert. Die Tatsache, dass die Eispartikelgröße überschätzt wird, ist für die Diskriminierung der Phase von Vorteil. Durch die Verwendung einer Schwellwertgröße ist die Güte der Phasendiskriminierung allerdings eine Funktion der Tröpfchengröße.

Summiert man alle Wolkenereignisse der Kampagnen auf, detektierte der obere WELAS OPZ eine Tröpfchenmode die nach dem Durchgang durch die ISI Verdampfungseinheit im unteren WELAS OPZ nicht mehr nachgewiesen werden konnte. Mit einer Schwellwertgröße von $15\ \mu\text{m}$ erhält man als Transmissionseffizienzen für Eispartikel 7% bis 18% für CLACE 2013 und 20% bis 32% für CLACE 2014. Die untere Grenze gilt jeweils für Eispartikel mit $D_p \approx 15\ \mu\text{m}$ und die obere für $D_p \approx 20\ \mu\text{m}$. Eine detaillierte Diskussion hierzu ist in KUPISZEWSKI ET AL. (2015) gegeben.

Im Hinblick auf die Idee den ISI als Filter für die detaillierte Charakterisierung von kleinen Eispartikeln in MPWn zu verwenden sind die niedrigen Transmissions-effizienzen problematisch. Diese lassen vermuten, dass sich die Eispartikelpopulation beim Durchgang durch die ISI Verdampfungseinheit verändert. In Abb. 4.24 sind Streumustern, die in unterschiedlichen Wolkensituationen aufgenommen wurden, zusammengestellt. Die Messungen von CLACE 2013 (Abb. 4.24 a) und b)) offenbaren einen deutlichen Unterschied in der Form der Streumuster des SID-3 und des PPD-2K. Die Streumuster des PPD-2K zeigen mehr ellipsoide Formen. Solche Formen werden an der AIDA bei sublimierenden Eiswolken (Abb. 4.24 d)) beobachtet. Damit ist zu vermuten, dass die Eispartikel in der ISI Verdampfungseinheit von CLACE 2013 sublimieren. Während CLACE 2014 waren die PPD-2K Streumuster (Abb. 4.24 c)) weniger ellipsoid und damit vergleichbar zu den SID-3 Streumustern. Hierzu sei angemerkt, dass die SID-3 Streumuster während CLACE 2013 und CLACE 2014 sehr ähnlich waren, weshalb nur CLACE 2013 Daten dargestellt sind.

Zum den Gründen für das Sublimieren der Eispartikel im ISI von CLACE 2013 wurden bereits von KUPISZEWSKI ET AL. (2015) folgende Erklärungsversuche präsentiert:

- (i) Ist die ISI-Verdampfungseinheit permanent wärmer als das beprobte Wolkenvolumen, werden ihre Wände eisfrei. Das angesaugte Wolkenvolumen wird beim Eintritt erwärmt, was zum Verdampfen aller Wolkenpartikel führt.
- (ii) Ist die ISI-Verdampfungseinheit fortlaufend kälter als das beprobte Wolkenvolumen, bilden ihre Wände eine Senke für Wasserdampf. Dadurch verdampfen/sublimieren alle angesaugten Wolkenpartikel.
- (iii) Ähnlich dem Kelvin Effekt für Flüssigwassertropfchen könnte in der ISI-Verdampfungseinheit ein Mechanismus aktiv sein, der zum Abrunden und Sublimieren von Eispartikeln führt. Grund hierfür ist, dass der Wasserdampfdruck über einer gekrümmten Oberfläche erhöht ist, was zum Abrunden durch Sublimation der Eispartikel führen könnte. Ähnliches wurde, wenn auch fernab von Feldmessbedingungen an einem Elektronenmikroskop, von PFALZGRAFF ET AL. (2010) beschrieben.

Bei allen aufgeführten Erklärungen würden das Abrunden und Sublimieren mit steigender Verweildauer stärker werden. Dies suggeriert auch der Vergleich zwischen den PPD-2K Streumustern von CLACE 2013 (lange Verweildauer) und CLACE 2014 (kurze Verweildauer). Um die Erklärungsversuche (i) und (ii) bewerten zu können wären sehr exakte Messungen der Umgebungstemperatur und der Temperatur des ISI notwendig. Zu allen Temperaturmessungen auf der HFSJ ist anzumerken, dass die Sensoren in einer MPW ständig vereisen. Durch den Reifaufwuchs werden die Sensoren thermisch isoliert und es wird latente Wärme frei. Es ist zudem unklar welcher Temperaturunterschied für eine Eispartikelsublimation notwendig ist. Im Moment (Sommer 2015) laufen die Vorarbeiten zu einer Wolkenkammer am KIT IMK-AAF mit kühlbaren Wänden. Diese Kammer sollte neue Erkenntnisse zum Verhalten kleiner Eispartikel in MPWn und über ausgedehnten Eisoberflächen liefern.

Ein systematischer Vergleich der Messungen von SID-3 und PPD-2K während CLACE 2013 und CLACE 2014 wird im anschließenden Kapitel ausgeführt.

4.2.6 Vergleich von SID-3 und ISI Messungen während CLACE

In diesem Abschnitt werden Messergebnisse des SID-3 mit Messungen von Geräten des ISI verglichen. Die betrachteten Geräte des ISI sind hierbei, der obere und untere

WELAS OPZ und der PPD-2K (vgl. Abb. 3.16). In diesem Kapitel werden Fallstudien aus CLACE 2013 vom 24/02/2013 (Abb. 4.18) und aus CLACE 2014 vom 22/02/2014 (Abb. 4.20) dargestellt. Der Vergleich umfasst sowohl

- a) Anzahlkonzentrationen zwischen allen Messgeräten wie auch
- b) die Form von Eispartikeln zwischen SID-3 und PPD-2K.

Was ist bei diesem Vergleich zu erwarten?

Beim Vergleich a) ist idealerweise zu erwarten dass die Anzahlkonzentrationen von SID-3 und oberem WELAS OPZ des ISI nahezu Deckungsgleich sind. Der obere WELAS OPZ beprobt keine großen Eispartikel, da diese von einem Zyklon mit $D_{50} = 20 \mu\text{m}$ entfernt werden. Die Anzahlkonzentration von Mischphasenwolkenpartikeln wird aber typischerweise von Tröpfchen mit $D_p < 20 \mu\text{m}$ dominiert und die Abweichung der Anzahlkonzentrationen sollte deshalb klein sein. Zudem sollte die Anzahlkonzentration von kleinen Eispartikeln des SID-3, mit den Anzahlkonzentrationen des unteren WELAS OPZ und des PPD-2K übereinstimmen.

Zum Vergleich b) ist anzumerken, dass die Form der Eispartikel im SID-3 und PPD-2K identisch sein sollte. Eine erste Gegenüberstellung hierzu wurde bereits im vorherigen Abschnitt 4.2.5 ausgeführt. In diesem Kapitel soll ein systematischer Vergleich angestellt werden. Hierzu sind die in Kapitel 4.1.2 ermittelten, formabhängigen Nachweiswahrscheinlichkeiten des SID-3 und PPD-2K von Bedeutung. Bei gleichen Eispartikelformen ist demnach zu erwarten, dass die aus den CLACE Daten abgeleiteten Eispartikelfraktionen ein ähnliches Muster wie die AIDA Resultate zeigen. Durch die Messungen an der reinen Eiswolke in der AIDA wird zudem eine Korrektur der CLACE Ergebnisse möglich.

Fallstudie CLACE 2013 24/02/2013

Die Messdaten zur Fallstudie CLACE 2013 24/02/2013 sind in Abb. 4.25 dargestellt. Zu Vergleich a): die in Teilabbildung 4.25 a) dargestellten Anzahlkonzentrationen zeigen folgende Abweichungen,

- (i) zwischen der Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel ($D_p < 20 \mu\text{m}$) des SID-3 (schwarze Linie) und den Werten des oberen WELAS OPZ (blaue Linie),
- (ii) zwischen dem unteren WELAS OPZ (grüne Linie) und dem PPD-2K (schwarz gestichelte Linie) und
- (iii) zwischen diesen Werten und der Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel des SID-3 (rote Linie).

Einen ersten Anhaltspunkt, dass die Wolkenpartikel-Anzahlkonzentration im ISI niedriger ist, als im SID-3 liefert (i) der Vergleich der Anzahlkonzentrationen des oberen WELAS mit der aller Partikel des SID-3 mit $D_p < 20 \mu\text{m}$. Hier liegen die SID-3 Werte dauerhaft ca. ein bis zwei Größenordnungen höher. Als Gründe für diese Abweichung sind anzuführen, dass beide Messungen etwa 15 m voneinander entfernt auf unterschiedlichen Seiten des HFSJ-Gebäudes durchgeführt wurden. Es sind unterschiedliche Messergebnisse zu erwarten, da sowohl die Anströmung als auch die Probenahme des SID-3 turbulent erfolgen, während der ISI eine relativ ruhende Luftmasse laminar beprobt. Zudem ist die Einlasseffizienz des SID-3 (siehe Abschnitt 3.2.5) nicht hinreichend bekannt und die Daten des ISI sind nicht korrigiert (siehe KUPISZEWSKI ET AL. (2015)). Deshalb ist mit weiteren Unsicherheiten durch die Einlasseffizienzen zu rechnen.

Die Abweichung (ii) liegt relativ konstant bei etwa einer Größenordnung. Als Begründung ist die relativ hohe Nachweisschwelle des PPD-2K von etwa $7 \mu\text{m}$ anzuführen,

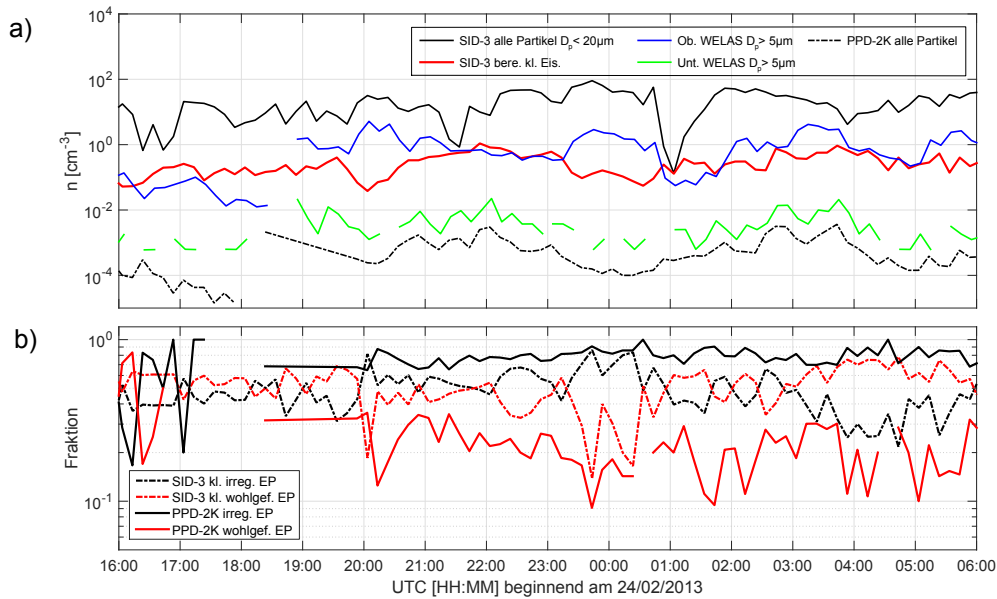


Abbildung 4.25: Anzahlkonzentrationen gemessenen mit dem SID-3 und von Geräten des ISI während der CLACE 2013 Fallstudie vom 24/02/2013 (SID-3 Daten aus Abb. 4.18). a): Zeitlicher Verlauf der Anzahlkonzentrationen des SID-3 sowie der WELAS OPZ und des PPD-2K als Teile des ISI. (Schematischer Aufbau des ISI: Abb. 3.16). b): Zeitlicher Verlauf der Fraktion von irregulären und wohlgeformten (säulenförmigen und hexagonalen) Eispartikeln. Mittelungszeit der Daten: $t_m = 10$ min.

die bereits in Abschnitt 4.1.1 erwähnt wurde. Außerdem traten bei den WELAS OPZ während den CLACE Kampagnen wiederholt Probleme mit der Größenkalibration auf, die sich auch auf die Anzahlkonzentration $D_p > 5 \mu\text{m}$ auswirken.

Abweichung (iii) beträgt im betrachteten Zeitraum zwischen zwei und drei Größenordnungen. Die Gründe für diese Abweichung sind die gleichen wie für Abweichung (i). Es kommt bei Abweichung (iii) jedoch noch zum einen dazu, dass die Transmissionseffizienz des ISI für Eispartikel während CLACE 2013 nur 7 % bis 18 % (KUPISZEWSKI ET AL., 2015) betrug und von der Partikelgröße abhing. Dies erklärt dass Abweichung (iii) in etwa eine Größenordnung größer ist als (i). Zu anderen werden die kleinen Eispartikel im SID-3 anhand der optischen, im ISI hingegen anhand der aerodynamischen Größe selektiert. Dies kann zu weiteren Abweichungen führen.

Die Teilabbildung 4.25 b) zeigt die detektierten Eispartikelformen von SID-3 und PPD-2K. Die Anzahl wohlgeformter Partikel des SID-3 liegt höher als die des PPD-2K. Dies ist aufgrund der AIDA Messungen (Abschnitt 4.1.2) zu erwarten. Zudem ist eine recht gute zeitliche Korrelation in der Fraktion der wohlgeformten Eispartikel beider Messgeräte erkennbar.

Die über den letzten Teil dieser Fallstudie gemittelten Messdaten sind in Tabelle 4.2 dargestellt. Zwischen der Anzahl der analysierten Streumuster kleiner Eispartikel liegt ein Faktor 8. Damit sind die SID-3 Ergebnisse statistisch fundierter und der erhoffte statistische Vorteil aus einer Integration des PPD-2K in den ISI blieb aus. Die Fehlerbereiche der Formfraktionen des PPD-2K überlappen mit denen der korrigierten SID-3 Werte. Damit ergibt sich neben der guten zeitlichen Korrelation auch eine rela-

	N	irreg. EPF	wohlgef. EPF
SID-3 kl. EP	16966	0.49 ± 0.15	0.51 ± 0.15
SID-3 kl. EP korr.	16966	0.63 ± 0.22	0.36 ± 0.11
PPD-2K im ISI	2396	0.8 ± 0.08	0.20 ± 0.08

Tabelle 4.2: Analyse der Streumuster kleiner Eispartikel (EP) des SID-3 und des PPD-2K aus CLACE 2013. Für die Korrektur der SID-3 Fraktionen wurden die in Tabelle 4.1 aufgeführten Koeffizienten verwendet. Datengrundlage sind die in Abb. 4.25 b) dargestellten Daten von 21:00 Uhr 24/02/2013 bis 06:00 Uhr 25/02/2013 UTC.

tiv gute Übereinstimmung der gemittelten Daten. Dies ist überraschend in Anbetracht der Tatsache, dass die ISI-Verdampfungseinheit Version CLACE 2013 nur 7 % bis 18 % der Eispartikel transmittiert. Die vom PPD-2K während CLACE 2013 aufgezeichneten Streumuster zeigen zudem vermehrt ellipsoide Formen. Dies ist in Abb. 4.24 dargestellt und wie oben erläutert ein Indiz für das Sublimieren der Eispartikel im ISI.

Abschließend ist zu bemerken, dass die Transmission von Eispartikeln, des ISI von CLACE 2013 relativ gering war, und kein statistischer Vorteil durch den Betrieb des PPD-2K als Teil des ISI entstand. Der PPD-2K hat sogar weniger Streumuster als der SID-3 aufgezeichnet. Außerdem geben die detektierten Streumuster Hinweise auf das Sublimieren von Eispartikeln in der ISI Verdampfungseinheit. Dabei bleibt die ursprüngliche Form der Eispartikel im ISI jedoch detektierbar.

Fallstudie CLACE 2014 22/02/2014

Die Messdaten zum Vergleichs des SID-3 mit den Instrumenten im ISI bei dieser Fallstudie sind in Abb. 4.26 dargestellt. Der Anstieg der Anzahlkonzentrationen durch das Aufziehen der Wolke um etwa 16:00 Uhr, in Teilabbildung a), wird von allen Geräten detektiert. Ein sehr interessantes Merkmal dieser Messung sind die Spitzen in den Anzahlkonzentrationen kurz vor und kurz nach 17:00 Uhr. Diese werden sowohl vom SID-3 als auch von den Instrumenten des ISI nachgewiesen und weiter unten weiter untersucht.

Die Abweichungen zwischen den dargestellten Anzahlkonzentrationen lassen sich wie im Fall von CLACE 2013 ausgeführt in die drei Kategorien (i), (ii) und (iii) einteilen. Die Begründung der Abweichungen ist identisch zu der oben gegebenen und wird an dieser Stelle nicht wiederholt. Zur Abweichung zwischen der Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel des SID-3 und denen Anzahlkonzentrationen des unteren WELAS und des PPD-2K ist anzumerken, dass die Eispartikel-Transmissioneffizienz der ISI-Verdampfungseinheit während CLACE 2014 bei 20 % bis 32 % lag. Dies führt zu einer etwas kleineren (iii)-Abweichung bei CLACE 2014 (Abb. 4.26 a)) als bei CLACE 2013 (Abb. 4.25 a)).

Der Diskussion der Formfaktoren ist vorweg zu stellen, dass während CLACE 2014 der SID-3 der Uni. Hertfordshire verwendet wurde. Alle anderen SID-3 Daten dieser Arbeit, wie auch die AIDA Messungen zur Formanalyse und Nachweiskorrektur wurden mit dem SID-3 des KIT durchgeführt. Im Weiteren wird davon ausgegangen, dass beide SID-3 Geräte die gleiche Detektionscharakteristik aufweisen.

Bei der Diskussion der Anzahlkonzentrationen wurden bereits die Spitzen um 17:00 Uhr erwähnt. Diese sind auch als Spitzen in Abb. 4.26 b) erkennbar. Der SID-3 hat zu diesen

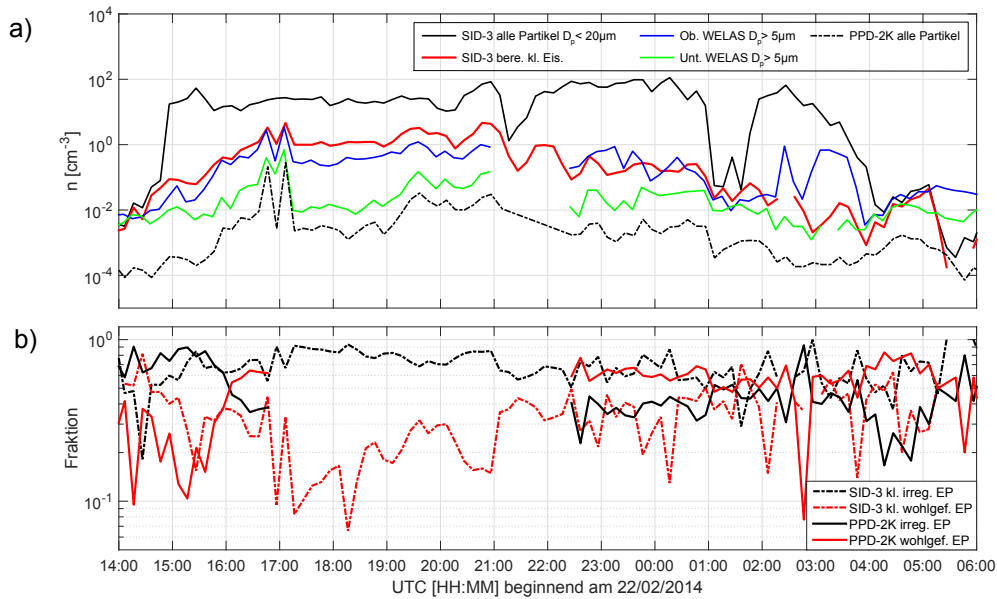


Abbildung 4.26: Anzahlkonzentrationen gemessenen mit dem SID-3 und von Geräten des ISI während der CLACE 2014 Fallstudie vom 22/02/2014 (SID-3 Daten aus 4.20). a): Zeitlicher Verlauf der Anzahlkonzentrationen von SID-3, den WELAS OPZ des ISI und des PPD-2K. (Schematischer Aufbau des ISI: Abb. 3.16). b): Zeitlicher Verlauf der Fraktion von irregulären und wohlgeformten (säulenförmigen und hexagonalen) Eispartikeln. Mittelungszeit der Daten: $t_m = 10$ min.

Zeitpunkten schlagartig mehr wohlgeformte Eispartikel detektiert. Leider ist in diesem Zeitraum die Bildaufnahme des PPD-2K ausgefallen und damit keine entsprechende Analyse von Streumustern möglich. Um die Herkunft der wohlgeformten Eispartikel um 17:00 Uhr zu verstehen, wurden hoch aufgelöste Windgeschwindigkeitsmessungen der Universität Manchester betrachtet. Diese zeigen jedoch keine Auffälligkeiten. Deshalb ist davon auszugehen, dass diese Eispartikel nicht aufgewirbelt oder durch Reifaufwuchs produziert wurden.

Die vom SID-3 detektierten, wohlgeformten Partikel sind ein Hinweis auf einen Eismultiplikationsprozess, der wie der Hallett-Mossop Prozess säulenförmige Eispartikel generiert. In dieser Fallstudie ist eine direkte Messung gelungen. Die Temperatur befindet sich mit -15 °C (Abb 4.20 b)) nicht im Hallett-Mossop Bereich von -3 °C bis -8 °C (Abb. 2.4). Der Hallett-Mossop Prozess könnte in einem tieferliegenden Wolkenbereich stattgefunden haben und die Bruchstücke wurden bis zur Station getragen. Alternativ könnten diese Ergebnisse die Signatur eines anderen Eismultiplikationsprozesses sein, der bisher noch nicht beschrieben wurde. Leider konnte keine weitere Beobachtung dieser Art in den Daten identifiziert werden.

Ein Merkmal der PPD-2K Formfraktionen (Abb. 4.26 b)) ist, dass sich die Werte zu Beginn und zum Ende der Wolkenmessung im ISI jeweils umkehren. Dabei dominieren zu Beginn und zum Ende die irregulären Eispartikel. Während der Beprobung der Wolke werden mehr Streumuster wohlgeformter Partikel detektiert. Dieser Verlauf wurde bei allen Messungen mit dem PPD-2K während CLACE 2014 festgestellt und kann sowohl ein Indiz für die Synthese von Frostnadeln im ISI, Version CLACE 2014, oder für das kristallographische Ausheilen von irregulären Eispartikeln sein. Da dieser

Effekt bei CLACE 2013 nicht auftrat und die Oberfläche bei CLACE 2013 eloxiert und sandgestrahlt würde, scheint die Idee der Frostnadelsynthese plausibler.

	N	irreg. EPF	wohlgef. EPF
SID-3 kl. EP	931	0.64 ± 0.17	0.36 ± 0.17
SID-3 kl. EP korr.	931	0.82 ± 0.25	0.26 ± 0.12
PPD-2K im ISI	3498	0.42 ± 0.14	0.58 ± 0.14

Tabelle 4.3: Analyse der Streumuster kleiner Eispartikel des SID-3 und des PPD-2K von CLACE 2014. Für die Korrektur der SID-3 Fraktionen wurden die in Tabelle 4.1 aufgeführten Koeffizienten verwendet. Datengrundlage sind die in Abb. 4.26 b) dargestellten Daten von 22/02/2014 23:00 Uhr bis 23/02/2014 06:00 Uhr UTC.

Mittelt man die in Abb. 4.26 b) präsentierten Messdaten von 22/02/2014 23:00 Uhr bis 23/02/2014 06:00 Uhr UTC erhält man die in Tabelle 4.3 aufgeführten Werte.

Die Anzahl der analysierten Streumuster des PPD-2K ist um einen Faktor drei höher als die des SID-3. Dies suggeriert, dass eine Messung im ISI während CLACE 2014 statistische Vorteile im Vergleich zu direkten Wolkenmessungen liefert. Relativiert wird dies jedoch dadurch, dass der SID-3 während CLACE 2014 unter nicht optimalen Geräteeinstellungen betrieben wurde. Die unterschiedlichen Einstellungen könnten der Hauptgrund dafür sein, dass der SID-3 während der CLACE 2014 Fallstudie (Tab. 4.3) eine viel geringere Anzahl von Streumustern kleiner Eispartikel (N -Werte) als während CLACE 2013 (Tab. 4.2) aufgezeichnet hat. Bei einem Vergleich zwischen den Fallstudien ist allerdings zu beachten, dass sich sowohl die Wolken selbst, wie auch die Längen der Beobachtungsperioden unterschieden.

Die Formfraktionen in Tabelle 4.3 zeigen, dass der PPD-2K während CLACE 2014 deutlich mehr wohlgeformte Eispartikel als der SID-3 detektierte. Dies indiziert, dass im ISI verstärkt säulenförmige Eispartikel auftreten. Eine mögliche Erklärung hierfür ist, dass Eispartikel in der ISI Verdampfungseinheit, Version 2014, kristallographisch ausheilen oder dort Frostnadeln entstehen, die in den Probenahmefluss gelangen.

Zusammenfassend ergeben sich aus dem Vergleich in den beiden Fallstudien folgende Punkte.

- CLACE 2013 Version des ISI:
 - Der Aufbau transmittiert nur einen Bruchteil der kleinen Eispartikel, so dass eine Messung im ISI zur Analyse der Wolkenmikrophysik keine Vorteile bietet.
 - Die Eispartikel scheinen in der ISI Verdampfungseinheit zu sublimieren, allerdings bleibt dabei die Form erhalten.
 - Während CLACE 2013 wurde keine erhöhte Anzahl wohlgeformten Eispartikel im ISI detektiert.
- CLACE 2014 Version des ISI:
 - Der Aufbau transmittiert mehr kleine Eispartikel als Version CLACE 2013. Jedoch ergibt sich auch aus der Messung im CLACE 2014 Aufbau kein signifikanter statistischer Vorteil für die Untersuchung kleiner Eispartikel in MPWn.

- Nach der ISI Verdampfungseinheit treten sowohl zeitlich aufgelöst wie auch im Vergleich zum SID-3 mehr wohlgeformte Eispartikel auf. Dies ist ein Hinweis auf kristallographisches Ausheilen der Eispartikel oder die Synthese von Frostnadeln im ISI.

Mit der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Integration des PPD-2K in den ISI, konnte das Funktionieren des ISI-Verdampfungsprinzips verifiziert werden. Der erhoffte statistische Vorteil zur Untersuchung von kleinen Wolkeneispartikeln blieb hingegen aus.

4.2.7 Vergleich von Modellrechnungen und SID-3 Messungen auf dem Jungfraujoch

Ein Ziel dieser Arbeit im Kontext der Klimaforschung ist es zur Verbesserung von Klimamodellen beizutragen. Dies ist die Motivation für den Vergleich von SID-3 Messdaten mit den Ergebnissen des Wolken und Klimamodells COSMO-ART (VOGEL ET AL., 2009), der Gegenstand dieses Abschnitts ist. Der Vergleich erstreckt sich auf die zwei oben präsentierten Fallstudien aus CLACE 2013 vom 08/02/2013 (Abb. 4.17) und 24/02/2013 (Abb. 4.18).

Die präsentierten Rechnungen wurden von Monika Niemand am KIT IMK-TRO durchgeführt. Die verwendete Version des Modells hat einen horizontalen Gitterabstand von $\approx 2,8$ km. Vertikal gibt es 50 der Orographie folgende Modellschichten (diese sind nicht äquidistant), welche bis in eine Höhe von 20 km reichen. Das Model beinhaltet dabei eine stark geglättete Repräsentation der Orographie und wird zu Beginn eines Durchlaufs initialisiert. Dazu werden Anfangs- und Randbedingungen aus dem COSMO-EU Modell, das stündlich aktualisiert wird, verwendet. In die Initialisierung fließen außerdem auf der HFSJ gemessenen Aerosol-Größenverteilungen ein, die über den Zeitraum des Wolkenereignisses gemittelt wurden.

Die heterogene Eisnukleation wird, bei den in dieser Arbeit präsentierten Daten, durch die Parametrisierung von DEMOTT ET AL. (2010) (Gleichung 2.4) im Modell beschrieben.

Fallstudie CLACE 2013 08/02/2013

Ein Vergleich der Ergebnisse zur ersten Fallstudie ist in Abb. 4.27 dargestellt. Die COSMO-ART Ergebnisse sind horizontal über mehrere Gitterpunkte um die HFSJ gemittelt. Der Mittelungsbereich umfasst dabei die nächsten Nachbarn in der horizontalen Ebene. Bei der Initialisierung des COSMO-ART bildet sich eine Eiswolke in der Modelldomäne durch Eisnukleation oder durch Sedimentation aus darüber liegenden Wolkenschichten. Hierbei dienen gemessene Werte als Vorlagen, was die anfängliche Übereinstimmung der Kurven in Abb. 4.27 a) und c) erklärt. Unter diesen Bedingungen bildet sich in den Simulationsrechnungen eine Wolke, wie aus Abb. 4.27 b) ersichtlich ist. Der erste Wolkenabschnitt von 09:00 Uhr bis 14:00 Uhr ist nur bedingt aussagekräftig, da sich das Modell „einschwingt“. Eine Abweichung der Temperaturwerte Abb. 4.27 a) tritt in der anschließenden wolkenfreien Periode auf. In den Modellergebnissen treten von 15:00 Uhr bis 00:00 Uhr keine Wolkenpartikel auf. Das zweite Wolkenereignis tritt in den Messdaten gegen 21:00 Uhr, in den Modelldaten aber erst gegen 00:00 Uhr auf. Angesichts der Komplexität der Orographie und der Auflösung des Modells ist der zeitliche Versatz nicht allzu verwunderlich.

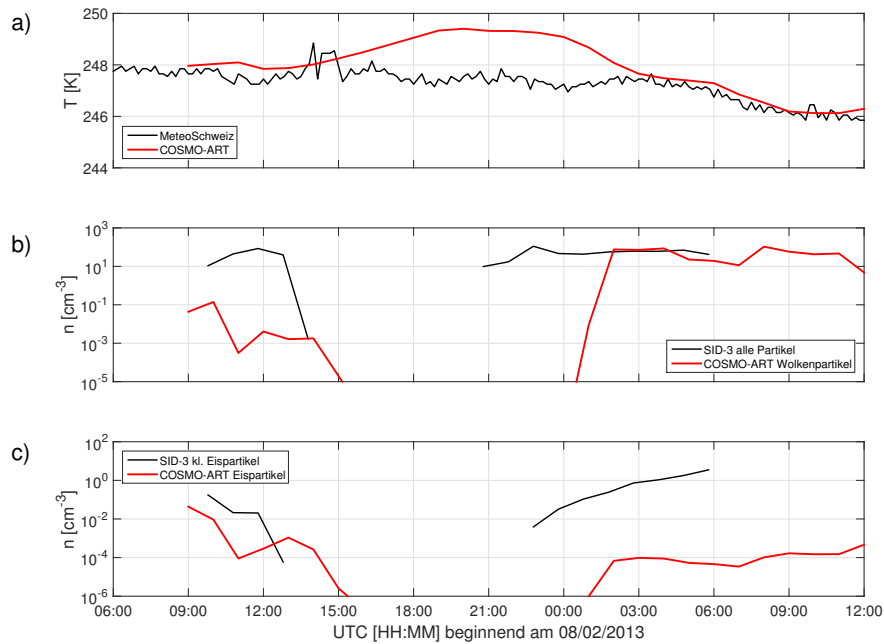


Abbildung 4.27: Vergleich der Ergebnisse des COSMO-ART Modells und der Messungen auf dem Jungfraujoch. Die COSMO-ART Ergebnisse sind um die nächsten Nachbarn in einer horizontalen Ebene um die HFSJ gemittelt. Die Mittelungszeit der Daten beträgt $t_m = 1$ h.

Im Rahmen des zweiten Wolkenereignisses von 00:00 Uhr bis 06:00 Uhr wird ein kontinuierlicher Anstieg der Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel vom SID-3 detektiert, der auch in den Abbildungen 4.17 und 4.22 dargestellt ist. Dieser Anstieg erfährt durch die Ice-CVI Messungen eine unabhängige experimentelle Bestätigung (siehe Abschnitt 4.2.4). Auch in den Modelldaten ist ein Anstieg der Eispartikel-Anzahlkonzentration feststellbar, wenngleich die entsprechenden Werte in etwa vier Größenordnungen niedriger als die des SID-3 liegen (siehe Abb. 4.27 c)). Im COSMO-ART Modell wird als Quelle von Eispartikeln lediglich heterogene Nukleation nach der Parametrisierung von DEMOTT ET AL. (2010) berücksichtigt. Die Diskrepanz von vier Größenordnungen deutet darauf hin, dass in der Realität Eispartikel über zusätzliche Wege erzeugt werden. Die zusätzlichen Eispartikel könnte aus Eismultiplikationsprozessen resultieren, die sowohl in der Wolke wie auch oberflächennah stattfinden. Die in Abb. 4.22 dazu dargestellte Formanalyse der SID-3 Streumuster liefert leider keine belastbaren Erkenntnisse.

Fallstudie CLACE 2013 24/02/2013

Ein Vergleich der Resultate des COSOMO-ART und des SID-3 für die zweite Fallstudie CLACE 2013 24/02/2013 ist in Abb. 4.28 dargestellt.

Zu den Temperaturkurven in Teilabbildung a) ist festzuhalten, dass der gemessene Temperaturverlauf vom Modell nur ansatzweise wiedergegeben wird. Die Wolke entsteht in den Modelldaten um 10:00 Uhr. Zumindest die ersten drei Stunden sollten unter dem Vorbehalt betrachtet werden, dass das Modell eine Einschwingzeit benötigt. Im Verlauf der Fallstudie steigt die modellierte Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel an. Die minimale Abweichung von Mess- und Modellergebnissen beträgt drei Größenord-

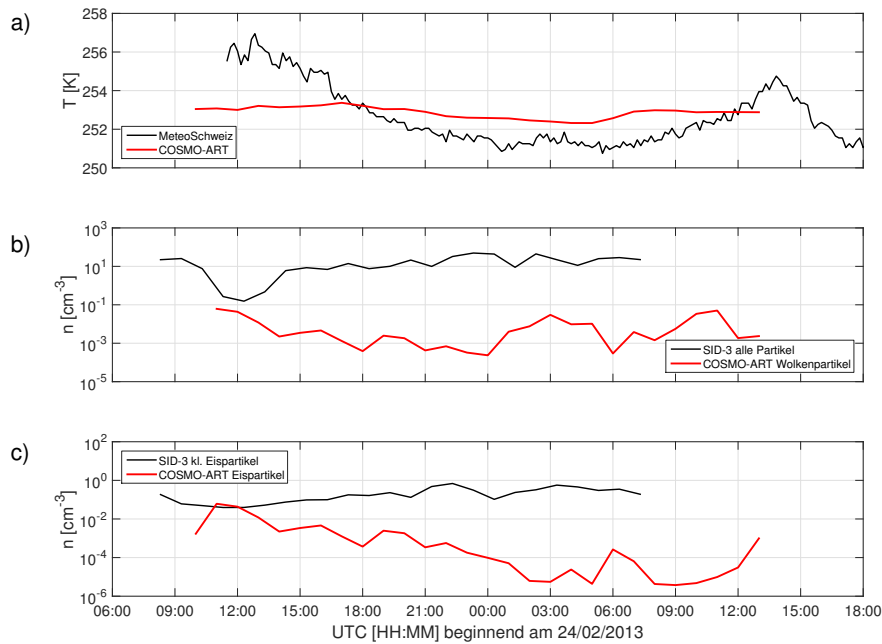


Abbildung 4.28: Vergleich der Ergebnisse des COSMO-ART Modells und der Messungen auf dem Jungfrauoch. Die COSMO-ART Ergebnisse sind über einen Bereich von 4,5 km um die HFSJ gemittelt. Die Mittelungszeit der Daten beträgt $t_m = 1$ h.

nungen. Diese Diskrepanz erscheint recht groß, insbesondere im Vergleich zu der relativ guten Übereinstimmung der Anzahlkonzentrationen in Abb. 4.27 b). Eine Ursache könnte das Fehlen von hinreichend genauen Aerosolgrößenverteilung für die Modellinitialisierung sein. Die Eispartikel-Anzahlkonzentrationen in Abb. 4.28 c) divergieren im Verlauf der Fallstudie. Nach 03:00 Uhr sind die Modellwerte auf einem konstanten Niveau, das wiederum etwa vier Größenordnungen unter dem Wert der SID-3 Messungen liegt. Dies deutet darauf hin, dass im Modell Prozesse der Eispartikelbildung nicht berücksichtigt werden und ist in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Fallstudie vom 08/02/2013.

Als Fazit zum Vergleich von COSMO Modellrechnungen und SID-3 Messungen von CLACE 2013 ist festzuhalten, dass das Auftreten von Wolken auf dem Jungfrauoch erfolgreich modelliert werden kann. Die Anzahlkonzentrationen kleiner Eispartikel weichen allerdings um etwa drei Größenordnungen voneinander ab. Dies ist ein starker Hinweis darauf, dass im Modell Eisformationsmechanismen nicht berücksichtigt werden. Diese Mechanismen könnten Prozesse wie der Hallet-Mossop Prozess, das Aufwirbeln von Eispartikeln, deren Bildung durch Bereifung oder die effektive Nukleation auf präaktivierten Eiskeimen sein.

4.2.8 Bemerkungen zur Qualität der Messdaten von Bergstationen

Bergstationsmessungen bieten eine sehr gute Möglichkeit zur detaillierten Analyse von natürlichen Wolken, da im Vergleich zu Flugzeugmessungen eine relativ niedrige Probenahmegeschwindigkeit gewählt werden kann. Außerdem dauert ein Wolkenereignis auf einer Bergstation häufig mehrere Stunden. Bei solchen Messungen können folglich relativ einfach große Datenmengen aufgezeichnet werden. Bei diesen Messungen treten aber

auch spezifische Probleme auf, denen dieser Abschnitt gewidmet ist.

Zusetzten des Einlasses

Ist eine Bergstation in Wolken mit unterkühltem Flüssigwasser gefüllt, wächst auf allen, der Wolke ausgesetzten, Oberflächen Reif auf. Dies betrifft insbesondere Messeinlässe, da es durch die Strömung am Einlass verstärkt zur Impaktion von unterkühlten Tröpfchen kommt. Die Einlässe des SID-3 sind, wie in Abschnitt 3.2.5 beschrieben, beheizt um ein Zusetzen zu verhindern. Die Heizleistung ist konstant. Der Reifaufwuchs ist hingegen in jeder Wolkensituation unterschiedlich, so dass sich auch im Einlass der SID-3 Aspirationshaube Reif bilden kann. Dies gilt für beide CLACE Kampagnen.

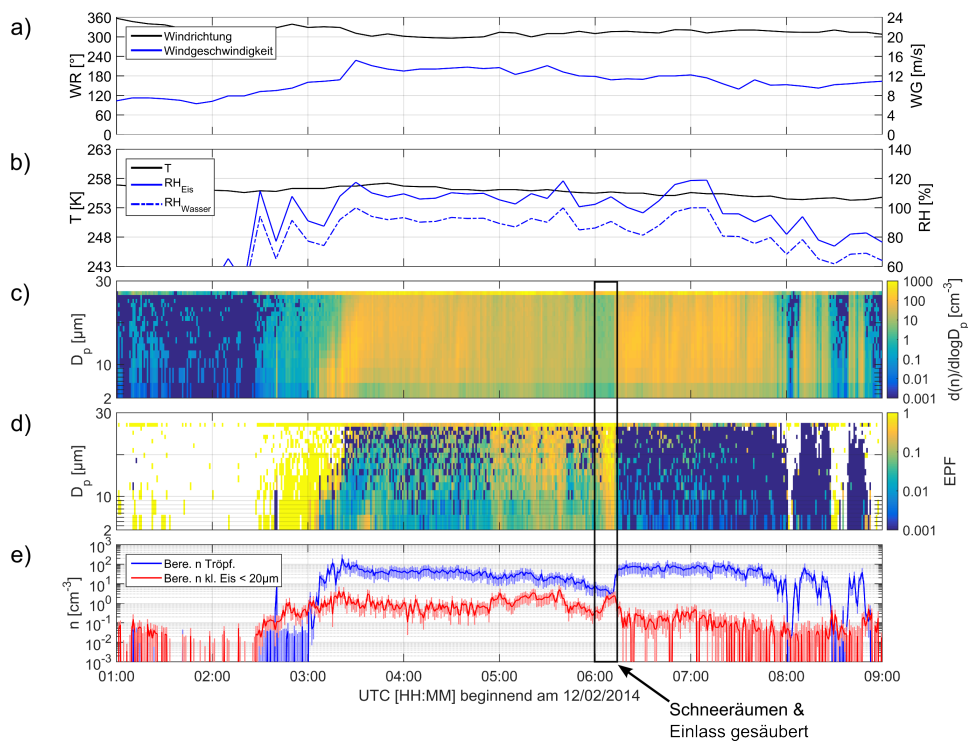


Abbildung 4.29: SID-3 Messungen, mit $t_m = 60\text{s}$, von CLACE 2014. a) und b): Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Temperatur, und relative Feuchte aufgenommen von MeteoSchweiz. In c) ist die Partikel-Anzahlgrößenverteilung dargestellt. Teilabbildung d) zeigt, die aus den Streumustern abgeleitete, größen aufgelöste Eispartikelfraktion (EPF). e) zeigt berechnete Anzahlkonzentrationen für Tröpfchen und kleine Eispartikel ($D_p < 20 \mu\text{m}$).

Abbildung 4.29 zeigt eine Fallstudie während der, der Einlass des SID-3 teilweise durch Reif blockiert wurde. Von 05:00 Uhr bis 06:00 Uhr sinkt die Anzahlkonzentration von Tröpfchen ab, während die von kleinen Eispartikeln relativ hoch liegt. Um etwa 06:00 Uhr wurde die HFSJ-Terrasse mit Schaufeln vom Schnee befreit. Dies führt zu einem deutlichen Anstieg der detektierten Eispartikel (Abb. 4.29 d) und e)). Am SID-3 Einlass wurde um 06:13 Uhr Reif entfernt der etwa 60 % der Querschnittfläche blockiert hatte. In der Folge steigt die Tröpfchen-Anzahlkonzentration sprunghaft an. Außerdem werden weniger Eispartikel detektiert. Mit einem bereiften Einlass detektiert der SID-3

weniger Tröpfchen und mehr Eisartikel. Erklärbar ist dies, wenn man bedenkt, dass sich das Einlassrohr durch den Reifaufwuchs verjüngt und damit die Flussgeschwindigkeit steigt. Es ist zu erwarten, dass dies zu verstärktem Impaktieren von Tröpfchen und Ablösen von Frostnadeln führt. Die Beobachtung liefert starke Anhaltspunkte, dass die Tröpfchen-Anzahlkonzentration und die relativ hohe Anzahlkonzentration von kleinen Eispartikeln während der Nacht, durch den, sich zusetzenden Einlass hervorgerufen wurden.

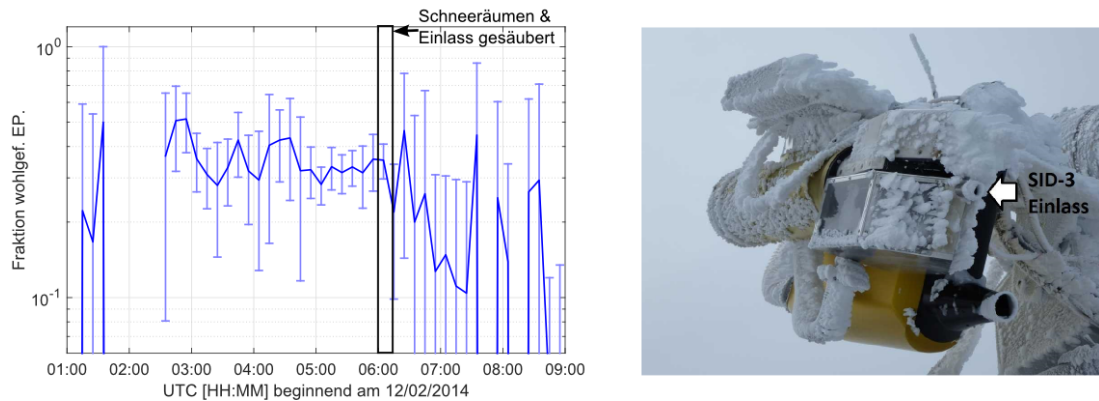


Abbildung 4.30: Das Zusetzen des SID-3 Einlasses auf dem Jungfraujoch. Links: Formanalyse der SID-3 Streumuster kleiner Eispartikel ($D_p < 20 \mu\text{m}$), $t_m = 10 \text{ min}$. Rechts: Fotografie zum Reifaufwuchs auf dem Einlass des SID-3 (Bild vom 26/01/2014).

In Abb. 4.30 sind eine Untersuchung zur Form der vom SID-3 detektierten kleinen Eispartikel sowie eine Fotografie zum Reifaufwuchs auf der HFSJ dargestellt. Die Aufnahme in Abb. 4.30 links wurde am 26/01/2014 gemacht und zeigt den typischen Eisaufwuchs nach einer nächtlichen MPWn-Messung.

Durch das Schneeräumen und das Säubern des SID-3 Einlasses sinkt die Fraktion der wohlgeformten Eispartikel ab. Das bedeutet, dass bei diesen Eingriffen viele irregulär geformte Eispartikel entstehen. Von etwa 03:00 Uhr bis zum Säubern des Einlasses fluktuiert die Eisfraktion ähnlich wie in Abb. 4.2.4. Auch in dieser Fallstudie sind kaum belastbare Formänderungen ableitbar. Nach 06:30 Uhr werden weniger Streumuster kleiner Eispartikel detektiert was zu einem deutlich vergrößerten Fehlerbereich der Formfraktion führt.

Zum Verlauf der Anzahlkonzentrationen aus Abb. 4.29 sei folgendes erwähnt. Die oben präsentierte Fallstudie vom 08/02/2013, zeigt ebenfalls einen Abfall der Tröpfchen-Anzahlkonzentration bei einem gleichzeitigen Anstieg der Anzahlkonzentration von kleinen Eispartikeln während der Nacht. In diesem Fall sinkt die Tröpfchen-Anzahlkonzentration nicht so klar ab. Außerdem sind keine Messungen während und nach der Einlasskontrolle am Morgen verfügbar. Die steigende Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel wurde am 08/02/2013 zudem auch vom Ice-CVI nachgewiesen. Deshalb ist in diesem Fall kein dominanter Einfluss des SID-3 Einlasses zu vermuten.

Die Fallstudie von CLACE 2014 12/02/2014 verdeutlicht die Wichtigkeit einer sorgfältigen Datenanalyse. Leider können bei Bergstationsmessungen eine Reihe von äußeren und technischen Störfaktoren auftreten, die einen vorsichtigen Umgang mit den Daten erfordern.

Analyse der Streumuster

Die mit dem SID-3 aufgezeichneten hochaufgelösten Streumuster von Bergstationsmessungen zeigen, im Vergleich zu AIDA Datensätzen vermehrt Artefakte, die eine Auswertung erschweren. In diesem Abschnitt werden dazu beispielhaft die SID-3 Messdaten der Fallstudie CLACE 2013 24/02/2013 präsentiert die bereits in [VOCHEZER ET AL. \(2015\)](#) verwendet wurden.

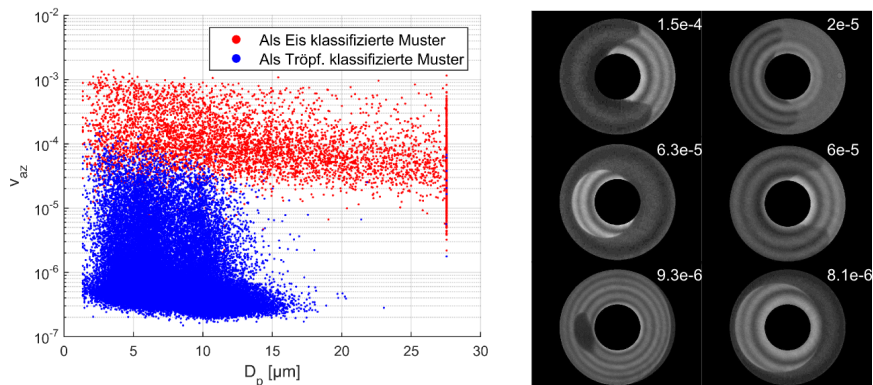


Abbildung 4.31: Analyse einer Stichprobe der SID-3 Streumuster von Fallstudie 24/02/2013 (Abb. 4.18). Links: Die Varianz des polar integrierten azimutalen Profils in Abhängigkeit des optischen tröpfchenäquivalenten Durchmessers, abgeleitet aus dem Triggersignal. Für die automatische Klassifizierung wurde ein Varianzschwellwert angewendet. Anschließend wurden Muster mit $v_{az} > 2 \times 10^{-6}$ händisch überprüft. Rechts: Eine Auswahl von manuell umklassifizierten Tröpfchenstreumustern mit Artefakten. Die v_{az} -Werte sind mit den Streumustern dargestellt.

Die linke Teilabbildung 4.31 zeigt v_{az} -Werte einzelner Streumuster über der Partikelgröße aufgetragen. Die deutliche Trennung von Tröpfchen- und Eispartikelstreumustern aus Abb. 4.3 ist in Abb. 4.31 links, nicht ersichtlich. Der Grund hierfür sind Artefakte in den aufgenommenen Tröpfchenstreumustern, von denen eine Auswahl in der rechten Hälfte von Abb. 4.31 dargestellt ist. Die abgebildeten Artefakte treten auf, wenn sich der streuende Partikel am Rand des sensitiven Volumens des Instruments befindet, oder falls zwei Partikel an der Erzeugung des Bildes beteiligt waren. Wie in Abschnitt 3.1.4 erwähnt wurde, ist die Wahrscheinlichkeit für ein koinzidentes Nachweisereignis niedrig. Allerdings können Artefakte auch von einem Partikel, der im Laserstrahl und in der Nähe des sensitiven Volumens ist, verursacht werden.

Artefakt behaftete Tröpfchenstreumuster haben relativ hohe v_{az} -Werte und werden vom Algorithmus durch einen Schwellwert als Eispartikel klassifiziert. In der betrachteten Fallstudie wurden bei einem Varianzschwellwert von $v_{az}^{\text{thr}} = 1 \times 10^{-5}$, 2460 Tröpfchenstreumuster mit Varianzwerten oberhalb des Schwellwertes händisch umklassifiziert. Für das präsentierte Zeitintervall wurden 133284 Tröpfchenstreumuster und 6116 Eispartikelstreumuster identifiziert. Somit traten Artefakte unter den Tröpfchen nur zu 1,8% auf. Da die Eispartikelfraktion allerdings nur 4,4% beträgt, ist der Beitrag der falsch klassifizierten Tröpfchen durch die Definition eines Schwellwertes v_{az}^{thr} signifikant (ein Drittel). Viele der Tröpfchenstreumuster mit Artefakten haben einen relativ kleinen Durchmesser, was den Sachverhalt besonders für die abgeleitete Zahl von kleinen Eispartikeln wichtig macht.

Unglücklicherweise treten die Artefakte in unterschiedlichen Formen auf was eine einfache automatische Detektion momentan verhindert und für die präsentierten Daten eine manuelle Überprüfung nötig macht. Für die Zukunft ist es wünschenswert, dieses Problem durch einen Algorithmus zu lösen.

4.3 Flugzeuggetragene Messungen im Rahmen von VERDI und RACEPAC

In diesem Abschnitt werden Ergebnisse von zwei Flugzeugmesskampagnen in der kanadischen Arktis präsentiert. Die untersuchten Wolken befanden sich jeweils über der Beaufortsee und die Flugzeuge und Wissenschaftler waren in Inuvik ($68,3^{\circ}\text{N}$; $133,4^{\circ}\text{W}$), NWT, Kanada untergebracht. Die Messumgebung ist in Abschnitt 3.2.6 vorgestellt. Im Rahmen der VERTICAL Distribution of Ice in Arctic Clouds (VERDI) Messkampagne, hat das IMK-AAF mit dem SID-3 an acht Messflügen im April und Mai 2012 teilgenommen. Bei RACEPAC (Radiation-Aerosol-Cloud Experiment in the Arctic Circle) zeichneten wir mit dem SID-3 bei 14 Flügen im April und Mai 2014 erfolgreich Messdaten auf. Im Folgenden werden Resultate dieser Messungen präsentiert. Außerdem werden Vergleiche zu den Ergebnissen eines anderen Messgeräts (CDP) und zu Modellrechnungen mit dem Wolken und Klimamodell COSMO-ART angestellt.

4.3.1 Ausgewählte Messflüge

Im Weiteren werden Ergebnisse von folgenden Flügen präsentiert: VERDI Flug 7, VERDI Flug 11 und RACEPAC Flug 12. Diese Flüge wurden ausgewählt weil sie relativ viele Eispartikel enthielten und/oder die Tröpfchenpopulationen interessante Merkmale zeigten. Die Flugstrecken der einzelnen Flüge sind in Abb. 4.32 dargestellt. Im Folgenden

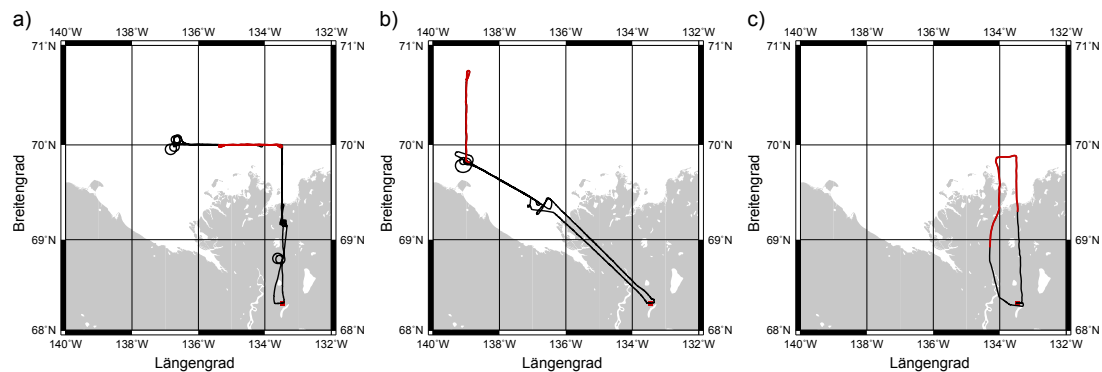


Abbildung 4.32: Flugstrecken der in dieser Arbeit näher betrachteten Flüge. Das rote Quadrat markiert den Mike Zubko Flughafen in Inuvik, NWT, Kanada. Die rot eingefärbte Linie stellt jeweils die Flugstrecke dar, währenddessen die im weiteren Verlauf besprochenen Messdaten aufgenommen wurden. a) zeigt VERDI Flug 7 vom 29/04/2012. b) zeigt VERDI Flug 11 vom 15/05/2012. c) zeigt RACEPAC Flug 12 vom 17/05/2014.

wird jeweils kurz die meteorologischen Situation während der Messflüge zusammengefasst und ein Überblick zum Verlauf der SID-3 Messungen gegeben. Die Darstellung der meteorologischen Situation basiert, u.a. auf den Bachelorarbeiten von Jewgenia Bär

(VERDI) und von Tobias Küchler (RACEPAC). Diese Arbeiten wurden am Lehrstuhl von Prof. Dr. Manfred Wendisch, am Leipziger Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, durchgeführt.

VERDI Flug 7

Meteorologische Situation Das Messgebiet stand unter dem Einfluss von mehreren alternierenden Höhentiefs und mehreren Bodenhochs. In dieser wechselhaften Wetterlage war es fast windstill und es konnten sich nachts niedrige Wolken bilden, die sich auch am Tage nicht auflösten. Die untersuchte Wolkenschicht war ein niedrig liegender, zeitlich stabiler und horizontal homogener Mischphasenstratus.

Flugverlauf Während VERDI Flug 7 wurden zwei vertikale Profile durch diesen typischen arktischen Mischphasenstratus geflogen. Abbildung 4.32 a) zeigt die Flugstrecke der Polar-5 während des Fluges am 29/04/2012. Der rot eingefärbte Teil stellt einen geraden Flugabschnitt über der Beaufortsee dar, währenddessen die Messungen aufgezeichnet wurden die Gegenstand von Abb. 4.33 sind.

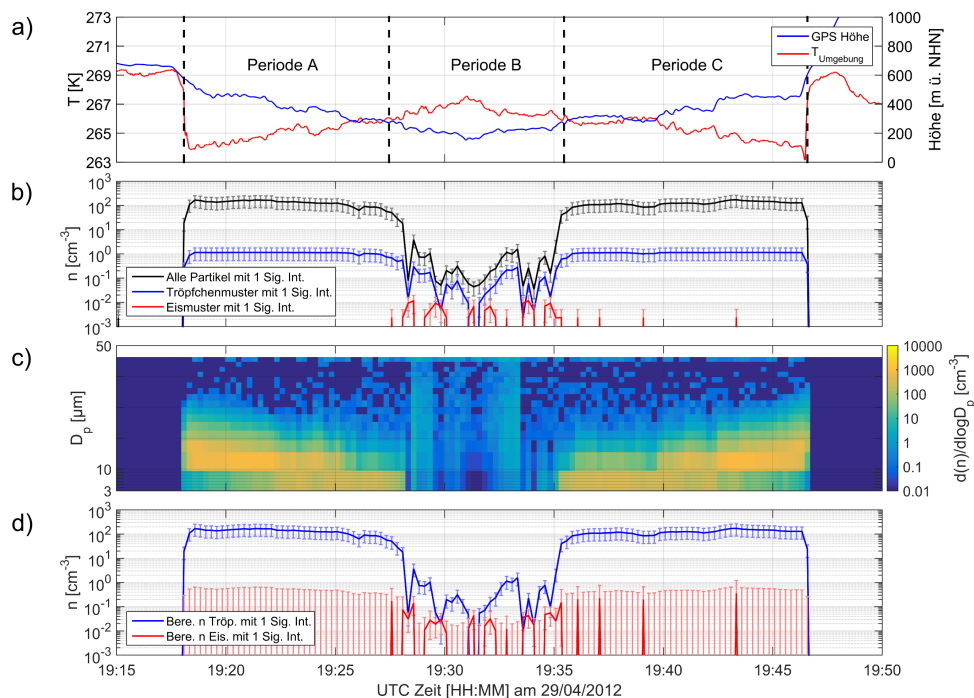


Abbildung 4.33: Messdaten des SID-3, mit $t_m = 15$ s, die während VERDI Flug 7 in einem arktischen Mischphasenstratus aufgenommen wurden. In a) sind die Umgebungstemperatur und Flughöhe dargestellt. Teilabbildung b) zeigt die Partikel- und Streumuster-Anzahlkonzentrationen. In c) ist die Partikel-Anzahlgrößenverteilung abgebildet. In d) sind die errechneten Tropfen- und Eispartikel-Größenverteilungen über der Zeit aufgetragen.

Die zeitliche Auflösung der präsentierten Daten ist $t_m = 15$ s, was bei etwa 60 m s^{-1} einer räumlichen Auflösung von 900 m entspricht. Abbildung 4.33 a) zeigt die Flughöhe

des Flugzeugs und die mit dem Rosemount Instrument bestimmte Umgebungstemperatur. Die Teilabbildungen b), c) und d) zeigen die SID-3 Daten. Die Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel in Abb. 4.33 b) ist von der SID-3 Triggerzählrate abgeleitet. Die Streumuster-Anzahlkonzentrationen wurden von der Kamera aufgezeichnet und klassifiziert. Die Anzahlgrößenverteilung in Abb. 4.33 c) wurde aus den Triggersignalen berechnet. Eine gelbliche Schattierung zeigt hierbei viele Wolkenpartikel zu einem bestimmten Zeitpunkt und einer bestimmten Größe an. In die Berechnung von Tröpfchen- und Eispartikel-Anzahlkonzentration (Abb. 4.33 d)) fließen sowohl die Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel als auch die klassifizierten Streumuster ein.

Aufgrund der SID-3 Messungen lässt sich der untersuchte Flugabschnitt folgendermaßen unterteilen. Das Flugzeug befand sich zu Beginn des betrachteten Zeitraums über der Wolkenschicht und stieg durch eine dichte, ausschließlich flüssige Wolkenschicht (Periode A), bis zu einer weniger dichten Mischphasenschicht an der Wolkenunterkante (Periode B), ab. Darauf folgte ein Aufstieg durch eine dichte, flüssig dominierte Mischphasenregion (Periode C). Interessante Punkte bei den Messungen zu diesem Flug, die unten näher erläutert werden, sind: Die gemessene Eispartikel-Anzahlkonzentration ist sehr niedrig und es wird untersucht in wie fern sich das Auftreten von Eispartikeln mit dem SID-3 lokalisieren lässt. Die mittlere Tröpfchengröße (gelbliches Band in Abb. 4.33 b)) nimmt mit der Flughöhe zu und wird mit Modellsimulationen und VERDI Flug 11 verglichen. Außerdem treten in Periode B relativ große Wolkenröpfchen an der Wolkenunterkante auf.

Wählt man aus den Temperatur und Höhenmessungen des Flugzeuges nur die Vertikalprofile aus, und analysiert den Verlauf der Temperatur in Abhängigkeit von der Flughöhe, erhält man einen mittleren Temperaturgradienten von $-0,92 \text{ K}/100 \text{ m}$. Dieser Wert liegt deutlich oberhalb des zu erwartenden feucht-adiabatischen Temperaturgradienten, bei den herrschenden Bedingungen, von etwa $-0,8 \text{ K}/100 \text{ m}$ (ROEDEL/WAGNER (2011) Abb. 2.3). Dies ist ein starker Hinweis darauf, dass sich die Wolkenabschnitte der Perioden A und C (Vertikalprofile) im Aufstieg befanden.

VERDI Flug 11

Meteorologische Situation Bis etwa 36 h vor diesem Messflug wurde das Messgebiet von einem stabilen Hoch dominiert. In diese stabile Hochdrucklage drang ein, in Richtung Nordosten ziehendes Bodentief vor. Im Messgebiet dominierten tiefe Wolken allerdings waren auch mittelhohe und konvektive Wolken vorhanden. Der untersuchte Grenzschicht-Stratocumulus wurde aufgrund der relativ hohen Temperaturen von Wassertröpfchen dominiert.

Flugverlauf Während dieses Fluges wurde ein Auf- und Abstieg durch einen flüssig dominierten arktischen Stratocumulus durchgeführt. Im Folgenden werden die dabei aufgezeichneten SID-3 Messungen präsentiert. Eine zusätzliche Diskussion zu diesem Flug (ohne die SID-3 Messungen) findet sich in KLINGEBIEL ET AL. (2015).

Abbildung 4.32 b) zeigt die Flugstrecke der Polar-5 vom 15/05/2012 während VERDI Flug 11. Der rot eingefärbte Teil stellt einen geraden Flugabschnitt über der Beaufortsee dar, währenddessen die Messdaten aufgenommen wurden, die Gegenstand von Abb. 4.34 und der Abb. 3 und 5 in KLINGEBIEL ET AL. (2015) sind. Wie aus dem oberen Teil von Abb. 4.34 ersichtlich ist, war die Temperatur während dieses Messfluges höher als bei VERDI Flug 7. Der SID-3 hat folglich während VERDI Flug 11 noch weniger

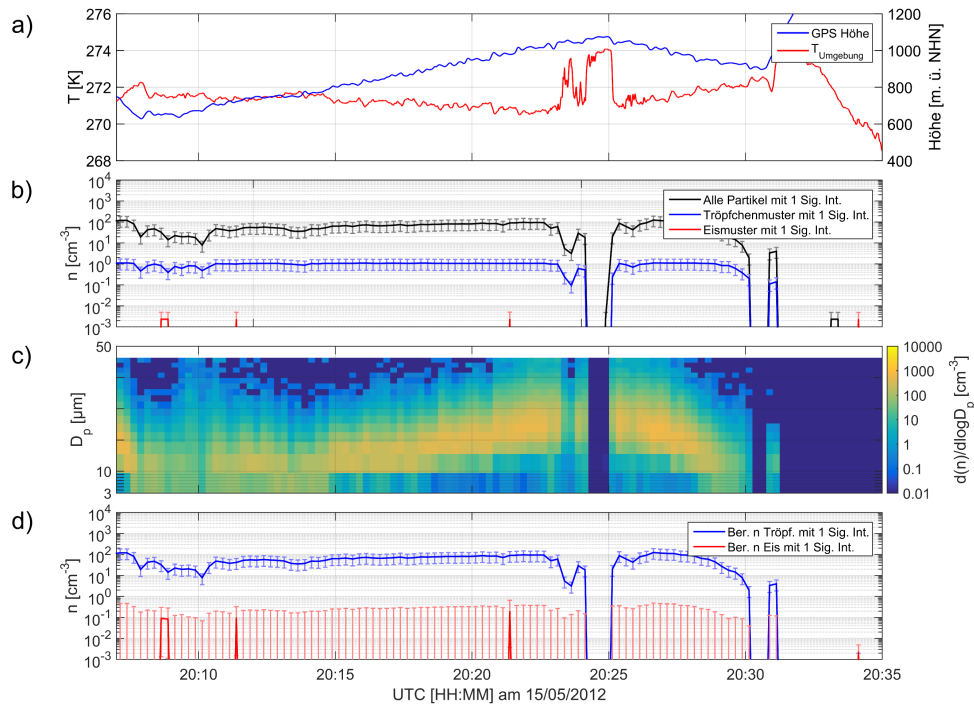


Abbildung 4.34: Messdaten des SID-3, mit $t_m = 15$ s, die während VERDI Flug 11 in einem arktischen Stratocumulus aufgenommen wurden. In a) sind die Umgebungstemperatur und Flughöhe dargestellt. b) zeigt die Gesamtpartikel- und Streumuster-Anzahlkonzentrationen. In c) ist die Gesamtpartikel-Anzahlgrößenverteilung abgebildet. In d) sind die errechneten Tröpfchen- und Eispartikel-Größenverteilungen über der Zeit aufgetragen.

Eispartikel als während VERDI Flug 7 detektiert. Deshalb liegt das Augenmerk für diesen Flug auf der Analyse von Wolkentröpfchen. Zu Beginn des präsentierten Messzeitraums befand sich das Flugzeug an der Wolkenunterkante. Beim anschließenden Aufstieg durch die Wolke, stieg auch der mittlere Tröpfchendurchmesser an. Um kurz vor 20:25 Uhr endete der Aufstieg des Flugzeugs mit dem Verlassen der Wolkenschicht. Ab ca. 20:25 Uhr führte das Flugzeug einen Abstieg durch den Stratocumulus aus. Die aufgezeichneten Messdaten werden bezüglich des Verlaufs der mittleren Tröpfchengröße in Abhängigkeit der Flughöhe und im Hinblick auf das Auftreten von bimodalen Tröpfchengrößenverteilungen an der Wolkenoberkante untersucht.

Auch für das in diesem Messflug aufgenommene Vertikalprofil der Wolke lässt sich ein mittlerer Temperaturgradient ableiten, der $-0,82$ K/100 m beträgt. Dieser Wert liegt oberhalb des zu erwartenden feucht-adiabatischen Temperaturgradient von etwa $-0,75$ K/100 m (ROEDEL/WAGNER (2011) Abb. 2.3), beim der gegebenen Temperatur und dem gegebenen Druck. Dies ist ein starker Hinweis, dass sich der beprobte Wolkenabschnitt im Aufstieg befand.

RACEPAC Flug 12

Meteorologische Situation Vor diesem Messtag zog ein Tiefdruckgebiet durch das Messgebiet. Es hinterließ verschiedene Wolkentypen in verschiedenen Höhen. Da es relativ warm war, kamen Eispartikel nicht mehr in den tiefsten Wolkenschichten, wohl aber in den mittelhohen Wolken vor. Eine meteorologische Situation wie bei diesem Flug ist nicht exklusiv in der Arktis anzutreffen und könnte in ähnlicher Weise auch in mittleren Breiten beobachtet werden.

Flugverlauf Der hier präsentierte Flugabschnitt stammt von der Oberkante einer mittelhohen Wolkenschicht. Eine genauere Klassifizierung der Wolke ist aufgrund der meteorologischen Situation nicht möglich.

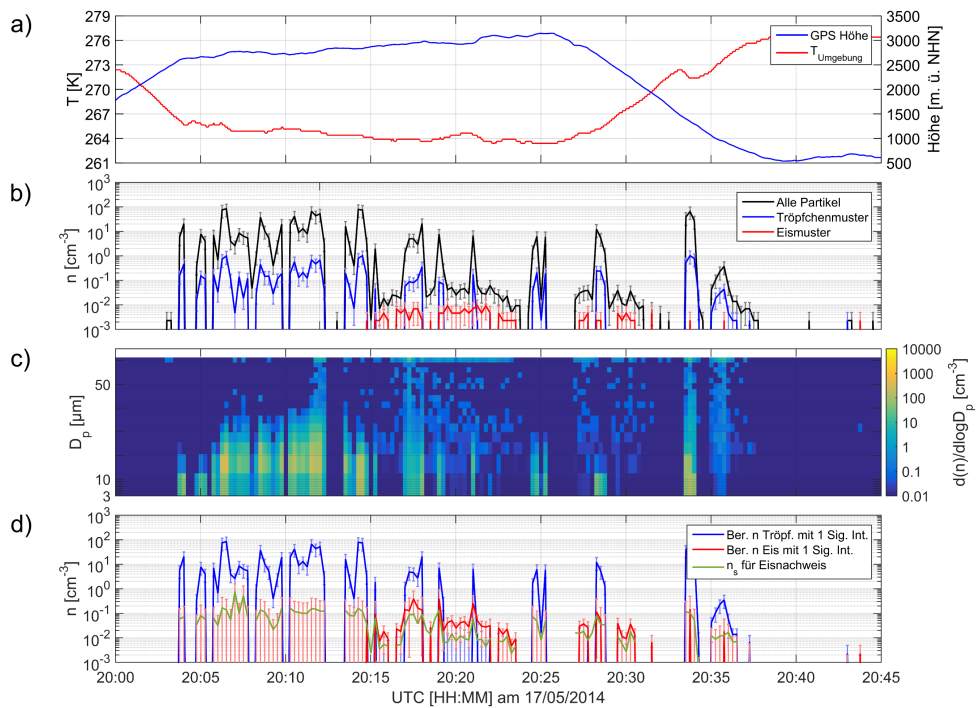


Abbildung 4.35: Messdaten des SID-3, mit $t_m = 15$ s, die während RACEPAC Flug 12 über einer mittelhohen arktischen Wolkenschicht aufgenommen wurden. In a) sind die Umgebungstemperatur und Flughöhe dargestellt. b) zeigt die Gesamtpartikel- und Streumuster-Anzahlkonzentrationen. In c) ist die Gesamtpartikel-Anzahlgrößenverteilung abgebildet. In d) sind die berechneten Tröpfchen- und Eispartikel-Größenverteilungen sowie die Schwellwertkonzentration für den Eisnachweis n_s über der Zeit aufgetragen.

Abbildung 4.32 c) zeigt die Flugstrecke der Polar-6 vom 17/05/2014 während RACEPAC Flug 12. Der rot eingefärbte Teil stellt den Flugabschnitt dar, währenddessen die Messdaten aufgenommen wurden die Gegenstand von Abb. 4.35 sind. In der dargestellten Zeitspanne flog das Flugzeug permanent in der Umgebung der Wolkenoberkante. Dabei wurden immer wieder kurze Messstrecken in der Wolke und kurze Abschnitte oberhalb der Wolke zurückgelegt. In diesem Datensatz treten an der Wolkenoberkante

vereinzelt Eispartikel auf. Die in Abb. 4.35 d) dargestellte Schwellwertkonzentration für den Eisnachweis, n_s , wird weiter unten diskutiert. Außerdem wird das Auftreten einer bimodalen Tröpfchengrößenverteilungen an der Wolkenoberkante untersucht.

4.3.2 Untersuchung zur Nachweisgrenze von Eispartikeln

Um den in Kapitel 3.1.6 aufgeworfenen Punkt des Stichprobencharakters der Streubilder und der damit verbundenen Nachweisgrenze von Eispartikeln unter realen Messbedingungen zu untersuchen, werden in diesem Abschnitt die Daten von VERDI Flug 7 aus Abb. 4.33 und daran anschließend die Ergebnisse von RACEPAC Flug 12 aus Abb. 4.35 diskutiert.

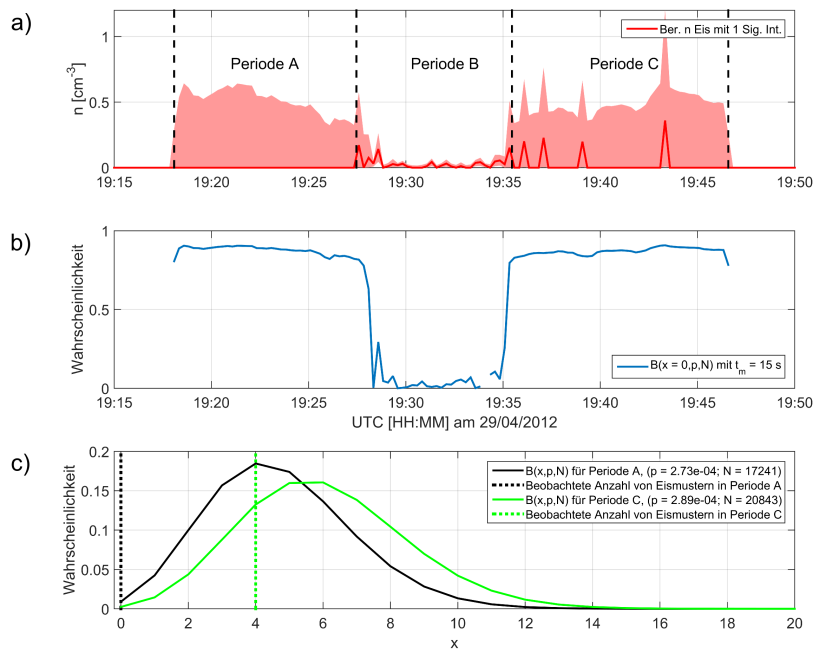


Abbildung 4.36: a): Berechnete Eispartikel-Anzahlkonzentration während VERDI Flug 7 aus Abb. 4.33. b): Es wird angenommen, dass die mittlere Eispartikel-Anzahlkonzentration von Periode B auch während der Perioden A und C präsent ist. Es ist die Wahrscheinlichkeit keine Eispartikel zu detektieren $B(x = 0, p, N)$ für $t_m = 15$ s dargestellt. c): Es wird angenommen, dass die mittlere Eispartikel-Anzahlkonzentration von Periode B auch während den Perioden A und C präsent ist. Die zeitliche Mittlung wird über die gesamten Perioden A bzw. C durchgeführt. Es sind jeweils die Binomialverteilung und die tatsächlich beobachtete Anzahl von Eispartikeln aufgetragen.

VERDI Flug 7 Wie bereits oben ausgeführt, lässt sich VERDI Flug 7 in drei Perioden unterteilen. Eine Analyse zur Eisdetektion in den einzelnen Perioden ist in Abb. 4.36 dargestellt. Dabei zeigt Abb. 4.36 a) nochmals die Eispartikel-Anzahlkonzentration aus Abb. 4.33 d). Für Abb. 4.36 b) und c) wurde angenommen, dass die mittlere

Eispartikel-Anzahlkonzentration von Periode B, $\bar{n}_{\text{Eis}}^{\text{B}} = 0,0347 \text{ cm}^{-3}$, auch während den Perioden A und C präsent ist. Ich treffe diese Annahme aufgrund der Vermutung, dass sich die, in Periode B, detektierten Eispartikel in anderen Wolkenbereichen gebildet haben. Solche potentiellen Eisformationsbereiche wurden in den Flugabschnitten der Perioden A und C beprobt.

In Abb. 4.36 b) sind die Werte der Binomialverteilung für die Detektion von keinen Eisstreumustern, $B(x = 0, p, N)$, bei einer angenommenen Eisfraktion von $p = \bar{n}_{\text{ice}}^{\text{B}}/n(t)$ für eine Mittelungszeit von $t_{\text{m}} = 15 \text{ s}$ dargestellt. Dabei ist $n(t)$ die gemessene Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel pro Zeitschritt. N ist die Anzahl der untersuchten Streumuster, die typischerweise durch die maximale Aufnahmezeit der Kamera gegeben ist.

Die durchgängig hohen, berechneten Wahrscheinlichkeiten für die Beobachtung von null Eispartikeln passen sehr gut dazu, dass vom SID-3 Instrument fast keine Eispartikel registriert wurden (die errechnete Eiszahlrate in Abb. 4.36 a) ist null). Die vereinzelten Nachweisereignisse in Periode C könnten auch durch den zufälligen Charakter der Messung hervorgerufen werden. Aus dieser Beobachtung lässt sich folgern, dass für $t_{\text{m}} = 15 \text{ s}$, die Messungen mit der Annahme einer konstant vorhandenen Eispartikel-Anzahlkonzentration $\bar{n}_{\text{ice}}^{\text{B}}$, in den Perioden A und C, verträglich sind.

Außerdem lassen sich die Überlegungen von Kapitel 3.1.6 auf diese Messdaten anwenden und ermöglichen eine Abschätzung zu einem belastbaren Eisnachweis. Nimmt man für eine solche Abschätzung eine Mittelungszeit von $t_{\text{m}} = 15 \text{ s}$ und eine konstantes $n(t) = 100 \text{ cm}^{-3}$ während der Perioden A und C an, erhält man eine angenommene Eisfraktion von $p_{\text{Ann.}} = 3.5 \times 10^{-4}$. Mit Gl. 3.8 ergibt sich für eine Schwellwert-Fraktion von, $p_{\text{s}} = 1.5 \times 10^{-3}$. Somit gilt $p_{\text{Ann.}} < p_{\text{s}}$ und es ist aufgrund dieser Abschätzung nicht mit einem belastbaren Nachweis von Eispartikeln zu rechnen. Dies stimmt mit den obigen Aussagen zu Abb. 4.36 b) überein.

Im nächsten Schritt wollen wir die statistische Grundlage verbessern und vergrößern die Mittelungszeit auf die gesamte Periode A, mit $t_{\text{m}} = 550 \text{ s}$, $N = 17241$ und die gesamte Periode C, mit $t_{\text{m}} = 660 \text{ s}$, $N = 20843$. Wendet man Gl. 3.8 an, erhält man $p_{\text{s}}^{\text{A}} = 4.02 \times 10^{-5}$ und $p_{\text{s}}^{\text{C}} = 3.33 \times 10^{-5}$. Die Annahme sei hier wiederum, dass die mittlere Eispartikel-Anzahlkonzentration von Periode B, $\bar{n}_{\text{ice}}^{\text{B}}$, während den Perioden A und C konstant präsent ist. Mit dieser Annahme ergibt sich für die Eisfraktionen $p_{\text{Ann.}} = \bar{n}_{\text{ice}}^{\text{B}}/\bar{n}^{\text{A/C}}$. Wobei $\bar{n}^{\text{A/C}}$ die gemittelten Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel der Perioden A und C sind. Damit ergeben sich die angenommenen Eisfraktionen zu $p_{\text{Ann.}}^{\text{A}} = 2.73 \times 10^{-4}$ und $p_{\text{Ann.}}^{\text{C}} = 2.89 \times 10^{-4}$. Für beide Perioden gilt $p_{\text{s}}^{\text{A/C}} < p_{\text{Ann.}}^{\text{A/C}}$, woraus folgt, dass die Detektion von Eispartikeln zu erwarten ist, falls die Annahme zutrifft.

Um die Vereinbarkeit von Beobachtung und Annahme zu untersuchen sind in Abb. 4.36 c) die Wahrscheinlichkeitsverteilungen und die Beobachtungen für die Perioden A und C dargestellt. Für Periode A liegt das Maximum der Wahrscheinlichkeitsverteilung bei vier Eismustern, was im Gegensatz zu keinem beobachteten Eismuster ist. Dies impliziert, dass die konstante Eisfraktion von Periode B während Periode A nicht vorhanden war. Die Beobachtung von vier Eispartikeln während Periode C liegt hingegen recht nahe am wahrscheinlichsten Wert von fünf Eispartikeln und die Annahme ist mit der Beobachtung verträglich. Dies legt den Schluss nahe, dass eine Eispartikel-Anzahlkonzentration, vergleichbar mit der von Periode B, während Periode C vorhanden war.

Anhand dieses Beispiels wird deutlich, dass der Stichprobencharakter der Streulichtmuster bei $t_{\text{m}} = 15 \text{ s}$ statistisch fundierte Aussagen nur schwer zulässt. Verlängert man

t_m auf 500 s kann man statistisch fundierte Aussagen treffen. Aufgrund der Flugzeuggeschwindigkeit von etwa 60 m s^{-1} entsprechen 500 s allerdings einer räumlichen Auflösung von 30 km. Eine solche räumliche Auflösung der Messung ist für detaillierte Untersuchungen von MPWn problematisch. Viele Variablen, die für die Mikrophysik einer MPW wichtig sind, ändern sich auf bedeutend kleineren räumlichen Skalen (MCFARQUHAR ET AL., 2010); (SEDLAR/SHUPE, 2014).

RACEPAC Flug 12 In RACEPAC Flug 12 (Abb. 4.35) wurde ausschließlich die Oberkante einer Wolkenschicht beprobt. Das Flugzeug flog an der Oberkante abwechselnd in- und außerhalb der Wolkenschicht. In einigen Wolkenabschnitten wurden Eispartikel nachgewiesen. Die Daten weisen eine relativ große Variabilität in der Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel auf. Dies ist zum einen eine Eigenschaft der Wolken und wird zum anderen, in den Randbereichen, durch die Mittelung von Abschnitten innerhalb und außerhalb der Wolke verstärkt.

Abbildung 4.35 d) zeigt die berechneten Tröpfchen- und Eispartikel-Anzahlkonzentrationen. Außerdem ist hier die Schwellwertkonzentration für den Eisnachweis, n_s , dargestellt. Diese wurde nach Gl. 3.7b und Multiplikation mit $n(t)$ berechnet. In einem Flugabschnitt in dem Tröpfchen aber keine Eispartikel detektiert wurden, um 20:10 UTC, gilt $n_s \approx 0,1 \text{ cm}^{-3}$. Im Flugabschnitt 20:15 bis 20:35 wurden immer wieder Eispartikel detektiert und die abgeleiteten Eispartikel-Anzahlkonzentrationen schwanken um $0,1 \text{ cm}^{-3}$. Damit liegen die Eispartikel-Anzahlkonzentration auch in diesem Beispiel im Bereich der Schwellwertkonzentrationen was ein sicheres Vorhandensein der Eispartikel bei $t_m = 15 \text{ s}$ unmöglich macht. Da während dieses Fluges keine kontinuierliche Wolkenbeprobung stattgefunden hat, ist eine Mittelung über längere Zeiträume nur sehr bedingt sinnvoll.

Die ausgeführten Untersuchungen der beiden Messflüge illustrieren, den Einfluss des Stichprobencharakters der SID-3 Streubilder, auf die abgeleiteten Größen. Fliegt das SID-3 Instrument durch eine relativ dichte Tröpfchenwolke, so ist der Nachweis von relativ niedrigen Eispartikel-Anzahlkonzentrationen schwierig. Eine Möglichkeit dies zu verbessern ist die Mittelung über längere Zeiträume. Allerdings führt eine vergrößerte Mittelung schon bei einer relativ niedrigen Fluggeschwindigkeit von 60 m s^{-1} zu einer recht groben Ortsauflösung und ist für die Untersuchung von räumlich kleinskaligen Strukturen nicht zielführend.

4.3.3 Die Tröpfchengröße als Funktion der Höhe

Aus Abb. 4.33 wird deutlich, dass mit steigender Flughöhe (Abb. 4.33 a)) die mittlere Tröpfchengröße (gelblicher Streifen in Abb. 4.33 c)) ansteigt. Um diese Korrelation weiter zu untersuchen werden in diesem Abschnitt Ergebnisse von vertikalen Wolkenprofilen der VERDI Flüge 7 und 11 mit Resultaten von Modellrechnungen verglichen.

VERDI Flug 7 Zur Verdeutlichung des Verlaufs der Tröpfchengröße während VERDI Flug 7 ist Abb. 4.37 eingefügt. Abb. 4.33 und Abb. 4.37, zeigen denselben Zeitraum und die Teilabbildungen 4.33 a) und Abb. 4.37 a) sind identisch. Allerdings basiert Abb. 4.33 c) auf den Triggersignalen des SID-3, während Abb. 4.37 b) und c) auf den Tröpfchenstreumustern basiert. In Periode A und C bilden die abgebildeten Streumuster eine Stichprobe aller detektierten Partikel (vergleiche Kurven in Abb. 4.33 b)). Im Vergleich

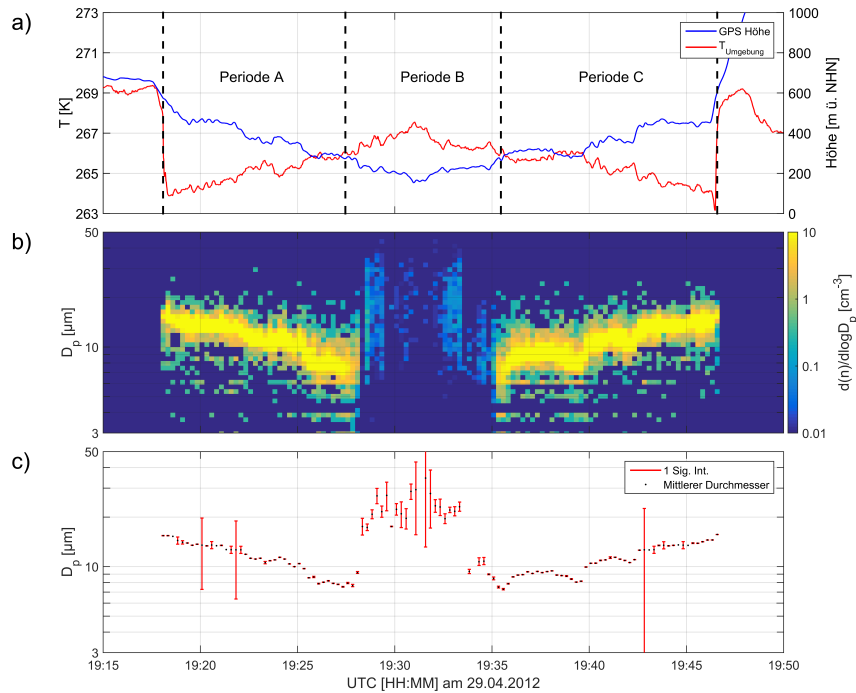


Abbildung 4.37: Auswertung zur Tröpfchengröße von VERDI Flug 7. a): Flughöhe und Temperatur wie in Abb. 4.33. b): Zeitlich aufgelöste Anzahlgrößenverteilung der Tröpfchenstreuung. c): Zeitlicher Verlauf des mittleren Durchmessers der Anzahlgrößenverteilung der Tröpfchenstreuung. Die mittleren Durchmesser wurden aus Fits von logarithmischen Normalverteilungen an die Anzahlgrößenverteilungen (b)) gewonnen.

zum Triggersignal, lässt sich aus den Streumustern eine viel exaktere Tröpfchengröße, durch einen Miefit (Abschnitt 3.1.5), ableiten. Bei den in Abb. 4.37 dargestellten Vertikalprofilen steigt die mittlere Tröpfchengröße mit der Höhe an.

VERDI Flug 11 Eine detaillierte Analyse der Tröpfchen, die während zwei Vertikalprofilen durch einen arktischen Stratocumulus im Rahmen von VERDI Flug 11 aufgenommen wurden, ist in Abb. 4.38 dargestellt. Beide Teilabbildungen b) und c) zeigen den Verlauf, der aus den Streubildern des SID-3 ermittelten Tröpfchengröße. Der in beiden Fällen festgestellte Anstieg der mittleren Tröpfchengröße deutet auf aufsteigende Wolkenpakete hin. Hinweise für ein solches Aufsteigen liefert auch eine Analyse der Temperatur in Abhängigkeit von der Flughöhe, wie bei der Präsentation der Messdaten in Abschnitt 4.3.1 ausgeführt wurde.

Vergleich der Resultate der Messungen und Modellrechnungen Zur weiteren Untersuchung der Abhängigkeit von Tröpfchengröße und Flughöhe folgt ein Vergleich der experimentellen Ergebnisse aus den VERDI Flügen 7 und 11 mit Modellrechnungen. Die idealisierten Modellrechnungen wurden mit dem Wolken- und Klimamodell COSMO-ART (VOGEL ET AL., 2009) von Katharina Weixler am KIT IMK-TRO durchgeführt. Das Modell beinhaltet ein 2-Momentenschema für die Wolkenphysik und wurde

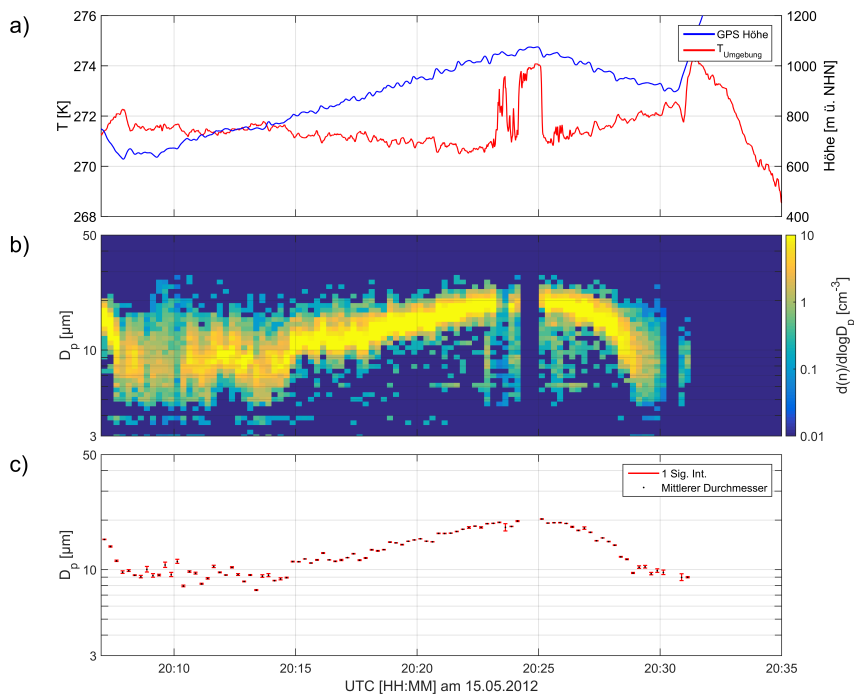


Abbildung 4.38: Auswertung zur Tröpfchengröße von VERDI Flug 11. a): Flughöhe und Temperatur. b): Zeitlich aufgelöste Anzahlgrößenverteilung der Tröpfchenstreuung. c): Zeitlicher Verlauf des mittleren Durchmessers der Anzahlgrößenverteilung der Tröpfchenstreuung. Die mittleren Durchmesser wurden aus Fits von logarithmischen Normalverteilungen an die Anzahlgrößenverteilungen (b)) gewonnen.

an die arktische Umgebung angepasst, u.a. durch Berücksichtigung der Erdoberfläche (insbesondere Eisoberfläche) sowie durch die Einbeziehung von Strahlungsrechnungen. Zur Initialisierung benötigt das Modell u.a. gemessenen Temperatur-, Feuchtigkeits- und Windprofile sowie eine Anzahlkonzentration von aktivierten Wolkentröpfchen. Das Modell umfasst einen Bereich von $6 \times 6 \text{ km}^2$ und 2 km Höhe.

Die zeitliche Entwicklung des mit dem COSMO-ART Modell errechneten mittleren Durchmessers als Funktion der Höhe ist in Abb. 4.39 dargestellt. Das Modell wurde mit einer Tröpfchen-Anzahlkonzentration von 100 cm^3 initialisiert und die Daten sind über die Grundfläche von $6 \times 6 \text{ km}^2$ gemittelt. Für den Vergleich mit den Messdaten wurden die Modellergebnisse über den Zeitraum in den schwarzen Boxen (122 min bis 202 min nach Start des Modelllaufs) gemittelt. Diese Zeitspannen wurden gewählt um mögliche Initialisierungseffekte auszuschließen und gleichzeitig möglichst nah, an den real gemessenen und für die Initialisierung verwendeten Bedingungen zu bleiben.

Abbildung 4.40 zeigt die mittleren Tröpfchengröße in verschiedenen Flughöhen für VERDI Flug 7 (links) und für VERDI Flug 11 (rechts), jeweils abgeleitet aus den Modellrechnungen und aus den Messungen mit dem SID-3. Die mittleren Durchmesser der Modellrechnungen sind generell kleiner, als die der SID-3 Messungen. Wie aus Abb. 4.39 ersichtlich ist beinhalten die verwendeten Modelldaten (schwarze Boxen) die größten auftretenden mittleren Durchmesser. Die Ursache der Abweichung zwischen Mess- und Modelldaten könnte in der Tröpfchenwachstums- oder Tröpfchennukleations-Para-

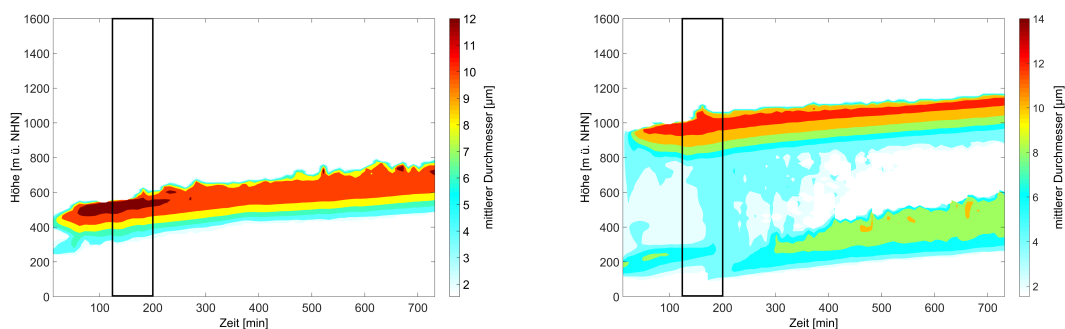


Abbildung 4.39: Die zeitliche Entwicklung des mittleren Durchmessers aus den COSMO-ART Modellrechnungen zu VERDI Flug 7 (links) und VERDI Flug 11 (rechts). Für den durchgeführten Vergleich wurden die Modellergebnisse von 122 min bis 202 min (schwarze Boxen) gemittelt.

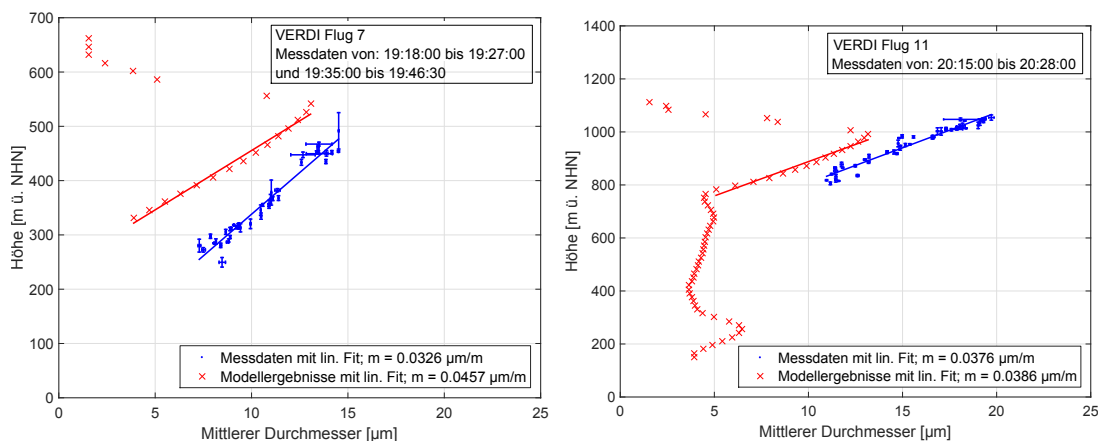


Abbildung 4.40: Mittlere Tröpfchengröße in verschiedenen Flughöhen für VERDI Flug 7 (links) und VERDI Flug 11 (rechts) aus Modellrechnungen und SID-3 Messungen. Die linearen Fits an die Messdaten umfassen alle dargestellten Messdaten. Die Fits an die COSMO-ART Modelldaten umfassen lediglich die kontinuierlichen Anstiege von 300 m bis 550 m (VERDI Flug 7) und 780 m bis 1000 m (VERDI Flug 11).

metrisierung des Modells liegen, was aber nicht abschließend aufgeklärt werden konnte.

Für beide Flüge tritt sowohl bei den Messergebnissen wie auch bei den Modellergebnissen ein Anstieg der mittleren Tröpfchengröße mit ansteigender Flughöhe auf. An diesen Anstieg des mittleren Durchmessers wurde, wie in Abb. 4.40 dargestellt eine Gerade gefittet. Für die Messergebnisse umfasst der Fit alle dargestellten Werte. Im Fall der COSMO-ART Daten wurden für den Fit nur Werte von Flughöhen im Bereich von 300 m bis 550 m (VERDI Flug 7) und von 780 m bis 1000 m (VERDI Flug 11) berücksichtigt.

Für VERDI Flug 7 weichen diese Profile voneinander ab und die in Tabelle 4.4 aufgeführten Steigungswerte sind nicht miteinander verträglich. Im Fall von Flug 11 ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung.

Ein weiteres Merkmal, der in Abb. 4.40 dargestellten Profile findet sich an der Wolkenoberkante. Hier zeigen die Modelldaten einen stetig kleiner werdenden mittleren Tröpfchendurchmesser, der in den Messergebnissen nicht auftritt. In den Messdaten

	Steigung Messung [$\mu\text{m}/\text{m}$]	Steigung Modell [$\mu\text{m}/\text{m}$]
VERDI Flug 7	$0,0326 \pm 0,0022$	$0,0457 \pm 0,0013$
VERDI Flug 11	$0,0376 \pm 0,0026$	$0,0386 \pm 0,0042$

Tabelle 4.4: Steigungen von linearen Fits an ausgewählte Datenbereiche von Messungen und COSMO-ART Modellierungsergebnissen der VERDI Flüge 7 und 11 dargestellt in Abb. 4.40.

steigt der mittlere Durchmesser bis zur Wolkenoberkante an und es gibt eine Unstetigkeit des mittleren Durchmessers beim Austritt aus der Wolke. Grund für diese Diskrepanz könnte sein, dass die Wolkenoberkante räumlich zu kleinskalig für das COSMO-ART Modell ist. Die Wolkenoberkante ist von besonderer Bedeutung für die Strahlungseigenschaften, weshalb diese Abweichung weiter untersucht werden sollte.

Insgesamt ist anzumerken, dass die Übereinstimmung von Modell und Messdaten für den Verlauf des mittleren Durchmessers, in den untersuchten arktischen Grenzschichtwolken, zufriedenstellend ist.

4.3.4 Bimodale Tröpfchengrößenverteilung an der Wolkenoberkante

Durch Mischungs- oder Verdampfungsvorgänge kann es an Wolkenoberkanten zu einer bimodalen Tröpfchengrößenverteilung kommen. Das Auftreten einer bimodalen Tröpfchengrößenverteilung während VERDI Flug 11 vom 15/05/2015 wurde bereits in KLINGEBIEL ET AL. (2015) dokumentiert. In diesem Abschnitt werden die SID-3 Messungen mit den Messungen von KLINGEBIEL ET AL. (2015) verglichen. Außerdem werden hier die Beobachtungen von bimodalen Tröpfchengrößenverteilungen während RACEPAC Flug 12 ausgeführt.

VERDI Flug 11 Abbildung 4.38 zeigt SID-3 Daten, die während VERDI Flug 11 aufgenommen wurden. Aus der Teilabbildung 4.38 b) ist ersichtlich, dass vor dem Austritt aus der Wolke um ca. 20:25 (durchgängiger blauer Bereich in Abb. 4.38 b) eine bimodale Tröpfchengrößenverteilung auftritt. Bimodal bedeutet in dieser Darstellung, dass sowohl eine gelb eingefärbte Hauptmode bei einem mittleren Durchmesser von etwa $17 \mu\text{m}$ als auch eine Mode von kleineren Tröpfchen registriert werden.

Mittelt man die Tröpfchengrößenverteilung über bestimmte Zeitintervalle wird das Auftreten von bimodalen Tröpfchengrößenverteilungen sichtbar und man erhält Abb. 4.41. In dieser Abbildung sind neben den SID-3 Daten auch Ergebnisse der „Cloud Droplet Probe“ (CDP) der Universität Mainz (zur Verfügung gestellt von M. Klingebiel) dargestellt. Abbildung 4.41 links zeigt eine monomodale Tröpfchengrößenverteilung die aufgenommen wurde als sich das Flugzeug im mittleren Bereich der Wolke befand. Im Gegensatz dazu wurde Abb. 4.41 rechts aufgenommen als sich das Flugzeug an der Wolkenoberkante befand. Die bimodale Tröpfchengrößenverteilung tritt an der Wolkenoberkante auf. Die Mittelungsintervalle für Abb. 4.41 beinhalten die Zeiträume von KLINGEBIEL ET AL. (2015). Insgesamt sind sie aber etwas länger, was der Tatsache geschuldet ist, dass der SID-3 und die CDP an unterschiedlichen Stellen am Flugzeug montiert waren. Diese räumliche Distanz kann zu einem zeitlichen Versatz bei der Detektion der Wolkenstrukturen führen. Außerdem ist nicht auszuschließen, dass es auch einen Unterschied in den Zeiteinstellungen der Messgeräte von wenigen Sekunden gab,

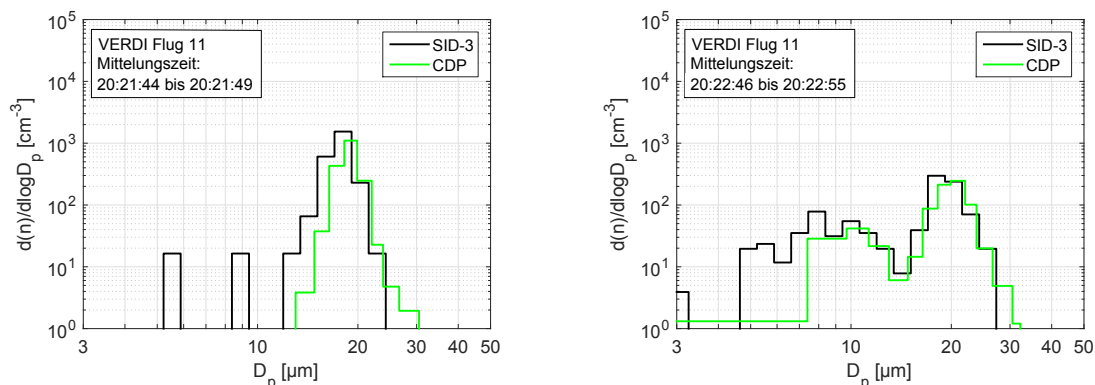


Abbildung 4.41: Gemittelte Tröpfchengrößenverteilungen des SID-3 und der CDP (aus KLINGEBIEL ET AL. (2015)) während VERDI Flug 11.

da an Bord der Polar-5 leider keine automatische Zeitsynchronisation ausgeführt wurde.

Die dargestellten Größenverteilungen von SID-3 und CDP stimmen sowohl im Bezug auf die Anzahl (y-Achse) als auch im Bezug auf die Größe (x-Achse) sehr gut überein.

RACEPAC Flug 12 Bei RACEPAC Flug 12 wurde kein Vertikalprofil durch die mittelhohe Wolkenschicht geflogen, sondern es wurde permanent die Wolkenoberkante untersucht. Abbildung 4.42 zeigt das Ergebnis der Tröpfchenanalyse von RACEPAC Flug 12. Es wurden in diesem Flug mehrere Wolkenabschnitte durchflogen. Da alle Daten nahe der Wolkenoberkante aufgenommen wurden, ist eine eindeutige Klassifizierung der Flugabschnitte in außerhalb und in der Wolke schwierig. Allerdings lassen sich auch in diesem Datensatz sowohl monomodale Tröpfchengrößenverteilungen (Abb. 4.43 links) als auch bimodale Tröpfchengrößenverteilungen (Abb. 4.43 rechts) identifizieren.

In KLINGEBIEL ET AL. (2015) werden als Mechanismen, die zu einer bimodalen Tröpfchengrößenverteilungen führen können (a) der Eintrag und die Aktivierung von frischem Aerosol oder (b) das differentielle Verdampfen von, in verschiedenen turbulenten Edies eingeschlossenen, Wolkentröpfchen genannt. Als Argument für Möglichkeit (a) bezogen auf VERDI Flug 11 geben KLINGEBIEL ET AL. (2015), die über der Wolke detektierte, trockene arktische Hintergrund-Aerosolschicht an. Möglichkeit (b) wird nach KLINGEBIEL ET AL. (2015) von Modellrechnungen zu VERDI Flug 11 unterstützt. Im Fall von RACEPAC Flug 12 gab es vor der Messung einen Frontdurchgang und so erscheint eine Erklärung, die trockenes arktisches Hintergrundaerosol involviert, für diesen Flug fragwürdig. Erklärungsansatz (b), der differentielles Verdampfen aufgrund von Turbulenzen an der Wolkenoberkante involviert erscheint in diesem Fall sehr plausibel.

4.3.5 Große Tröpfchenmode an der Wolkenunterkante

Das Auftreten einer Mode von großen Tröpfchen an der Wolkenunterkante haben wir bisher nur in den Daten von VERDI Flug 7 entdeckt.

Zur Diskussion der Daten wird die oben eingeführte Unterteilung von VERDI Flug 7 in die drei Perioden (Periode A: Abstieg von oben durch die Wolke; Periode B: Messung an der Wolkenunterkante; Periode C: Aufstieg durch die Wolke) beibehalten. Die gemittelten Partikel-Anzahlgrößenverteilungen der einzelnen Perioden von SID-3 und CDP sind in Abb. 4.44 dargestellt. Der Diskussion dieser Abbildung ist vorweg zu

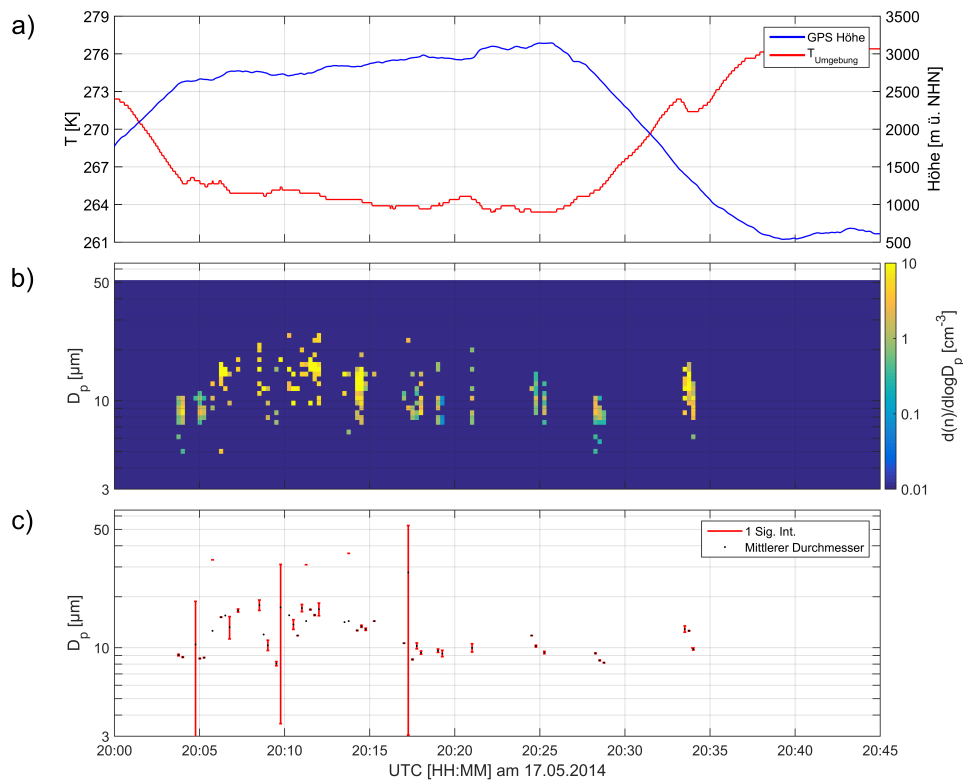


Abbildung 4.42: Auswertung zur Tröpfchengröße von RACEPAC Flug 12. a): Flughöhe und Temperatur aus Abb. 4.35. b): Zeit aufgelöste Anzahlgrößenverteilung der Tröpfchenstreumuster. c): Zeitlicher Verlauf des mittleren Durchmesser der Anzahlgrößenverteilung der Tröpfchenstreumuster. Die mittleren Durchmesser wurden aus Fits von logarithmischen Normalverteilungen an die Anzahlgrößenverteilungen (b)) gewonnen.

stellen, dass es bei der CDP Probleme mit der Windgeschwindigkeitsmessung gab was zu Unsicherheiten beim beprobten Volumen und folglich bei den abgeleiteten Anzahlkonzentrationen führt. Qualitativ stimmt die Anzahlgrößenverteilungen der CDP mit der aller Wolkenpartikel des SID-3, für die einzelnen Perioden, recht gut überein. Die quantitativen Unterschiede sind mit den Unsicherheiten im Bezug auf die CDP Werte erklärbar. Vergleicht man die drei Teilabbildungen von 4.44 fällt auf, dass die Größenverteilungen an der Wolkenunterkante (Periode B) im Vergleich zu den beiden anderen niedriger sind (da weniger Partikel detektiert wurden). Zudem werden in Periode B Partikel mit viel größeren Durchmessern registriert. Dies ist in den SID-3 und den CDP Daten gleichermaßen der Fall. Anhand der SID-3 Streumuster lassen sich viele dieser größeren Partikel als Tröpfchen klassifizieren. Die SID-3 Daten zeigen in Periode B also eine große Tröpfchenmode an der Wolkenunterkante.

Ein erster Erklärungsansatz für das Auftreten der großen Tröpfchen ist, dass sich diese aus geschmolzenen eisförmigen Niederschlagspartikeln gebildet haben. Dies wird dadurch unterstützt, dass vom SID-3 Instrument in Periode B Eispartikel verschiedener Größe detektiert wurden. Außerdem wurde von der Universität Mainz während VERDI

4.3. Flugzeuggetragene Messungen im Rahmen von VERDI und RACEPAC

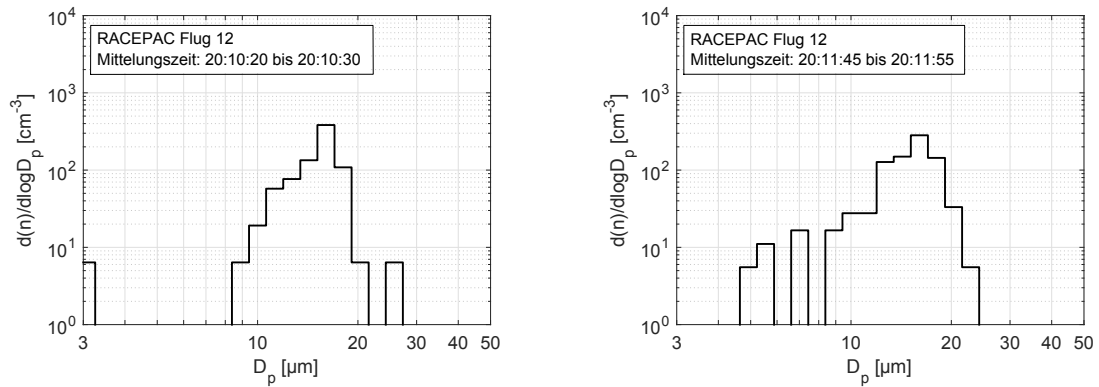


Abbildung 4.43: Gemittelte Tröpfchengrößenverteilungen des SID-3 während RACEPAC Flug 12.

neben dem CDP auch der CPI (kurz für Cloud Particle Imager) betrieben. Der CPI hat während Periode B eisförmige Niederschlagspartikel nachgewiesen. Die Produktion von großen Tröpfchen durch Schmelzen wird aber durch die Temperaturmessung, $T_{\text{Umgebung}} < 0^\circ\text{C}$, ausgeschlossen.

Ein zweiter Erklärungsansatz für das Auftreten von großen Tröpfchen an der Wolkenunterkante ist, dass sich größere Tröpfchen durch Sedimentation dort anreichern. Allerdings steht dies im Widerspruch zum oben bereits diskutierten Trend, dass die mittlere Tröpfchengröße in der Wolke mit der Höhe ansteigt.

Wie bereits im Fall der bimodalen Tröpfchengrößenverteilung reicht die Auflösung des COSMO-ART Modells nicht aus um hierzu Modellrechnungen anzustrengen.

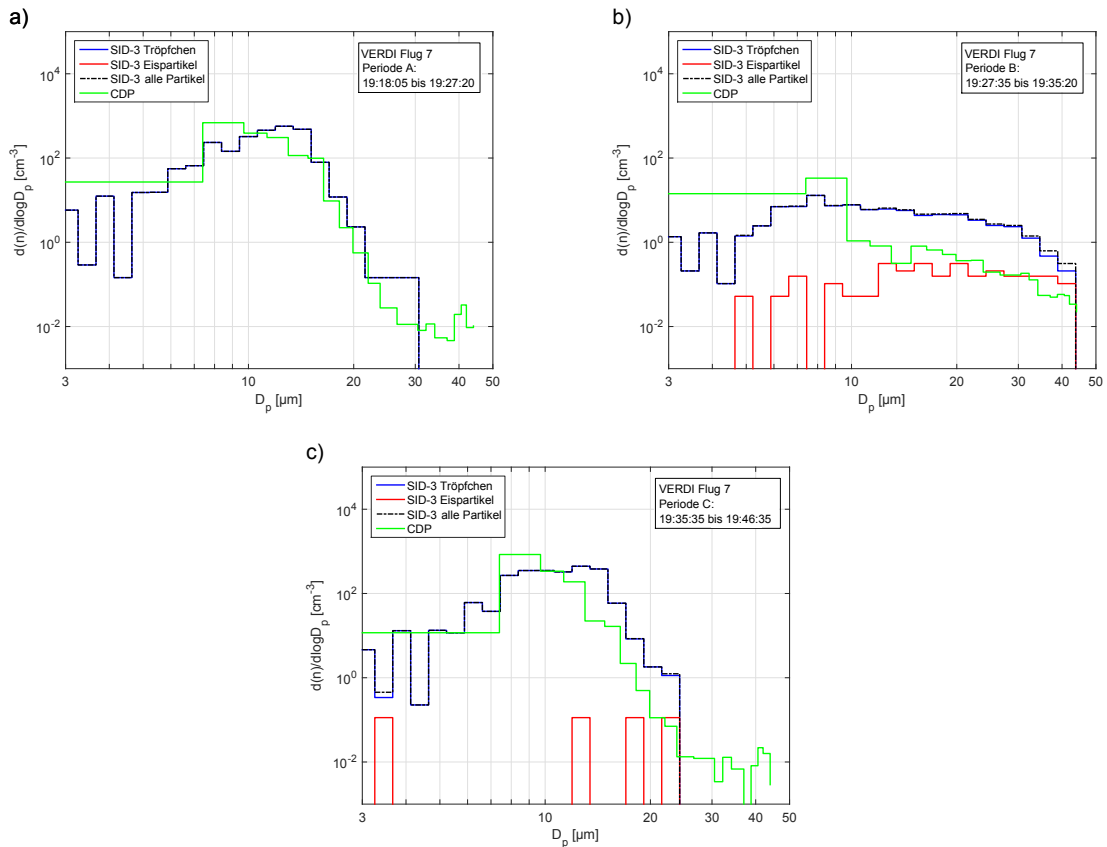


Abbildung 4.44: Gemittelte Anzahlgrößenverteilungen des SID-3 und der CDP für die Perioden A, B, und C von VERDI Flug 7. Die vom SID-3 nachgewiesenen Wolkenpartikel lassen sich in Tröpfchen und Eispartikel unterteilen. Die Anzahlgrößenverteilungen werden aus den Streumustern gebildet und auf die gemessene Anzahlkonzentration aller Wolkenpartikel skaliert. Die CDP liefert lediglich eine Anzahlgrößenverteilung aller Wolkenpartikel.

Kapitel 5

Zusammenfassung und Ausblick

Ziel dieser Arbeit war es, durch die Untersuchung von kleinen Eispartikeln neue Erkenntnisse über die Prozesse in Mischphasenwolken (MPWn) zu gewinnen. Dazu wurden Messungen an der AIDA-Wolkenkammer, auf Bergstationen und an Bord von Flugzeugen über der kanadischen Arktis durchgeführt. Quellen von kleinen Eispartikeln in MPWn sind die heterogene Eisnukleation und sekundäre Eisformationsprozesse. Bei bodengebundene Messungen auf Bergstationen detektiert man zusätzlich Eispartikel aus sekundären Eisformationsprozessen an Oberflächen. Besonders die sekundären Eisformationsprozesse sind nur sehr lückenhaft beschrieben und verstanden. Frühere Studien liefern Anhaltspunkte, dass anhand der Form der sekundären Eispartikel auf den jeweilig aktiven Multiplikationsprozess geschlossen werden kann. Mit der Untersuchung kleiner Eispartikel ist man den Formationsprozessen direkt auf der Spur, da Eispartikel durch den WBF Prozess in MPWn relativ schnell anwachsen. Die kleinsten Wolkenpartikel einer MPW lassen sich mit den in dieser Arbeit eingesetzten SID-3 und PPD-2K Instrumenten detailliert untersuchen. Zur Analyse und Aufbereitung der Messergebnisse wurden Computerprogramme entwickelt, mit denen die Größe von Wolkentröpfchen durch den Fit einer Lorenz-Mie-Lösung sowie die Morphologie von Eispartikeln bestimmt werden.

Nachfolgend werden die Resultate dieser Arbeit zusammengefasst und Anknüpfungspunkte für zukünftige Forschungsaktivitäten in einem Ausblick diskutiert.

5.1 Untersuchungen an der AIDA-Wolkenkammer

An der AIDA-Kammer ist es durch die Definierbarkeit der Experimentparameter möglich, Wolken einer bestimmten Zusammensetzung zu erzeugen. Anhand der Messdaten von dichten Flüssigwasserwolken wurde die Größenkalibration des SID-3 und des PPD-2K demonstriert. Messungen an reinen Eiswolken geben Aufschluss über das Detektionsverhalten der Instrumente im Hinblick auf bestimmte Eispartikelformen. An der AIDA-Kammer wurden zudem weitere Messgeräte (SIMONE und WELAS OPZ) zur Phasenbestimmung der Wolkenpartikel betrieben. Ein Vergleich der Resultate von SID-3 und PPD-2K mit SIMONE und WELAS OPZ lieferte zufriedenstellende Ergebnisse.

Messungen an MPWn mit dem SID-3 und dem PPD-2K ermöglichen Untersuchungen zum Auftreten und zur Form von kleinen Eispartikeln. Die Formanalyse ergab, dass die kleinen Eispartikel vorwiegend eine irreguläre Morphologie aufweisen. Aufgrund der zeit- und größenauflösenden PPD-2K Messungen konnte die Volumenabhängigkeit des

homogenen Gefrierens sichtbar gemacht werden. Zudem gelang es im Rahmen dieser Arbeit eine MPW in der AIDA zu erzeugen, in der Eispartikel und Tröpfchen über einen Zeitraum von etwa 10 min hinweg koexistierten. Dabei wurde gezeigt, dass eine Phasendiskriminierung mit dem PPD-2K auch dann noch möglich ist, wenn Eispartikel und Tröpfchen ähnliche Größen haben und das klassische Unterscheidungskriterium einer Schwellwertgröße nicht anwendbar ist. Bei AIDA Experimenten wurden aber auch die Grenzen der präsentierten Methode zur Phasendiskriminierung deutlich, als kugelförmige, gefrorene Tröpfchen generiert wurden. Gefrorenen Tröpfchen treten an der Wolkenkammer jedoch nur unter Bedingungen auf, die denen einer natürlichen Gewitterwolke entsprechen. Solche wurden in dieser Arbeit nicht beprobt und für die untersuchten natürlichen MPWn ist, basierend auf den AIDA Experimenten, nicht mit dem Auftreten von gefrorenen Tröpfchen zu rechnen.

5.2 Messungen auf Bergstationen

Für den Betrieb des SID-3 auf Bergstationen wurden in dieser Arbeit Aspirationshauben sowie ein Drehtischaufbau entwickelt. Die Resultate der SID-3 Messungen in MPWn auf dem Jungfraujoch bestätigen die von CHOULARTON ET AL. (2008) gemachte Beobachtung eines Alternierendes zwischen dichten, flüssig dominierten und weniger dichten, vereisten Wolkenabschnitten. Die Anzahlkonzentrationen kleiner Eispartikel liegen bei den präsentierten Messungen häufig über 100 l^{-1} . Für natürliche Wolken sind dies sehr hohe Werte und diese Beobachtungen sind in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von ROGERS/VALI (1987) und LLOYD ET AL. (2015b). In der vorliegenden Arbeit wurde gezeigt, dass sich aus Modellrechnungen, die auf die einzelnen Wolkenereignisse angepasst wurden, um mehrere Größenordnungen niedrigere Anzahlkonzentrationen von Eispartikeln ergeben. Im Modell wird als Quelle der Eispartikel lediglich die heterogene Eisknucleation berücksichtigt. Daraus kann man ableiten, dass Eismultiplikationsprozesse die Eisbildung in natürlichen MPWn auf Bergstationen dominieren. Dies unterstreicht die Wichtigkeit sekundärer Prozesse für bodennahe MPWn.

In der vorliegenden Arbeit wurde darüber hinaus erstmalig eine starke Korrelation der Anzahlkonzentration kleiner Eispartikel und der Windgeschwindigkeit festgestellt, während dies für Tröpfchen nicht der Fall ist (Abb. 4.21). Als Quellen der Eispartikel kommen das Aufwirbeln und Fragmentieren von Schnee, das Aufwirbeln von Bruchstücken aus dem Reifaufwuchs auf Oberflächen, die effektive Nucleation auf aufgewirbelten prä-aktiviertem Aerosol oder Eismultiplikationsprozesse in der Wolke in Frage.

Die Anzahl kleiner Eispartikel kann indirekt auch mit dem Ice-CVI ermittelt werden. Der Ice-CVI extrahiert die kleinen Eispartikel einer MPW physikalisch und in der Folge wird die Anzahl von Eisresiduen bestimmt. Der präsentierte Vergleich mit den Messungen des SID-3 zeigt eine sehr gute Übereinstimmung zwischen beiden Methoden (vgl. 4.22) und bestätigt somit die SID-3 Resultate.

Aus den SID-3 Streumustern lässt sich die Form des untersuchten Eispartikels ableiten. Diese Analyse offenbarte eine andauernde Dominanz von irregulären Formen unter den kleinen Eispartikeln in natürlichen MPW. Es konnte lediglich in Einzelfällen eine sprunghafte Änderung der Formzusammensetzung festgestellt werden, was als Signatur eines einzelnen Eismultiplikationsprozesses zu werten ist (Abb. 4.26). Die Beobachtungen legen nahe, dass üblicherweise mehrere Eismultiplikationsprozesse gleichzeitig in der Umgebung einer Bergstation aktiv sind.

5.3 Untersuchungen am eisselektiven Einlass

Eine Aufgabenstellung dieser Arbeit war die Mitarbeit bei Entwicklung und Charakterisierung des neuartigen eisselektiven Einlass (ISI) (KUPISZEWSKI ET AL., 2015). In diesem Zusammenhang sind drei ISI-Versionen (AIDA, CLACE 2013 und CLACE 2014) entstanden, mit denen jeweils Messdaten erhoben wurden. Bei einem ersten qualitativen Test an der AIDA-Kammer konnte gezeigt werden, dass die Grundidee des ISI, welche das Verdampfen der Flüssigwassertröpfchen über einem mit Eis bedeckten Rohr ist, funktioniert.

Auf diesen Experimenten aufbauend wurden für die Feldmessungen auf dem Jungfraujoch (CLACE 2013 und CLACE 2014) überarbeitete Versionen des ISI entwickelt. Hinter diesen beiden Verdampfungseinheiten detektierte der PPD-2K nur sehr wenige Tröpfchen, womit das Funktionieren des ISI-Verdampfungsprinzips auch bei Feldmessungen nachgewiesen werden konnte. Das zentrale Problem bei Verwendung des ISI ist aber die reduzierte Transmissionseffizienz von Eisparkeln (maximal 32%) durch die ISI Verdampfungseinheit. Dabei zeigen vom PPD-2K im ISI aufgezeichnet Streumuster andere Morphologien als jene, die direkt in der Wolke vom SID-3 detektiert wurden. Folglich verändert sich die Eisparkelpopulation beim Durchgang durch den ISI. Deshalb hat der Ansatz, den ISI als Filter für eine detaillierte Untersuchung der Eisphase einer MPW einzusetzen nur eingeschränkt funktioniert.

5.4 Flugzeugbasierte Messungen in arktischen MPWn

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Mikrophysik von stratiformen MPWn in der Arktis untersucht. Bei diesen Messungen wurde die Nachweisgrenze des SID-3 im Bezug auf Eisparkel erreicht. Der Grund hierfür ist, dass in einer typischen Wolkensituation nur von einer Stichprobe der untersuchten Wolkenpartikel Streumuster aufgezeichnet werden. Um das Auftreten von Eisparkeln in den untersuchten arktischen MPW sicher räumlich bestimmen zu können, muss die Mittelungsskala auf bis zu 30 km ausgedehnt werden. Viele Variablen, die für die Mikrophysik einer MPW wichtig sind, ändern sich auf bedeutend kleineren räumlichen Skalen (MCFARQUHAR ET AL., 2010); (SEDLAR/SHUPE, 2014), was eine solch grobe Untersuchung der Eisphase nur bedingt sinnvoll macht. Diese Überlegungen sollten bei der Planung von zukünftigen Messungen berücksichtigt werden. Eine Lösung für dieses statistische Problem wäre die Messung hinter einem Filter für Eisparkel, wie dem ISI.

Aufgrund der niedrigen Anzahl aufgezeichneter Eisparkel-Streumuster war die Eisphase arktischer MPW nicht detailliert charakterisierbar. Die durchgeführten Messungen erlauben aber eine genaue Beschreibung der Tröpfchenpopulation dieser Wolken. Aus den Daten von Vertikalprofilen konnte gezeigt werden, dass der SID-3 immer größer werdende Wolkentröpfchen beim Aufstieg detektierte. Beim Abstieg wanderte das Maximum der Größenverteilung hingegen wieder zu kleineren Tröpfchendurchmessern. Ein solcher Verlauf der mittleren Tröpfchengröße deutet auf aufsteigende Wolkenpakete hin, was durch eine Analyse der Temperatur in Abhängigkeit von der Flughöhe bestätigt wurde.

Vergleicht man den Verlauf der Tröpfchengrößenverteilung in Abhängigkeit von der Höhe aus COSMO-ART Modellrechnungen und SID-3 Messungen ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung (Abb. 4.40).

Außerdem wurde an der Wolkenoberkante, in ausgewählten Abschnitten der SID-3

Daten, eine bimodale Tröpfchengrößenverteilung festgestellt, die sehr gut mit den von KLINGEBIEL ET AL. (2015) publizierten Beobachtungen übereinstimmt. Als Erklärungshypothese zur bimodalen Tröpfchengrößenverteilung wird, besonders durch die RACE-PAC-Ergebnisse, das differentielle Verdampfen von Wolkentröpfchen in verschiedenen turbulenten Wirbeln an der Wolkenoberkante unterstützt.

5.5 Ausblick

Etwa 5%, der mit dem SID-3 in Feldmessungen aufgezeichneten Streumuster beinhalten Artefakte. Die manuelle Prozessierung dieser artefaktbehafteten Muster ist zeit- und aufwändig und könnte, durch einen Bildverarbeitungs-Algorithmus zur automatischen Identifizierung dieser Muster, beschleunigt und vereinfacht werden.

Die Herkunft der Eispartikel auf Bergstationen ist eine brennende offene Frage im Zusammenhang mit den in dieser Arbeit präsentierten Messungen. Dazu wurden hier und in LLOYD ET AL. (2015b) vielversprechende Erklärungsansätze präsentiert. Idealerweise sollten die vorgeschlagenen Prozesse im Labor (z.B. in einer Kältekammer) nachgestellt und charakterisiert werden. Damit würden die Feldmessergebnisse erklärbar und diese Prozesse parameterisierbar, die die Formation von Wolkeneispartikeln in einer gebirgigen Umgebung scheinbar dominieren.

Weitere mikrophysikalische Untersuchungen mit dem ISI sollten erst nach einer Verbesserung der Transmissionseffizienz der ISI-Verdampfungseinheit angestrebt werden. In diesem Zusammenhang ist die drängendste und bisher leider unbeantwortete Frage die nach der Ursache des Sublimierens bzw. Verschwindens der Eispartikel. Erkenntnisse hierzu sollten Untersuchungen an einer Wolkenkammer mit kühlbaren Wänden liefern, die momentan (Sommer 2015) am KIT IMK-AAF vorbereitet werden.

Am KIT IMK-AAF wird zudem eine elektrodynamische Falle entwickelt, in der sowohl echte Bilder wie auch hochaufgelöste Streumuster eines Eispartikels generiert werden. Damit sollte die präsentierte Methode zur Formermittlung von Eispartikeln charakterisierbar sein.

Das Auftreten von gefrorenen Tröpfchen wurde in dieser Arbeit zum ersten Mal mit dem PPD-2K systematisch an der AIDA Kammer beobachtet. Hierzu wurden weitere Untersuchungen angestellt und eine Publikation dazu von Järvinen et al. ist in Vorbereitung.

Zu den Besonderheiten der Größenverteilung von arktischen MPWn hat diese Arbeit folgende Anknüpfungspunkte geliefert. An der Wolkenunterkante wurde eine Mode großer Tröpfchen detektiert. Dies konnte nur einmal beobachtet werden und ist mir aus der Literatur nicht bekannt, weshalb eine wiederholte Beobachtung anzustreben ist. Des Weiteren ist die Tröpfchengrößenverteilung an der Wolkenoberkante von besonderer Bedeutung für die Strahlungseigenschaften. In dieser Arbeit wurde hierzu eine Diskrepanz von Beobachtungen und Modellrechnungen gefunden, die weiter untersucht werden sollte.

Kapitel 6

Anhang

6.1 Dokumentation zum Lenze Antriebs des KIT IMK-AAF Drehtisches

Der Drehtischaufbau des KIT IMK-AAF verfügt für die horizontale Ausrichtung über einen Lenze Stirnrad Getriebemotor, der von einer Lenze TopLine C Einheit gesteuert wird. In diesem Abschnitt wird zunächst die Verschaltung der Komponenten des Lenze Antriebs des Drehtisches dargestellt und anschließend wird das Steuerprogramm, das auf der TopLine C Einheit ausgeführt wird, beschrieben. Durch ein Datenkabel lässt sich TopLine C Einheit mit einem Computer verbinden und es kann der aktuelle Zustand der Lenze Komponenten abgefragt und u.a. die Steuerungssoftware editiert werden. Dafür muss auf dem Computer eine LENZE ENGINEER Software installiert sein.

6.1.1 Verschaltung der Antriebskomponenten

Die elektrische und elektronische Verschaltung von Lenze Topline C und Lenze Stirnrad Getriebemotor Typ GST05-3M sind in Abb. 6.1 dargestellt.

6.1.2 Das Steuerungsprogramm

Die aktuellste Version der TopLine-C Steuerungssoftware: `kit_Rotordrehung_V6` ist eine Tabellenpositionierungsanwendung, die mit dem LENZE ENGINEER HIGH LEVEL 2.17 editiert wurde. Die klassische Tabellenpositionierung ist eine Förderbandanwendung. Die TopLine C Einheit bekommt bei dieser Anwendungsart eine ständige Rückmeldung über die Motorposition durch den Resolver, der direkt am Motor angebracht ist.

Das Steuerungsprogramm `kit_Rotordrehung` wurde von Mathias Schulz: (Telefon: +49 (0) 5154 / 82-1680, E-Mail: SchulzM@Lenze.de) für unsere Anwendung erstellt. Im Rahmen dieser Arbeit habe ich einige kleinere Änderungen vorgenommen. Die hier ausgeführte Beschreibung wurde mit dem LENZE ENGINEER HIGH LEVEL 2.17 und dem Programm `kit_Rotordrehung_V6` erstellt. Nach dem Öffnen des LENZE ENGINEER HIGH LEVEL 2.17 ist im linken Menüstamm die Achse KIT auszuwählen. Es erscheint unsere Steuerung (TopLine C) und unserer Motor. Der Motor ist in Dreieckschaltung verschaltet. Dies ist der Tatsache geschuldet, dass die Steuerung lediglich mit 230 V versorgt wird und somit nur die Dreieckschaltung des Motors möglich ist. Wählt man

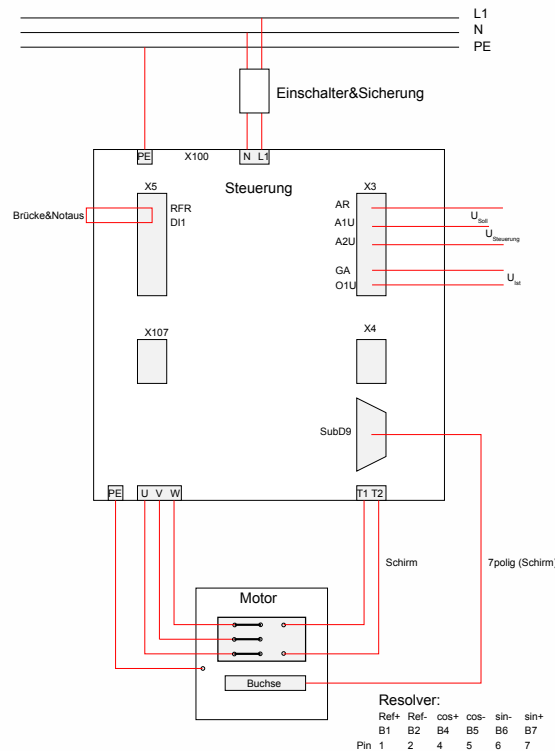


Abbildung 6.1: Elektrische und elektronische Verschaltung von Lenze Topline C und Lenze Stirnrad Getriebemotor Typ GST05-3M.

in der ersten Abfrage TopLine C aus, erscheinen mehrere Reiter. Die Einstellungsmöglichkeiten sind vielfältig und recht gut beschrieben. Hier werden nur einige ausgewählte Parameter beschrieben, die besonders erklärungsbedürftig und wichtig erscheinen.

Applikationsparameter

Die Parameter unserer Applikation finden sich unter Grundfunktionen » Maschinenparameter. Der Wert Vorschubkonstante berechnet sich aus dem verbauten Zahnradverhältnis: Das Zahnrad auf der Welle des Motors hat 40 Zähne. Der Drehteller hat 79 Zähne. Damit ergibt sich pro Motorumdrehung: $\frac{40}{79} \cdot 360^\circ = 182,79^\circ$

Eine weitere Variable ist der MCK Zähler im Getriebe Nenner. Der verbaute Motor hat intern eine Übersetzung von 63,467 die hier abgebildet wird.

FB Editor

Der FB Editor ist eine LabView ähnliche Programmierumgebung.

Über Analogeingang 1 wird die Steuerung mit der aktuellen Wunschrichtung versorgt dabei entsprechen 0 bis 10 V 0° bis 360°.

Die Digitaleingänge wurden ab Programmversion 6, der kit_Rotordrehung ihrer Steuerungsaufgabe beraubt da diese Aufgabe Analogeingang 2 übernahm. Mittels des Analogeingangs 2 werden die aktuellen Modi der TopLineC Einheit gesteuert. Dabei

entsprechen

- 1 V dem Referenzieren. D.h. die aktuelle Position wird als 0° gesetzt.
- 2 V der Motor ist im Handbetrieb und dreht sich fortlaufend nach rechts.
- 3 V der Motor ist im Handbetrieb und dreht sich fortlaufend nach links.
- 4 V der Motor ist im Positionierbetrieb und dreht sich auf die über Analogeingang 1 angegebene Position.
- 5 V der Motor macht eine Quick Stop und bleibt sofort stehen.

Aktuelle Parameter L_Compare_1: (Symbol ganz rechts in der Titelleiste) Dieses Fenster gibt die relative Abweichung zwischen Ist- und Sollposition an, ab der geregelt wird.

LS_Pulse_Generator: Im Feld Pause kann die Zeit eingestellt werden, die die Steuerung wartet bis Ist- und Sollposition wieder verglichen werden.

Reiter Klemmenbelegung

Wählt man hier die analogen Klemmen aus, sieht man falls man Online (physikalisch mit der Steuerung verbunden und den Online Status aktiviert hat) ist, die analogen Eingangssignale. Gegenbefalls kann man hier einen Offset hinzufügen.

Abkürzungsverzeichnis

1 Sig. Int.	Ein Sigma Vertrauensintervall
Abb.	Abbildung
ACRIDICON	Aerosol, Cloud, Precipitation, and Radiation Interactions and Dynamics of Convective Cloud Systems
AIDA	Aerosol Interaktion und Dynamik in der Atmosphäre
CDP	Cloud Droplet Probe
CLACE	CLoud and Aerosol Characterization Experiments
COSMO-ART	COnsortium for Small-scale MOdelling - Aerosols and Reactive Trace gases
CPC	Condensation Particle Counter
CPSPD	Cloud Particle Spectrometer with Polarization Detection
EPF	EisPartikelFraktion
GPS	Global Positioning System
HFSJ	Hochalpine ForschungsStation Jungfraujoch
Ice-CVI	Ice-Counterflow Virtual Impactor
IMK-AAF ...	Institut für Meteorologie und Klimaforschung - Atmosphärische AerosolForschung
IN 19	Ice Nucleation 19
ISI	Ice Selective Inlet
KIT	Karlsruher Institut für Technologie
MBW	Taupunktspiegel 373, MBW, Schweiz
MPW(n)	MischPhasenWolke(n)
PCVI	Pumped Counterflow Virtual Impactor
PMS	Particle Measureing Systems
PPD-2K	Particle Phase Discriminator mark 2, Karlsruhe edition
PSI	Paul Scherrer Institut
RACEPAC ...	Radiation-Aerosol-Cloud ExPeriment in the Arctic Circle
RH	Relative Humidity
RICE	Rough ICE
SID-3	Small Ice Detector mark 3
SIMONE	StreulichtIntensitätsMessungen zum Optischen Nachweis von Eiskristallen
TDL	Tunable Diode Laser
Tröpf.	Tröpfchen
UFS	UmweltForschungsstation Schneefernerhaus
VERDI	VERTical Distribution of Ice in Arctic Clouds
WBF-Prozess	Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess
WELAS OPZ	welas ® Optischer PartikelZähler

Literaturverzeichnis

- ABDELMONEM, A./SCHNAITER, M./AMSLER, P./HESSE, E./MEYER, J./LEISNER, T. (2011): First correlated measurements of the shape and light scattering properties of cloud particles using the new Particle Habit Imaging and Polar Scattering (PHIPS) probe, in: *Atmos. Meas. Tech.*, 4(10), S. 2125–2142, doi:10.5194/amt-4-2125-2011.
- AGARWAL, J. K./LIU, B. Y. H. (1980): A criterion for accurate aerosol sampling in calm air, in: *Am. Ind. Hyg. Assoc. J.*, 41(3), S. 191–197, doi:10.1080/15298668091424591.
- BALTENSPERGER, U./SCHWIKOWSKI, M./JOST, D./NYEKI, S./GÄGGELER, H./POULIDA, O. (1998): Scavenging of atmospheric constituents in mixed phase clouds at the high-alpine site jungfraujoeh part I: Basic concept and aerosol scavenging by clouds, in: *Atmos. Environ.*, 32(23), S. 3975–3983, ISSN 1352-2310, doi:10.1016/S1352-2310(98)00051-X.
- BARLOW, R. (1989): *Statistics : a guide to the use of statistical methods in the physical sciences*, Wiley.
- BAUMGARDNER, D. (2011): Airborne instruments to measure atmospheric aerosol particles, clouds and radiation: A cook’s tour of mature and emerging technology, in: *Atmos. Res.*, 102(1-2), S. 10–29, ISSN 0169-8095, doi:10.1016/j.atmosres.2011.06.021.
- BAUMGARDNER, D./NEWTON, R./KRÄMER, M./MEYER, J./BEYER, A./WENDISCH, M./VOCHEZER, P. (2014): The Cloud Particle Spectrometer with Polarization Detection (CPSPD): A next generation open-path cloud probe for distinguishing liquid cloud droplets from ice crystals, in: *Atmos. Research*, 142(0), S. 2–14, ISSN 0169-8095, doi:10.1016/j.atmosres.2013.12.010.
- BEHENG, K. D./WACKER, U. (1993): Über die Mikrostruktur von Wolken, in: *promet*, 23. Jahrgang(Heft 1/2), S. 10–15.
- BELYAEV, S./LEVIN, L. (1972): Investigation of aerosol aspiration by photographing particle tracks under flash illumination, in: *J. Aerosol Sci.*, 3(2), S. 127–140, doi:10.1016/0021-8502(72)90149-8.
- BELYAEV, S./LEVIN, L. (1974): Techniques for collection of representative aerosol samples, in: *J. Aerosol Sci.*, 5(4), S. 325–338, doi:10.1016/0021-8502(74)90130-x.
- BENZ, S./MEGAHED, K./MÖHLER, O./SAATHOFF, H./WAGNER, R./SCHURATH, U. (2005): T-dependent rate measurements of homogeneous ice nucleation in cloud droplets using a large atmospheric simulation chamber, in: *J. Photochem. Photobiol. A*, 176(1-3), S. 208–217, doi:10.1016/j.jphotochem.2005.08.026.

- BERGERON, T. (1935): Procès Verbaux de l'Association de Météorologie, Kap. On the physics of clouds and precipitation, S. 156–178, Int. Union of Geodesy and Geophys.
- BOHREN, C. F./HUFFMAN, D. R. (1998): Absorption and Scattering of Light by Small Particles, Wiley Science Paperback, ISBN 0-471-29340-7; 978-0-471-29340-8.
- BROCKMANN, J. (2011): Aerosol Transport in Sampling Lines and Inlets, in: Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications, Kap. 6, S. 69–105, John Wiley & Sons, Ltd.
- CANTRELL, W./HEYMSFIELD, A. (2005): Production of Ice in Tropospheric Clouds: A Review, in: Bull. Amer. Meteor. Soc., 86(6), S. 795–807, ISSN 0003-0007, doi:10.1175/BAMS-86-6-795.
- CHOUARTON, T. W./BOWER, K. N./WEINGARTNER, E./CRAWFORD, I./COE, H./GALLAGHER, M. W./FLYNN, M./CROSIER, J./CONNOLLY, P./TARGINO, A./ALFARRA, M. R./BALTENSPERGER, U./SJOGREN, S./VERHEGGEN, B./COZIC, J./GYSEL, M. (2008): The influence of small aerosol particles on the properties of water and ice clouds, in: Faraday Discuss., 137, S. 205–222, ISSN 1359-6640, doi:10.1039/B702722M.
- COHEN, J./SCREEN, J. A./FURTADO, J. C./BARLOW, M./WHITTLESTON, D./COUMOU, D./FRANCIS, J./DETHLOFF, K./ENTEKHABI, D./OVERLAND, J./JONES, J. (2014): Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather, in: Nature Geosci, 7(9), S. 627–637, doi:10.1038/ngeo2234.
- COTTON, R./OSBORNE, S./ULANOWSKI, Z./HIRST, E./KAYE, P. H./GREENAWAY, R. S. (2010): The Ability of the Small Ice Detector (SID-2) to Characterize Cloud Particle and Aerosol Morphologies Obtained during Flights of the FAAM BAe-146 Research Aircraft, in: J. Atmos. Oceanic Technol., 27(2009), S. 290–303, doi:10.1175/2009JTECHA1282.1.
- COTTON, R. J./FIELD, P. R./ULANOWSKI, Z./KAYE, P. H./HIRST, E./GREENAWAY, R. S./CRAWFORD, I./CROSIER, J./DORSEY, J. (2013): The effective density of small ice particles obtained from in situ aircraft observations of mid-latitude cirrus, in: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 139(676), S. 1923–1934, ISSN 1477-870X, doi:10.1002/qj.2058.
- COZIC, J./MERTES, S./VERHEGGEN, B./CZICZO, D. J./GALLAVARDIN, S. J./WALTER, S./BALTENSPERGER, U./WEINGARTNER, E. (2008): Black carbon enrichment in atmospheric ice particle residuals observed in lower tropospheric mixed phase clouds, in: J. Geophys. Res.-Atmos., 113(D15), S. D15.209–, ISSN 0148-0227, doi:10.1029/2007JD009266.
- DEMOTT, P. J./PRENNI, A. J./LIU, X./KREIDENWEIS, S. M./PETTERS, M. D./TWOHY, C. H./RICHARDSON, M. S./EIDHAMMER, T./ROGERS, D. C. (2010): Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate, in: Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 107(25), S. 11.217–11.222, doi:10.1073/pnas.0910818107.
- EHRlich, A./WENDISCH, M./BIERWIRTH, E./HERBER, A./SCHWARZENBÖCK, A. (2008): Ice crystal shape effects on solar radiative properties of Arctic mixed-phase

- clouds—Dependence on microphysical properties, in: *Atmos. Res.*, 88(3-4), S. 266–276, doi:10.1016/j.atmosres.2007.11.018.
- FINDEISEN, W. (1938): Kolloid-meteorologische Vorgänge bei Niederschlagsbildung, in: *Meteor. Z.*, 55, S. 121–133.
- FREUD, E./KOUSSEVITZKY, H./GOREN, T./ROSENFELD, D. (2015): Cloud microphysical background for the Israel-4 cloud seeding experiment, in: *Atmos. Res.*, 158-159, S. 122–138, doi:10.1016/j.atmosres.2015.02.007.
- FUGAL, J. P./SHAW, R. A. (2009): Cloud particle size distributions measured with an airborne digital in-line holographic instrument, in: *Atmos. Meas. Tech.*, 2(1), S. 259–271, doi:10.5194/amt-2-259-2009.
- GAYET, J.-F./MIOCHE, G./BUGLIARO, L./PROTAT, A./MINIKIN, A./WIRTH, M./DÖRNBRACK, A./SHCHERBAKOV, V./MAYER, B./GARNIER, A./GOURBEYRE, C. (2012): On the observation of unusual high concentration of small chain-like aggregate ice crystals and large ice water contents near the top of a deep convective cloud during the CIRCLE-2 experiment, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 12(2), S. 727–744, doi:10.5194/acp-12-727-2012.
- GERTHSEN, C. (2010): *Gerthsen Physik*, Springer-Lehrbuch, 24. Aufl., Springer, Berlin, ISBN 978-3-642-12893-6; 3-642-12893-9.
- HALLETT, J./MOSSOP, S. C. (1974): Production of secondary ice particles during the riming process, in: *Nature*, 249(5452), S. 26–28, doi:10.1038/249026a0.
- HAMMER, E./BUKOWIECKI, N./GYSEL, M./JURÁNYI, Z./HOYLE, C. R./VOGT, R./BALTENSBERGER, U./WEINGARTNER, E. (2014): Investigation of the effective peak supersaturation for liquid-phase clouds at the high-alpine site Jungfraujoch, Switzerland (3580 m a.s.l.), in: *Atmos. Chem. Phys.*, 14(2), S. 1123–1139, doi:10.5194/acp-14-1123-2014.
- HANGAL, S./WILLEKE, K. (1990): Overall efficiency of tubular inlets sampling at 0–90 degrees from horizontal aerosol flows, in: *Atmos. Environ.*, 24(9), S. 2379–2386, doi:10.1016/0960-1686(90)90330-p.
- HARALICK, R./SHANMUGAM, K./DINSTEIN, I. (1973): Textural Features for Image Classification, in: *IEEE T. Syst. Man. Cyb.*, SMC-3(6), S. 610–621, ISSN 0018-9472, doi:10.1109/TSMC.1973.4309314.
- HARE, D. E./SORENSEN, C. M. (1987): The density of supercooled water. II. Bulk samples cooled to the homogeneous nucleation limit, in: *J. Chem. Phys.*, 87(8), S. 4840–4845, doi:10.1063/1.453710.
- HENNEBERGER, J./FUGAL, J. P./STETZER, O./LOHMANN, U. (2013): HOLIMO II: a digital holographic instrument for ground-based in situ observations of microphysical properties of mixed-phase clouds, in: *Atmos. Meas. Tech.*, 6(11), S. 2975–2987, doi:10.5194/amt-6-2975-2013.
- HESSE, E./MACKE, A./HAVEMANN, S./BARAN, A./ULANOWSKI, Z./KAYE, P. (2012): Modelling diffraction by faceted particles, in: *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 113(5), S. 342 – 347, ISSN 0022-4073, doi:10.1016/j.jqsrt.2011.11.017.

- HEYMSFIELD, A./WILLIS, P. (2014): Cloud Conditions Favoring Secondary Ice Particle Production in Tropical Maritime Convection, in: *J. Atmos. Sci.*, 71(12), S. 4500–4526, ISSN 0022-4928, doi:10.1175/JAS-D-14-0093.1.
- HEYMSFIELD, A. J. (1977): Precipitation Development in Stratiform Ice Clouds: A Microphysical and Dynamical Study, in: *J. Atmos. Sci.*, 34(2), S. 367–381, ISSN 0022-4928, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<0367:PDISIC>2.0.CO;2.
- HIRST, E./KAYE, P./GREENAWAY, R./FIELD, P./JOHNSON, D. (2001): Discrimination of micrometre-sized ice and super-cooled droplets in mixed-phase cloud, in: *Atmos. Environ.*, 35(1), S. 33–47, ISSN 1352-2310, doi:10.1016/S1352-2310(00)00377-0.
- HOBBS, P. V./RANGNO, A. L. (1998): Microstructures of low and middle-level clouds over the Beaufort Sea, in: *Q.J Royal Met. Soc.*, 124(550), S. 2035–2071, doi:10.1002/qj.49712455012.
- HOOSE, C./MÖHLER, O. (2012): Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 12(20), S. 9817–9854, doi:10.5194/acp-12-9817-2012.
- INTRIERI, J. M./SHUPE, M. D./UTTAL, T./MCCARTY, B. J. (2002): An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA, in: *J. Geophys. Res.*, 107(C10), S. SHE 5–1–SHE 5–15, ISSN 2156-2202, doi:10.1029/2000JC000423.
- JACKSON, J. D. (1999): *Classical electrodynamics*, 3. Aufl., Wiley, New York, ISBN 978-0-471-30932-1; 0-471-30932-X.
- JÄRVINEN, E./VOCHEZER, P./MÖHLER, O./SCHNAITER, M. (2014): Laboratory study of microphysical and scattering properties of corona-producing cirrus clouds, in: *Appl. Opt.*, 53(31), S. 7566–7575, doi:10.1364/AO.53.007566.
- JOHNSON, A./LASHER-TRAPP, S./BANSEMER, A./ULANOWSKI, Z./HEYMSFIELD, A. J. (2014): Difficulties in Early Ice Detection with the Small Ice Detector-2 HIAPER (SID-2H) in Maritime Cumuli, in: *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 31(6), S. 1263–1275, ISSN 0739-0572, doi:10.1175/JTECH-D-13-00079.1.
- KAMPHUS, M./ETTNER-MAHL, M./KLIMACH, T./DREWNICK, F./KELLER, L./CZICZO, D. J./MERTES, S./BORRMANN, S./CURTIUS, J. (2010): Chemical composition of ambient aerosol, ice residues and cloud droplet residues in mixed-phase clouds: single particle analysis during the Cloud and Aerosol Characterization Experiment (CLACE 6), in: *Atmos. Chem. Phys.*, 10(16), S. 8077–8095, doi:10.5194/acp-10-8077-2010.
- KAYE, P. H./HIRST, E./GREENAWAY, R. S./ULANOWSKI, Z./HESSE, E./DEMOTT, P. J./SAUNDERS, C./CONNOLLY, P. (2008): Classifying atmospheric ice crystals by spatial light scattering, in: *Opt. Lett.*, 33(13), S. 1545–1547, doi:10.1364/OL.33.001545.
- KETTERER, C./ZIEGER, P./BUKOWIECKI, N./COLLAUD COEN, M./MAIER, O./RUFFIEUX, D./WEINGARTNER, E. (2014): Investigation of the Planetary Boundary Layer in the Swiss Alps Using Remote Sensing and In Situ Measurements, in: *Bound.-Layer Meteor.*, 151(2), S. 317–334, ISSN 0006-8314, doi:10.1007/s10546-013-9897-8.

- KING, M. D./PLATNICK, S./MENZEL, W. P./ACKERMAN, S. A./HUBANKS, P. A. (2013): Spatial and Temporal Distribution of Clouds Observed by MODIS Onboard the Terra and Aqua Satellites, in: *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 51(7), S. 3826–3852, doi:10.1109/tgrs.2012.2227333.
- KLINGEBIEL, M./DE LOZAR, A./MOLLEKER, S./WEIGEL, R./ROTH, A./SCHMIDT, L./MEYER, J./EHRlich, A./NEUBER, R./WENDISCH, M./BORRMANN, S. (2015): Arctic low-level boundary layer clouds: in situ measurements and simulations of mono- and bimodal supercooled droplet size distributions at the top layer of liquid phase clouds, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 15(2), S. 617–631, doi:10.5194/acp-15-617-2015.
- KOOP, T./LUO, B./TSIAS, A./PETER, T. (2000): Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous solutions, in: *Nature*, 406(6796), S. 611–614, ISSN 0028-0836, doi:10.1038/35020537.
- KOOP, T./MAHOWALD, N. (2013): Atmospheric science: The seeds of ice in clouds, in: *Nature*, 498(7454), S. 302–303, ISSN 0028-0836, doi:10.1038/nature12256.
- KOROLEV, A./FIELD, P. R. (2007): The Effect of Dynamics on Mixed-Phase Clouds : Theoretical Considerations, in: *Society*, 65(1), S. 66–86, doi:10.1175/2007JAS2355.1.
- KOROLEV, A./ISAAC, G. (2003): Phase transformation of mixed-phase clouds, in: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129(587), S. 19–38, doi:10.1256/qj.01.203.
- KOROLEV, A. V. (2008): Rates of phase transformations in mixed-phase clouds, in: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134(632), S. 595–608, ISSN 1477-870X, doi:10.1002/qj.230.
- KOROLEV, A. V./EMERY, E. F./STRAPP, J. W./COBER, S. G./ISAAC, G. A. (2013): Quantification of the Effects of Shattering on Airborne Ice Particle Measurements, in: *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 30(11), S. 2527–2553, ISSN 0739-0572, doi:10.1175/JTECH-D-13-00115.1.
- KOROLEV, A. V./MAZIN, I. P. (2003): Supersaturation of Water Vapor in Clouds, in: *J. Atmos. Sci.*, 60(24), S. 2957–2974, ISSN 0022-4928, doi:10.1175/1520-0469(2003)060<2957:SOWVIC>2.0.CO;2.
- KULKARNI, G./PEKOUR, M./AFCHINE, A./MURPHY, D. M./CZICZO, D. J. (2011a): Comparison of Experimental and Numerical Studies of the Performance Characteristics of a Pumped Counterflow Virtual Impactor, in: *Aerosol Sci. Technol.*, 45(3), S. 382–392, doi:10.1080/02786826.2010.539291.
- KULKARNI, P./BARON, P./WILLEKE, K. (2011b): Fundamentals of single particle transport, in: *Aerosol Measurement: Principles, Techniques, and Applications*, Kap. 2, S. 69–105, John Wiley & Sons, Ltd.
- KUPISZEWSKI, P./WEINGARTNER, E./VOCHEZER, P./SCHNAITER, M./BIGI, A./GYSEL, M./ROSATI, B./TOPRAK, E./MERTES, S./BALTENSBERGER, U. (2015): The Ice Selective Inlet: a novel technique for exclusive extraction of pristine ice crystals in mixed-phase clouds, in: *Atmos. Meas. Tech.*, 8(8), S. 3087–3106, doi:10.5194/amt-8-3087-2015.

- LAWSON, R. P./WOODS, S./MORRISON, H. (2015): The Microphysics of Ice and Precipitation Development in Tropical Cumulus Clouds, in: *J. Atmos. Sci.*, S. 150310071420004, doi:10.1175/jas-d-14-0274.1.
- LIU, B./ZHANG, Z./KUEHN, T. (1989): A numerical study of inertial errors in anisokinetic sampling, in: *J. Aerosol Sci.*, 20(3), S. 367–380, doi:10.1016/0021-8502(89)90012-8.
- LLOYD, G./CHOULARTON, T. W./BOWER, K. N./CROSIER, J./JONES, H./DORSEY, J. R./GALLAGHER, M. W./CONNOLLY, P./KIRCHGAESSNER, A. C. R./LACHLAN-COPE, T. (2015a): Observations and comparisons of cloud microphysical properties in spring and summertime Arctic stratocumulus clouds during the ACCACIA campaign, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 15(7), S. 3719–3737, doi:10.5194/acp-15-3719-2015.
- LLOYD, G./CHOULARTON, T. W./BOWER, K. N./GALLAGHER, M. W./CONNOLLY, P. J./FLYNN, M./FARRINGTON, R./CROSIER, J./SCHLENCZEK, O./FUGAL, J./HENNEBERGER, J. (2015b): The origins of ice crystals measured in mixed phase clouds at High-Alpine site Jungfraujoch, in: *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 15(13), S. 18.181–18.224, doi:10.5194/acpd-15-18181-2015.
- LOHMANN, U./FEICHTER, J. (2005): Global indirect aerosol effects: a review, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 5(3), S. 715–737, doi:10.5194/acp-5-715-2005.
- LOWE, P. R./FICKE, J. M. (1974): The computation of saturation vapor pressure, Technical Paper, in: Tech. rep., Environmental Prediction Research Facility, Naval Postgraduate School, Technical Paper 4-74.
- LU, R.-S./TIAN, G.-Y./GLEDHILL, D./WARD, S. (2006): Grinding surface roughness measurement based on the co-occurrence matrix of speckle pattern texture, in: *Appl. Opt.*, 45(35), S. 8839–8847, doi:10.1364/AO.45.008839.
- MCFARQUHAR, G. M./GHAN, S./VERLINDE, J./KOROLEV, A./STRAPP, J. W./SCHMID, B./TOMLINSON, J. M./WOLDE, M./BROOKS, S. D./CZICZO, D./DUBEY, M. K./FAN, J./FLYNN, C./GULTEPE, I./HUBBE, J./GILLES, M. K./LASKIN, A./LAWSON, P./LEAITCH, W. R./LIU, P./LIU, X./LUBIN, D./MAZZOLENI, C./MACDONALD, A.-M./MOFFET, R. C./MORRISON, H./OVCHINNIKOV, M./SHUPE, M. D./TURNER, D. D./XIE, S./ZELENYUK, A./BAE, K./FREER, M./GLEN, A. (2010): Indirect and Semi-direct Aerosol Campaign, in: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92(2), S. 183–201, ISSN 0003-0007, doi:10.1175/2010BAMS2935.1.
- MCFARQUHAR, G. M./UM, J./JACKSON, R. (2013): Small Cloud Particle Shapes in Mixed-Phase Clouds, in: *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52(5), S. 1277–1293, ISSN 1558-8424, doi:10.1175/JAMC-D-12-0114.1.
- MCGILL (2007): Fourier Optics Manual, in: Physics, Lab manuals, McGill university, URL: http://www.ugrad.physics.mcgill.ca/labmanuals/Fourier_Optics_Manual.pdf.
- MERTES, S./VERHEGGEN, B./WALTER, S./CONNOLLY, P./EBERT, M./SCHNEIDER, J./BOWER, K. N./COZIC, J./WEINBRUCH, S./BALTENSPERGER, U./ET AL. (2007): Counterflow Virtual Impactor Based Collection of Small Ice Particles in

- Mixed-Phase Clouds for the Physico-Chemical Characterization of Tropospheric Ice Nuclei: Sampler Description and First Case Study, in: *Aerosol Sci. Technol.*, 41(9), S. 848–864, doi:10.1080/02786820701501881.
- MIOCHE, G./JOURDAN, O./CECCALDI, M./DELANOË, J. (2015): Variability of mixed-phase clouds in the Arctic with a focus on the Svalbard region: a study based on spaceborne active remote sensing, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 15(5), S. 2445–2461, doi:10.5194/acp-15-2445-2015.
- MISHCHENKO, M. I./TRAVIS, L. D./MACKOWSKI, D. W. (1996): T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review, in: *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 55(5), S. 535–575, doi:10.1016/0022-4073(96)00002-7.
- MÖHLER, O./BÜTTNER, S./LINKE, C./SCHNAITER, M./SAATHOFF, H./STETZER, O./WAGNER, R./KRÄMER, M./MANGOLD, A./EBERT, V./SCHURATH, U. (2005): Effect of sulfuric acid coating on heterogeneous ice nucleation by soot aerosol particles, in: *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 110(D11), S. n/a–n/a, ISSN 2156-2202, doi:10.1029/2004JD005169.
- MORRISON, H./DE BOER, G./FEINGOLD, G./HARRINGTON, J./SHUPE, M. D./SULIA, K. (2012): Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds, in: *Nature Geosci.*, 5(1), S. 11–17, ISSN 1752-0894, doi:10.1038/ngeo1332.
- MOSSOP, S. C. (1976): Production of secondary ice particles during the growth of graupel by riming, in: *Q.J Royal Met. Soc.*, 102(431), S. 45–57, doi:10.1002/qj.49710243104.
- MOSSOP, S. C./HALLETT, J. (1974): Ice Crystal Concentration in Cumulus Clouds: Influence of the Drop Spectrum, in: *Science*, 186(4164), S. 632–634, doi:10.1126/science.186.4164.632.
- MÜLMENSTÄDT, J./SOURDEVAL, O./DELANOË, J./QUAAS, J. (2015): Frequency of occurrence of rain from liquid-, mixed- and ice-phase clouds derived from A-Train satellite retrievals, in: *Geophys. Res. Lett.*, S. n/a–n/a, doi:10.1002/2015gl064604.
- PANDER, T. (2015): Laboratory ice multiplication experiments in levitated microdroplets, Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- PAUKERT, M./HOOSE, C. (2014): Modeling immersion freezing with aerosol-dependent prognostic ice nuclei in Arctic mixed-phase clouds, in: *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 119(14), S. 9073–9092, ISSN 2169-8996, doi:10.1002/2014JD021917.
- PFALZGRAFF, W. C./HULSCHER, R. M./NESHYBA, S. P. (2010): Scanning electron microscopy and molecular dynamics of surfaces of growing and ablating hexagonal ice crystals, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 10(6), S. 2927–2935, doi:10.5194/acp-10-2927-2010.
- PINSKY, M./KHAIN, A./KOROLEV, A. (2015): Phase transformations in an ascending adiabatic mixed-phase cloud volume, in: *J. Geophys. Res. Atmos.*, doi:10.1002/2015jd023094.
- PRUPPACHER, H. R./KLETT, J. D. (1997): *Microphysics of clouds and precipitation*, Kluwer Academic Publishers.

- RANGNO, A. L./HOBBS, P. V. (2001): Ice particles in stratiform clouds in the Arctic and possible mechanisms for the production of high ice concentrations, in: *J. Geophys. Res.*, 106(D14), S. 15.065, doi:10.1029/2000jd900286.
- ROEDEL, W./WAGNER, T. (2011): *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*, Springer Berlin Heidelberg, doi:10.1007/978-3-642-15729-5.
- ROGERS, D. C./VALI, G. (1987): Ice Crystal Production by Mountain Surfaces, in: *J. Climate Appl. Meteor.*, 26(9), S. 1152–1168, ISSN 0733-3021, doi:10.1175/1520-0450(1987)026<1152:ICPBMS>2.0.CO;2.
- SAUNDERS, C./HOSSEINI, A. (2001): A laboratory study of the effect of velocity on Hallett–Mossop ice crystal multiplication, in: *Atmos. Res.*, 59-60, S. 3–14, doi:10.1016/s0169-8095(01)00106-5.
- SCHMIDT, S./SCHNEIDER, J./KLIMACH, T./MERTES, S./SCHENK, L. P./CURTIUS, J./KUPISZEWSKI, P./HAMMER, E./VOCHEZER, P./LLOYD, G./EBERT, M./KANDLER, K./WEINBRUCH, S./BORRMANN, S. (2015): In-situ single submicron particle composition analysis of ice residuals from mountain-top mixed-phase clouds in Central Europe, in: *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 15(4), S. 4677–4724, doi:10.5194/acpd-15-4677-2015.
- SCHNAITER, M./BÜTTNER, S./MÖHLER, O./SKROTZKI, J./VRAGEL, M./WAGNER, R. (2012): Influence of particle size and shape on the backscattering linear depolarisation ratio of small ice crystals - cloud chamber measurements in the context of contrail and cirrus microphysics, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 12(21), S. 10.465–10.484, doi:10.5194/acp-12-10465-2012.
- SCHÖN, R. (2007): *Entwicklung eines optischen Messgeräts zur Erfassung der Struktur von Eispartikeln sowie der winkelaufgelösten Streuung im sichtbaren Spektralbereich*, Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- SEDLAR, J./SHUPE, M. D. (2014): Characteristic nature of vertical motions observed in Arctic mixed-phase stratocumulus, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 14(7), S. 3461–3478, doi:10.5194/acp-14-3461-2014.
- SEGELSTEIN, D. J. (1981): *The Complex Refractive Index of Water*, Diplomarbeit, University of Missouri, Kansas City.
- SEINFELD, J. H./PANDIS, S. N. (2006): *Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change*, 2. Aufl., Wiley, Hoboken, NJ, ISBN 0-471-72018-6; 0-471-72017-8; 978-0-471-72017-1; 978-0-471-72018-8.
- SHUPE, M. D. (2010): Clouds at Arctic Atmospheric Observatories. Part II: Thermodynamic Phase Characteristics, in: *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50(3), S. 645–661, ISSN 1558-8424, doi:10.1175/2010JAMC2468.1.
- SHUPE, M. D./DANIEL, J. S./DE BOER, G./ELORANTA, E. W./KOLLIAS, P./LUKE, E. P./LONG, C. N./TURNER, D. D./VERLINDE, J. (2008): A Focus On Mixed-Phase Clouds, in: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89(10), S. 1549–1562, doi:10.1175/2008bams2378.1.

- SHUPE, M. D./MATROSOV, S. Y./UTTAL, T. (2006): Arctic Mixed-Phase Cloud Properties Derived from Surface-Based Sensors at SHEBA, in: *J. Atmos. Sci.*, 63(2), S. 697–711, ISSN 0022-4928, doi:10.1175/JAS3659.1.
- SKROTZKI, J./CONNOLLY, P./SCHNAITER, M./SAATHOFF, H./MÖHLER, O./WAGNER, R./NIEMAND, M./EBERT, V./LEISNER, T. (2013): The accommodation coefficient of water molecules on ice – cirrus cloud studies at the AIDA simulation chamber, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 13(8), S. 4451–4466, doi:10.5194/acp-13-4451-2013.
- STOCKER, T./QIN, D./PLATTNER, G.-K./TIGNOR, M./ALLEN, S./BOSCHUNG, J./NAUELS, A./XIA, Y./BEX, V./MIDGLEY, P. E. (2013): Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, URL: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>.
- STOPFORD, C./ULANOWSKI, Z./HESSE, E./KAYE, P./HIRST, E./SCHNAITER, M. (2008): Initial investigation into using Fourier spectra as a means of classifying ice crystal shapes, in: *Proceedings of the 11th International Conference on Electromagnetic and Light Scattering*, Bodrum, Turkey.
- SUN, Z./SHINE, K. P. (1994): Studies of the radiative properties of ice and mixed-phase clouds, in: *Q.J Royal Met. Soc.*, 120(515), S. 111–137, ISSN 1477-870X, doi:10.1002/qj.49712051508.
- TAKAHASHI, T./NAGAO, Y./KUSHIYAMA, Y. (1995): Possible High Ice Particle Production during Graupel–Graupel Collisions, in: *J. Atmos. Sci.*, 52(24), S. 4523–4527, ISSN 0022-4928, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<4523:PHIPPD>2.0.CO;2.
- TRICOLI, U./VOCHEZER, P./PFEILSTICKER, K. (2015): Transition operator calculation with the Green’s dyadic technique for electromagnetic scattering: a numerical approach using the Dyson equation, in: *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 162, S. 7–88, doi:10.1016/j.jqsrt.2015.04.006.
- ULANOWSKI, Z./HESSE, E./KAYE, P. H./BARAN, A. J. (2006): Light scattering by complex ice-analogue crystals, in: *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 100(1-3), S. 382–392, doi:10.1016/j.jqsrt.2005.11.052.
- ULANOWSKI, Z./HIRST, E./KAYE, P./GREENAWAY, R. (2012): Retrieving the size of particles with rough and complex surfaces from two-dimensional scattering patterns, in: *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 113(18), S. 2457–2464, ISSN 0022-4073, doi:10.1016/j.jqsrt.2012.06.019.
- ULANOWSKI, Z./KAYE, P. H./HIRST, E./GREENAWAY, R. S./COTTON, R. J./HESSE, E./COLLIER, C. T. (2014): Incidence of rough and irregular atmospheric ice particles from Small Ice Detector 3 measurements, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 14(3), S. 1649–1662, doi:10.5194/acp-14-1649-2014.
- ULANOWSKI, Z./STOPFORD, C./HESSE, E./KAYE, P. H./HIRST, E./SCHNAITER, M. (2007): Characterization of small ice crystals using frequency analysis of azimuthal scattering patterns, in: *Peer-Reviewed Abstracts of the Tenth Conference on Electromagnetic and Light Scattering*, Hatfield, UK.

- VALI, G./DEMOTT, P./MÖHLER, O./WHALE, T. F. (2014): Ice nucleation terminology, in: *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 14(15), S. 22.155–22.162, doi:10.5194/acpd-14-22155-2014.
- VALI, G./SNIDER, J. R. (2015): Time-dependent freezing rate parcel model, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 15(4), S. 2071–2079, doi:10.5194/acp-15-2071-2015.
- VOCHEZER, P./JÄRVINEN, E./WAGNER, R./KUPISZEWSKI, P./LEISNER, T./SCHNAITER, M. (2015): In situ characterization of mixed phase clouds using the Small Ice Detector and the Particle Phase Discriminator, in: *Atmos. Meas. Tech. Diss.*, 8(6), S. 6511–6558, doi:10.5194/amtd-8-6511-2015.
- VOGEL, B./VOGEL, H./BÄUMER, D./BANGERT, M./LUNDGREN, K./RINKE, R./STANELLE, T. (2009): The comprehensive model system COSMO-ART - Radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 9(22), S. 8661–8680, doi:10.5194/acp-9-8661-2009.
- WAGNER, J./KOWALSKI, J. (2010): Versuch 233 Fourieroptik, in: *Physikalisches Anfängerpraktikum der Universität Heidelberg*, URL: http://www.phys.uni-heidelberg.de/Einrichtungen/AP/anleitungen/IIATeil2_www_0410.pdf.
- WAGNER, R./MÖHLER, O./SAATHOFF, H./SCHNAITER, M. (2014): Enhanced high-temperature ice nucleation ability of crystallized aerosol particles after preactivation at low temperature, in: *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 119(13), S. 8212–8230, doi:10.1002/2014jd021741.
- WAGNER, R./MÖHLER, O./SAATHOFF, H./SCHNAITER, M./LEISNER, T. (2011): New cloud chamber experiments on the heterogeneous ice nucleation ability of oxalic acid in the immersion mode, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 11(5), S. 2083–2110, doi:10.5194/acp-11-2083-2011.
- WEGENER, A. (1911): *Thermodynamik der Atmosphäre*, Barth, J. A., Leipzig.
- WEICKMANN, H. (1945): *Formen und Bildung atmosphärischer Eiskristalle*, in: *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*.
- WEICKMANN, H. K./AUFM KAMPE, H. J. (1953): PHYSICAL PROPERTIES OF CUMULUS CLOUDS, in: *J. Meteor.*, 10(3), S. 204–211, ISSN 0095-9634, doi:10.1175/1520-0469(1953)010<0204:PPOCC>2.0.CO;2.
- WENDER, C. (2012): *Eiskristallwachstum aus der Gasphase auf elektrodynamisch levitierten Einzelpartikeln*, Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- WENDISCH, M./BRENGUIER, J.-L. (2013): *Airborne Measurements for Environmental Research*, Wiley-Blackwell, Weinheim, doi:10.1002/9783527653218.
- WMO (1987): *International Cloud Atlas*, World Meteorological Organization, URL: http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_407_en-v2.pdf.
- WORRINGEN, A./KANDLER, K./BENKER, N./DIRSCH, T./MERTES, S./SCHENK, L./KÄSTNER, U./FRANK, F./NILLIUS, B./BUNDKE, U./ROSE, D./CURTIUS, J./KUPISZEWSKI, P./WEINGARTNER, E./VOCHEZER, P./SCHNEIDER,

- J./SCHMIDT, S./WEINBRUCH, S./EBERT, M. (2015): Single-particle characterization of ice-nucleating particles and ice particle residuals sampled by three different techniques, in: *Atmos. Chem. Phys.*, 15(8), S. 4161–4178, doi:10.5194/acp-15-4161-2015.
- YANG, P./ZHANG, Z./KATTAWAR, G. W./WARREN, S. G./BAUM, B. A./HUANG, H.-L./HU, Y. X./WINKER, D./IAQUINTA, J. (2008): Effect of Cavities on the Optical Properties of Bullet Rosettes: Implications for Active and Passive Remote Sensing of Ice Cloud Properties, in: *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47(9), S. 2311–2330, ISSN 1558-8424, doi:10.1175/2008JAMC1905.1.
- YANO, J.-I./PHILLIPS, V. T. J. (2010): Ice-Ice Collisions: An Ice Multiplication Process in Atmospheric Clouds, in: *J. Atmos. Sci.*, 68(2), S. 322–333, ISSN 0022-4928, doi:10.1175/2010JAS3607.1.
- ZEMP, M./FREY, H./GÄRTNER-ROER, I./NUSSBAUMER, S. U./HOELZLE, M./PAUL, F./HAEBERLI, W./DENZINGER, F./AHLSTRØM, A. P./ANDERSON, B./BAJRACHARYA, S./BARONI, C./BRAUN, L. N./CÁCERES, B. E./CASASSA, G./COBOS, G./DÁVILA, L. R./GRANADOS, H. D./DEMUTH, M. N./ESPIZUA, L./FISCHER, A./FUJITA, K./GADEK, B./GHAZANFAR, A./HAGEN, J. O./HOLMLUND, P./KARIMI, N./LI, Z./PELTO, M./PITTE, P./POPOVNIN, V. V./PORTOCARRERO, C. A./PRINZ, R./SANGEWAR, C. V./SEVERSKIY, I./SIGURÐSSON, O./SORUCO, A./USUBALIEV, R./VINCENT, C. (2015): Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century, in: *J. Glaciol.*, 61(228), S. 745–762, doi:10.3189/2015jog15j017.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Besonders bedanken möchte ich mich bei

Prof. Dr. Thomas Leisner für die Möglichkeit, diese Arbeit am KIT IMK-AAF anfertigen zu können.

Prof. Dr. Werner Aeschbach für die Übernahme des Korreferats.

Dr. Martin Schnaiter (KIT IMK-AAF) für die Betreuung meiner Arbeit, die hilfreichen Diskussionen und das Korrekturlesen.

meinen (Doktoranden)-Kollegen Emma Järvinen und Dr. Emre Toprak (KIT IMK-AAF), Piotr Kupiszewski (PSI), Katharina Weixler und Dr. Monika Niemand (KIT IMK-TRO), Marcus Klingebiel (Uni. Mainz), Dr. Stephan Mertes (Tropos Leipzig), Alexander Bayer (Uni Leipzig), Dr. Jan Henneberger und Yvonne Boose (ETHZ), Lucas Schmidt (AWI Potsdam), Gary Lloyd (Uni. Manchester) sowie Ugo Tricoli (Uni. Heidelberg) für den wissenschaftlichen und persönlichen Austausch und die gute Zusammenarbeit.

Dr. Edwin Hirst, Prof. Dr. Joseph Ulanowski und Prof. Dr. Paul Kaye, (Uni. Hertfordshire) für die Überlassung ihres SID-3 für CLACE 2014, sowie die freundliche Hilfe und die Diskussionen zu den SID-3 und PPD-2K Instrumenten.

der Technikergruppe des KIT IMK-AAF, der Belegschaft der UFS und der HFSJ sowie den Kampagnenteams von VERDI und RACEPAC. Die experimentellen Messungen dieser Arbeit wären ohne deren Hilfe nicht möglich gewesen. Bei diesen Messungen konnte ich insbesondere immer auf die Unterstützung von Georg Scheurig, Tomasz Chudy, und Steffen Vogt (KIT IMK-AAF) zählen.

allen am KIT IMK-AAF für die freundliche und offene Atmosphäre.

Friedrich Klappenbach, Matthias Frey und anderen für viele angenehme Radkilometer auf der Grabener oder Linkenheimer.

meinen Eltern, die durch ihre Unterstützung die Basis für diese Arbeit geschaffen haben.

meinem Bruder Klaus und seiner Familie für das Korrekturlesen trotz des stürmischen Klimas in Schottland.

meiner Freundin Aline für das Korrekturlesen, viele Skype-Stunden und den Rückhalt bei Schatten und Licht.