

Flugzeuggetragene Messungen von Zirren und vereisten Wolken im Troposphären- Stratosphären-Übergangsbereich des asiatischen Sommermonsuns

Dissertation

zur Erlangung des Grades
„Doktor der Naturwissenschaften“

am Fachbereich Physik, Mathematik und Informatik
der Johannes Gutenberg-Universität Mainz
in Kooperation mit dem Max-Planck-Institut für Chemie

Max Port

geboren in Frankfurt am Main

Mainz – Mai 2021

Datum der mündlichen Prüfung: 25.04.2022

1. Berichtersteller:

2. Berichtersteller:

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich vorrangig mit zwei aktuellen Fragestellungen der Atmosphärenforschung: Zum einen wird die Frage nach der Vergleichbarkeit flugzeuggetragener Messungen gestellt. Zum anderen wird anhand der Messdaten der 2017 durchgeführten Forschungskampagne *StratoClim* untersucht, mit welcher Mikrophysik sich die im Übergangsbereich von Troposphäre zu Stratosphäre beobachteten Eis- und Zirruswolke beschreiben lassen.

Zur Beantwortung der ersten Fragestellung werden die Aufzeichnungen verschiedene Instrumente, die die gleichen Parameter messen, miteinander verglichen und es wird anhand der Analyse einzelner Flugabschnitte, sowie der gesamten Datensätze untersucht, inwieweit diese Messungen miteinander vergleichbar sind und weshalb sich Unterschiede zeigen. Eine Fragestellung, die sich nach wie vor im Diskurs der mit atmosphärischer Messtechnik befassten wissenschaftlichen Gemeinde befindet. Die verwendeten Instrumente zeichnen beim Durchfliegen von Wolkenstrukturen Bilddaten auf, anhand derer auf die mikrophysikalischen Eigenschaften (der Hydrometeore) in diesen Strukturen geschlossen werden kann. Die Messdaten wurden im Rahmen der Forschungskampagne *StratoClim* während der Zeit des asiatischen Sommermonsuns im Juli und August 2017 über Nepal, Indien und Bangladesch erhoben. Der *StratoClim*-Datensatz ist aufgrund seiner geographischen, meteorologischen und technisch-instrumentellen Besonderheiten bislang einzigartig (erste erfolgreiche Messkampagne in dieser Region und Jahreszeit, mit diesen Flugprofilen und wissenschaftlichen Instrumenten an Bord) und daher ist es von besonderem Interesse, dass die erhobenen Messdaten konsistent und vergleichbar sind. Sowohl in Hinblick auf die Vergleichbarkeit innerhalb des *StratoClim*-Datensatzes als auch im Vergleich mit vergangenen und noch folgenden Datensätzen aus flugzeuggetragenen Messkampagnen in diesem Zusammenhang.

Im Zuge dieser Vergleichbarkeitsstudie wurde zuerst die verwendete Bildauswertungs-Software optimiert und dabei untersucht, inwiefern verschiedene Softwareversionen und Randbedingungen bei der Bilddatenauswertung, die grundlegenden Messprodukte wie Größe, Anzahldichte und Form beeinflussen. Dafür wurden die Datensätze des modernsten bildgebenden Verfahrens, dass von der Mainzer Forschungsgemeinde an der Johannes Gutenberg-Universität und dem Max-Planck-Institut für Chemie verwendet wird, zur Auswertung herangezogen. Die Erkenntnisse aus der Studie an diesen Bilddaten lassen sich direkt auf alle weiteren Datensätze von Messgeräten mit monochromer Bildaufzeichnung übertragen. Ein zentrales Ergebnis dieser Studie ist, dass die in Kooperation mit dem *National Center for Atmospheric Research* – NCAR entwickelte Nachfolgerversion der Bilddaten-Software deutliche Vorteile gegenüber den bislang verwendeten Versionen liefert. Alle Ergebnisse werden im Detail in Kapitel 2 erläutert und diskutiert.

Anschließend werden die Datensätze zweier baugleicher Instrumente, die während der Messkampagne *StratoClim* 2017 im Einsatz waren, gegenübergestellt und auf mögliche Unterschiede auf Soft- und Hardwareseite hin untersucht. Im Rahmen dieser Untersuchung konnten mehrere, für die Messqualität kritische, Sensoreinstellungen identifiziert werden, die in den Datensätzen der einzelnen Instrumente nicht weiter auffällig waren. Es zeigte sich, dass insbesondere die Messung der Sonden-Anströmgeschwindigkeit und ein damit verbundener Korrekturfaktor für die Messvolumenkompression, sensible Indikatoren für korrekt kalibrierte Instrumentensensoren darstellen. Der Sensordaten-Vergleich führte auch zu einer mit dieser Arbeit erstmals eingeführten Fehlerkorrektur des Messvolumens. Darauf aufbauend wird ein virtuell zusammengeführtes Messvolumens der beiden baugleichen Instrumente eingeführt und die entstehenden Vor- und Nachteile, auch in Hinblick auf Datenauswertungsstrategien zukünftiger Messkampagnen, diskutiert.

Im darauffolgenden Teil der Arbeit in Kapitel 4 wird auf anderem Wege an die Frage der Vergleichbarkeit von flugzeuggetragenen Hydrometeormessungen herangegangen und dabei auch die Mikrophysik der beobachteten Wolkenstrukturen während *StratoClim* untersucht. Es wird dafür ein weiterer Vergleich zwischen den Messdaten zweier Instrumente unterschiedlicher Bauart und Messmethode angestellt. Dafür werden die Datensätze der in den vorherigen Kapiteln diskutierten bildgebenden Verfahren mit einem Streulichtmessverfahren verglichen, das für *StratoClim* ebenfalls im Einsatz war. Dabei werden zum einen Rückstreuoeffizienten aus den Bilddaten berechnet und mit direkt gemessenen Rückstreuoeffizienten verglichen. Zum anderen wird ein Formfaktor eingeführt, der eine Zuordnung von Messsignalen zu Eispartikelformen ermöglicht und damit weitere Indizien für die mikrophysikalischen Eigenschaften der gemessenen Wolkenpartikel liefert, sowie deren Vergleichbarkeit ermöglicht. Es zeigt sich dabei, dass die Kombination aus Formfaktor und Depolarisation des rückgestreuten Signals ein sensibler Indikator für asphärische und irreguläre Eiskristallformen ist und dass die beobachtete Mikrophysik mit denen in der Literatur beschriebenen Eigenschaften und Beobachtungen übereinstimmt.

Die sich an diese Studie anschließende Auswertung im letzten Teil der Arbeit beschäftigt sich mit den während *StratoClim* erfassten Daten in Hinblick auf die aktuelle Forschung an vereisten Wolken und Zirruswolken. Es werden *in-Situ* Beobachtungen von Hydrometeoren aus überschießender Konvektion, verschiedenen Stadien von Eiswolken ausströmender Gewitterzellen, sowie von seltenen, nicht sichtbaren Zirren, sogenannte „*Subvisible Cirrus*“ Wolken vorgestellt. Die dargestellten Phänomene wurden während der Zeit des asiatischen Sommermonsuns in Höhenbereichen der asiatischen oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre in ca. 10 – 21 km Höhe beobachtet und sie werden in den Kontext der in der Literatur beschriebenen Beobachtungen zu dieser Jahreszeit, in diesen Breitengraden und Höhenbereichen gestellt. Abschließend folgt im letzten Kapitel eine Zusammenfassung der Arbeit mit Fazit und Ausblick.

Abstract

The present work deals primarily with two current questions in atmospheric research: On the one hand, the question of the comparability of airborne measurements is posed. On the other hand, the measurement data from the StratoClim research campaign conducted in 2017 is used to investigate which microphysics can be used to describe the ice and cirrus clouds observed in the transition area from troposphere to stratosphere.

To answer the first question, the recordings of various instruments that measure the same parameters are compared with one another and based on the analysis of individual flight segments, as well as the entire data set, it is examined to what extent these measurements are comparable with one another and why there are differences. A question that is still in the discourse of the scientific community concerned with atmospheric measurement technology.

The instruments used record image data when flying through cloud structures, which can be used to infer the microphysical properties (of the hydrometeors) in these structures. The measurement data were collected as part of the StratoClim research campaign during the Asian summer monsoon in July and August 2017 over Nepal, India and Bangladesh. The StratoClim dataset is unique due to its geographical, meteorological and technical-instrumental characteristics (first successful measurement campaign in this region and season, with these flight profiles and scientific instruments on board) and it is therefore of particular interest that the measurement data collected is consistent and are comparable. Both in terms of comparability within the StratoClim data set and in comparison, with previous and future data sets from airborne measurement campaigns in this context.

During this comparability study, the image evaluation software used was first optimized and examined to what extent different software versions and boundary conditions in image data evaluation influence the basic measurement products such as size, number density and shape. For this purpose, the data sets of the most modern imaging process, which is used by the Mainz research community at the Johannes Gutenberg University and the Max Planck Institute for Chemistry, were used for the evaluation. The findings from the study on this image data can be transferred directly to all other data sets from measuring devices with monochrome image recording. A central result of this study is that the successor version of the image data software developed in cooperation with the National Center for Atmospheric Research - NCAR provides clear advantages over the versions previously used. All results are explained and discussed in detail in Chapter two.

Then the data sets of two identical instruments that were used during the StratoClim 2017 measurement campaign are compared and examined for differences on the software and hardware side. As part of this investigation, all sensor settings that were critical for the measurement quality could be identified, which were not noticeable in the data sets of the individual instruments. It was shown that the measurement of the flow velocity of the probe and a related correction factor for the measurement volume compression are sensitive indicators for correctly calibrated instrument sensors. The comparison of sensor data also led to an error correction of the measurement volume introduced for the first time in this work. Based on this, a combined measurement volume of the two identical instruments is introduced and the resulting advantages and disadvantages, also regarding data evaluation strategies for future measurement campaigns, are discussed.

In the following part of the work in Chapter 4, the question of the comparability of airborne hydrometer measurements is approached in a different way and the microphysics of the cloud structures observed during StratoClim are also examined. For this purpose, a further comparison is made between the measurement data of two instruments of distinctive design and measurement method. For this purpose, the data sets of the imaging processes discussed in the previous chapters are compared with a scattered light measurement process that was also used for StratoClim.

On the one hand, backscatter coefficients are calculated from the image data and compared with directly measured backscatter coefficients. On the other hand, a form factor is introduced that enables measurement signals to be assigned to ice particle shapes and thus provides further indications for the microphysical properties of the measured cloud particles and enables them to be compared. It turns out that the combination of form factor and depolarization of the backscattered signal is a sensitive indicator of aspherical and irregular ice crystal shapes and that the observed microphysics agrees with the properties and observations described in the literature.

The evaluation following this study in the last part of the thesis deals with the data collected during StratoClim with regard to the current research on icy clouds and cirrus clouds. In-situ observations of hydrometeors from excessive convection, various stages of thunderstorm cells flowing out of ice clouds, as well as rare, invisible cirrus clouds, so-called "subvisible cirrus" clouds are presented. The phenomena shown were observed during the Asian summer monsoon in high altitude areas of the Asian upper troposphere and lower stratosphere at an altitude of approx. 10 - 21 km and they are placed in the context of the observations described in the literature at this time of year, in these latitudes and altitude ranges. Finally, in the last chapter, there is a summary of the work with a conclusion and outlook.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	I
Abstract	III
1. Einleitung	1
1.1. Die Vergleichbarkeit von flugzeuggetragenen Messungen.....	5
1.2. Aktuelle Fragestellungen der Zirruswolkenforschung	6
2. Optimierung der Datenqualität der bildgebenden Instrumente	9
2.1. Schattenbilder von Eiskristallen – Die CIP, CIPgs, und PIP	9
2.1.1. Das Messprinzip der Cloud Imaging Probe grayscale – CIPgs	11
2.2. Die Bilddatenauswertung	16
2.2.1. Prozessdiagramm der Bilddatenauswertung	17
2.3. Die verwendeten Methoden zur Bestimmung der Partikelgröße.....	19
2.3.1. Die Auswertemethoden und Beugungsfehler - Laborstudie.....	20
2.3.2. Die Auswertemethoden und Beugungsfehler – Feldstudie	24
2.4. Verbesserungen der Datenverarbeitungsqualität.....	29
2.4.1. Optimierte Prozessschritte der Datenverarbeitung.....	30
2.5. Qualitätssicherung – Flächenverhältnisanalyse der Partikelbilder	32
2.5.1. Die Messunsicherheit der Anströmgeschwindigkeit.....	34
2.5.2. Die instrumentelle Messunsicherheit des Partikeldurchmessers	36
2.5.3. Einführung einer Messunsicherheit des Messvolumens.....	36
2.6. Diskussion der optimierten Datenqualität	41
3. Vergleich zweier baugleicher bildgebender Instrumente	42
3.1. Vergleich der meteorologischen Messgrößen	43
3.1.1. Statische und dynamische Druckmessung	44
3.1.2. Temperaturmessung	45
3.1.3. Anströmgeschwindigkeit im Messvolumen	47
3.1.4. Messgrößen der bildgebenden Systeme	52
3.2. Besonderheiten der Messplattform Geophysica	53
3.2.1. Vergleich der Anströmgeschwindigkeit an verschiedenen Anschlusspositionen	53
3.2.2. Vergleich der Luftmassen-Kompression im Messvolumen der Instrumente	57

3.3.	Vergleich der Instrumente am Datensatz von Flug 08.08.2017	60
3.3.1.	Diskussion eines Zwischenergebnisses – Informationsverlust bei CCP-CIPgs.....	65
3.3.2.	Vergleich mit den Messergebnissen von HALOholo für Flug 08.08.2017	66
3.4.	Vergleich von CCP und NIXE am gesamten StratoClim 2017 Datensatz	68
3.5.	Die Vorteile der doppelten Instrumentenführung bei Messkampagnen.....	72
3.5.1.	Herleitung eines kombinierten Messvolumens beider CIPgs-Instrumente	72
3.5.2.	Diskussion des kombinierten Messvolumens	76
3.6.	Diskussion des Instrumentenvergleichs	77
4.	Berechnung von Rückstreukoeffizienten aus Partikelmessungen – Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Koeffizienten	80
4.1.	Streulicht-Messungen an Hydrometeoren.....	80
4.1.1.	Die Cloud Droplet Probe - CDP	81
4.1.2.	Das Multiwavelength Aerosol Spektrometer – MAS.....	82
4.2.	Berechnung von Rückstreukoeffizienten aus Partikelmessdaten	85
4.2.1.	Diskussion der berechneten Rückstreukoeffizienten.....	87
4.3.	Berechnung von Rückstreukoeffizienten aus den CCP- und NIXE-CAPS-Datensätzen von StratoClim 2017	93
4.4.	Vergleich der berechneten Rückstreukoeffizienten mit den von MAS gemessenen optischen Parametern.....	99
4.5.	Diskussion der gemessenen und berechneten Rückstreukoeffizienten anhand von Formeigenschaften und Depolarisationseffekten.....	100
4.6.	Zusammenfassung und Diskussion der Studie	107
5.	Beobachtungen von Zirren und vereisten Wolken im Troposphären- Stratosphären-Übergangsbereich während StratoClim 2017	109
5.1.	Die Asiatische-Monsun-Antizyklone.....	109
5.2.	In-Situ-Beobachtungen von Outflow- und Overshooting Ereignissen einer Böenlinie während des StratoClim Fluges am 10.08.2017	116
5.2.1.	Hydrometeor Messdaten Übersicht zum Flug	118
5.2.2.	Chronologische Diskussion der Wolkenbeobachtungen.....	119
5.3.	Subvisible-Zirrus Beobachtungen während StratoClim 2017.....	133
5.3.1.	Klassifizierung einer Zirrusschicht nach optischen Parametern.....	134
5.3.2.	Bestimmung der optischen Dicke.....	136
5.3.3.	Subvisible-Zirrus Beobachtung oberhalb der thermischen Tropopause.....	138
5.4.	Zusammenfassung der Subvisible-Zirrus-Beobachtungen	141

6.	Zusammenfassung der Arbeit	142
A	Anhang.....	146
A.1.	Auflistung von SODA 3 Ausgabeparametern	147
A.2.	Geophysica Instrumentierung für StratoClim 2016 - 2017	148
A.3.	Dokumentation der StratoClim-Messkampagnen 2016-2017	150
A.3.1.	StratoClim 2016 Kalamata, Griechenland	150
A.3.2.	Grafische Darstellung der Partikelmessdaten für StratoClim 2016	153
A.3.3.	StratoClim 2017 Katmandu, Nepal.....	154
A.3.4.	Grafische Darstellung der Partikelmessdaten für StratoClim 2017	158
B	Abbildungsverzeichnis.....	165
C	Tabellenverzeichnis.....	175
D	Symbolverzeichnis	176
E	Abkürzungsverzeichnis	178
F	Literaturverzeichnis	181
G	Veröffentlichungen und Konferenzbeiträge	192
H	Eigenständigkeitserklärung	193
I	Beiträge zu dieser Arbeit	194
J	Danksagung	195
K	Lebenslauf	197

1. Einleitung

Wie es Wendisch und Brenguier (2013) in ihrem Standardwerk im ersten Kapitel ausgedrückt haben, soll es auch hier als einleitende Inspiration festgehalten werden: Bemannte und unbemannte Flugzeuge sind effektive Messplattformen in vielen wichtigen Aspekten der Umwelt- und Klimaforschung. So werden sie zum Beispiel dazu benutzt, die Eigenschaften unserer Erdatmosphäre in-Situ mithilfe einer Vielzahl von Messinstrumenten an Bord vom Boden bis in Höhen von 21 km zu erfassen. Aufgrund dieser Fähigkeit Messinstrumente direkt an den Ort des Geschehens zu bringen und damit eine hohe räumliche und zeitliche Auflösung atmosphärischer Prozesse zu ermöglichen, sind Sie oft ein wichtiger Teil größerer Klimaforschungsvorhaben, die mit einem umfassenden Ansatz aus Boden- und Satellitengestützter Fernerkundung, Erd-System-Modellen, meteorologischer (Re-)Analyse und eben jenen flugzeuggetragenen Messungen versuchen die komplexen und grundlegenden Eigenschaften der Erdatmosphäre zu erforschen. Eine solche groß angelegte Klimaforschungskampagne war das europäische Forschungsvorhaben *StratoClim* und für die Erstellung der vorliegenden Dissertation war meine Teilnahme an jenem Teil des Projekts, der sich auf die flugzeuggestützte Erhebung von Messdaten konzentrierte, ein entscheidender Baustein.

Die Flugzeug-Kampagne fand in zwei Phasen im August bis September 2016 in Kalamata, Griechenland sowie im Juli bis August 2017 in Katmandu, Nepal statt. Mit *StratoClim* wurde mir die Gelegenheit gegeben, zusammen mit meinen Mainzer Kollegen des Max-Planck-Instituts für Chemie in Mainz (MPIC) und des Instituts für Physik der Atmosphäre der Johannes-Gutenberg Universität Mainz (IPAMZ), Teil eines internationalen Teams aus Wissenschaftlern und Ingenieuren zu sein, das während der beiden Kampagnenzeiträume 2016 und 2017 ein über viele Jahre im Voraus geplantes Forschungsvorhaben in die Tat umsetzten und dabei einen Datensatz meteorologischer und atmosphärischer Messparameter zusammentrugen, der bislang einzigartig ist. Dazu dienten den Wissenschaftlern von 28 teilnehmenden Instituten aus 11 Ländern (Abb. 1) insgesamt 25 verschiedene Instrumente (je nach Zählweise auch 29), die von einem speziellen russischen Forschungsflugzeug, der „M-55 Geophysica“, bis in 21 km Höhe getragen wurden. Diese Plattform ermöglichte durch ihre außergewöhnliche Dienstgipfelhöhe Messungen atmosphärischer Parameter bis in die untere Stratosphäre. Eine vollständige Auflistung aller für *StratoClim* eingesetzten Geräte und ihrer Messgrößen findet sich im Anhang A2 in Tabelle 7 zusammen mit einer vollständigen Auflistung und Kurzbeschreibung aller Messflüge und ihrer Flugprofile in Anhang A3.

Meine primären Aufgaben während *StratoClim* bestanden darin, die Erhebung, Sicherung und Auswertung der Messdaten von drei Instrumenten zu gewährleisten, die mit optischen Verfahren die Detektion und Charakterisierung von Hydrometeoren ermöglichen (siehe Anhang A2, Tabelle 7). Diese Geräte arbeiten entweder nach Prinzipien der Streulichtdetektion oder mittels bildgebender Verfahren, mit denen grundlegende mikrophysikalischen Eigenschaften der Hydrometeore wie ihre Größe, Anzahldichte und Form untersucht werden können, wenn sie während eines Wolkendurchfluges ihr Messvolumen passieren. Zusammen mit weiteren Instrumenten, deren Daten für die Auswertung herangezogen wurden, erstreckt sich ihr Messbereich von $0.6\ \mu\text{m}$ bis $10\ \text{mm}$ Durchmesser der Hydrometeore, bei Anzahldichten von 10^{-6} – 10^2 Partikel pro cm^3 (Abb. 2).

Aus diesen grundlegenden mikrophysikalischen Eigenschaften und unter Berücksichtigung der atmosphärischen Messdaten weiterer Instrumente, die z.B. Druck, Temperatur und Wassergehalt der Atmosphäre erfassen, werden wichtige Kenngrößen der Hydrometeore wie ihr effektiver Radius, ihre Flächen- und Volumendichte, Masse, ihr Wasser- oder Eiswassergehalt, Formfaktor oder optische Eigenschaften wie Rückstreuverhalten und Depolarisation abgeleitet.

Aus diesen in-Situ ermittelten Größen können dann, neben den für die Grundlagenforschung wichtigen Erkenntnissen zu ihrer Mikrophysik, Parametrisierungen ihrer physikalischen und chemischen Eigenschaften im Einzelnen und im Wolkenensemble abgeleitet werden. Diese fließen dann e.g. in Erd-System Modelle ein oder dienen der Interpretation von Daten aus Fernerkundungsinstrumenten an Bord von Satelliten oder bodenbasierten Systemen wie Wetterradare und LIDAR-Stationen.



Abb. 1 Gruppenfoto des Teams der StratoClim Kampagne 2017 auf dem Vorfeld des Tribhuvan International Airport in Kathmandu vor der M-55 Geophysica. Unterhalb des rechten Flügels sind mehrere Wolkenpartikel-Messinstrumente zu erkennen (Foto mit freundlicher Genehmigung von M. Rex, AWI).

Die Daten dieser drei flugzeuggetragenen Instrumente bilden die Grundlage der vorliegenden Dissertation und die hier vorgestellten Wolkenbeobachtungen bzw. Messungen ihrer mikrophysikalischen Eigenschaften sind alle im Rahmen von *StratoClim* entstanden. Dabei wurden die Daten ausschließlich für jene atmosphärischen Höhen- und Temperaturbereiche ausgewertet, in denen vereiste Wolken und spezieller Zirkuswolken, gemäß der Definition von (Krämer et al. 2016), beobachtet wurden. Das heißt, die bei Umgebungstemperaturen kälter als 235 K bzw. -38 °C vorkommen. Diese Wolken finden sich im Übergangsbereich von Tropo- zu Stratosphäre und spielen eine wichtige Rolle im Stofftransport dieser Grenzschicht. Die Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen diesen beiden Atmosphärenschichten war ebenfalls eines der vorrangigen Ziele von *StratoClim*, insbesondere während der Zeit des asiatischen Sommermonsuns, dessen Dynamik einen entscheidenden Einfluss auf sie hat. Die Arbeit diskutiert weiterhin die aktuelle Auswertung der Bilddaten und Möglichkeiten die Messdatenqualität zu optimieren und stellt neue Methoden zur Quantifizierung von Messunsicherheiten bei der Datenerfassung vor. Hierzu ergänzend werden Vergleichsstudien zwischen verschiedenen, nach optischen Verfahren arbeitenden Instrumenten durchgeführt und deren Ergebnisse diskutiert. Die Arbeit liefert damit einen Beitrag zum aktuellen wissenschaftlichen Diskurs über die Vergleichbarkeit von flugzeuggetragenen Messungen, wie er von Baumgardner et al. (2017), McFarquhar et al. (2017) und O'Shea et al. (2020) beschrieben wird. Eine Übersicht aller erhobenen Hydrometeor-Messdaten der *StratoClim* Kampagnenzeiträume findet sich in Anhang 0. Der Name der Flugzeug-Messkampagne *StratoClim* leitet sich aus der Bezeichnung für ein europaweit-koordiniertes Forschungsprojekt ab, das als Teil der Initiative des 7. Forschungsrahmenprogramms der europäischen Kommission ins Leben gerufen wurde (In FP7-ENV-2013-two-stage als „*StratoClim Project*“ Nr. 603557). Das vorrangige Ziel von *StratoClim* war es, eine verlässlichere Datenlage zu schaffen, auf deren Grundlage Vorhersagen zu Auswirkungen des Klimawandels auf die Stratosphäre getroffen werden können.

Dabei sollten insbesondere Abbauprozesse in der Ozonschicht sowie chemische Wechselwirkungen und Austauschprozesse zwischen Troposphäre und Stratosphäre untersucht werden. Das Projekt konzentrierte sich dabei auf die Erforschung dieser Themenfelder während des Auftretens des Asiatischen Sommermonsuns, der eine entscheidende Rolle im Klimasystem der Nordhalbkugel besitzt. Bemerkenswerterweise sind in der Region seines Auftretens bislang nur wenig langfristige Beobachtungsdaten verfügbar, genauso wie Daten von Messkampagnen vor Ort, die sich auf Atmosphären- und Klimaforschung konzentriert haben. Das gilt besonders in Hinblick auf den Eintrag von Wasserdampf, Spurengasen oder Aerosolen und den damit einhergehenden Transport anthropogener Schadstoffe in die Stratosphäre (siehe z.B. Bernath et al. 2010; Pan et al. 2016). Die beteiligten Forschungsgruppen von *StratoClim* leisteten mit der ersten Flugzeug-Messkampagne, zusammen mit weiteren Ballon- und Bodenstations-Kampagnen in der Region gewissermaßen wissenschaftliche Pionierarbeit. So wurde auf den Palau Inseln im Westpazifik eine Messstation eingerichtet, sowie ein Netzwerk aus Stations- und Ballonsonden-Daten in Nepal, China und Indien geschaffen (Vernier et al. 2018). Eine weitere Ballonsonden-Kampagne fand im August 2017 parallel zur Flugzeug-Messkampagne ebenfalls in Nepal unter der Leitung von Simone Brunamonti statt (Brunamonti et al. 2018). Die Ergebnisse dieser Kampagne sind ebenfalls in die Analysen dieser Arbeit eingeflossen (siehe Kapitel 5).

Im Allgemeinen sind es die Erkenntnisse aus Feldmessungen wie *StratoClim*, die wie bereits erwähnt zur Weiterentwicklung von Satellitendaten-Analysen verwendet werden können, oder die bei der Verbesserung von Simulationen z.B. chemischer Prozesse in Erdsystem-Modellen hilfreich sind und genau diese waren auch als wichtige Projektziele von *StratoClim* definiert. Erste Modellstudien zu chemisch-physikalischen Transportprozessen wurden bereits von verschiedenen Gruppen veröffentlicht, so z.B. von Bucci et al. (2020); Legras und Bucci (2020); Nützel et al. (2019); Vogel et al. (2019) und Yan et al. (2019). Die Fachzeitschrift *Atmospheric Measurement Techniques* hat eine fortlaufend aktualisierte Sonderausgabe zu den erscheinenden Veröffentlichungen von *StratoClim* herausgebracht (Stiller und Di Carlo 2020). Daneben förderte das Projekt Forschungsarbeiten, die untersuchten welche sozioökonomischen Auswirkungen sich durch die Klimaänderungen ergeben und es wurden Stellen für den Wissenstransfer in Politik und Öffentlichkeit gegründet (Abschlussbericht *StratoClim* (2019)). Wenn in dieser Arbeit von „*StratoClim*“ die Rede ist, bezieht das sich auf die Flugzeug-Messkampagne, andernfalls findet es ausdrücklich Erwähnung (im Folgenden wird auf die kursive Schreibweise verzichtet).

Die bereits erwähnte Flugzeugmesskampagne wurde in ihrer Hauptphase im Juli und August 2017 von Katmandu, Nepal aus durchgeführt. Sie hatte für Ihren Teil zur Aufgabe, die Wechselwirkungen zwischen Troposphäre und Stratosphäre in-Situ zu erfassen und damit die Datensätze zu ergänzen, die am Boden, per Ballon oder von Satelliten aus in dieser Region der Erdatmosphäre, während der Zeit des asiatischen Sommer Monsuns 2017 erhoben wurden.

Für die Untersuchung der Prozesse in-Situ wurde das russische Höhenforschungsflugzeug M-55 Geophysica verwendet, das mit 2 Tonnen Nutzlast-Kapazität in der Lage ist eine Vielzahl wissenschaftlicher Instrumente mit an Bord zu nehmen. Zusammen mit seiner besagten Dienstgipfelhöhe von 21 Kilometern brachte es ideale Voraussetzungen für die Projektziele von *StratoClim* mit (MDB Handbuch Geophysica 2002;Stroh et al. 2018). Die Geophysica ist die einzige für Europa verfügbare Forschungsplattform dieser Art und war bereits seit 1996 auf zahlreichen Messkampagnen im Einsatz.

Für StratoClim hatte sie, neben Messgeräten für Aerosole, Kondensationskerne und Hydrometeore, mehrere auf die Detektion von Wassergas, -dampf und -isotopen spezialisierte Instrumente, ein breites Spektrum an Detektions- und Analyseinstrumenten für natürliche und anthropogene Spurengase und drei Fernerkundungsinstrumente an Bord.

Speziell für die Untersuchung der Mikrophysik und Partikelchemie von Aerosolen und ihrer Ausgangsstoffe, Kondensationskernen sowie von Hydrometeoren waren das Team des Max-Planck-Instituts für Chemie und des Instituts für Physik der Atmosphäre der Johannes Gutenberg-Universität mit insgesamt 10 Geräten an der Flugzeug-Messkampagne beteiligt (Abb. 2). Eine Frontalansicht der Geophysica, dass ihre verfügbaren Tragflächenanschlüssen für die Partikelmessgeräte zeigt, ist in Abb. 35 auf Seite 55 dargestellt. Zusammen deckten diese Geräte einen Größenbereich von 6 Nano- bis 10 Millimetern ab, wie es Abb. 2 veranschaulicht. Ihre Messdaten lieferten über das gesamte Größenspektrum Zählstatistiken und Größenverteilungen der Aerosolpartikel bzw. Hydrometeore. Einige Instrumente, wie z.B. die CCP, CIP und HALOholo benutzen bildgebende Verfahren und steuern so Aufnahmen der Wolkenelemente bei, aus denen sich ihre Formeigenschaften ableiten lassen. Hinzu kamen Möglichkeiten Aerosole mit chemischen Analyseverfahren in-Situ und im Labor zu untersuchen. Für die in-Situ Messung der Aerosole wurde am MPIC von der Arbeitsgruppe Partikelchemie ein Laser-Ablations-Massenspektrometer „ERICA“ neu entwickelt und erstmals während StratoClim eingesetzt (Hünig 2020; Hünig et al. (2021, in Vorbereitung)). Geräte wie HALOholo und UHSAS-A hatten ebenfalls ihre ersten Einsätze unter StratoClim Bedingungen. Eine Einführung und Begriffsklärung zu den verwendeten Instrumenten folgt in Abschnitt 2.1, 3.3.2, 4.1 und eine Gesamtübersicht gibt Tabelle 7.

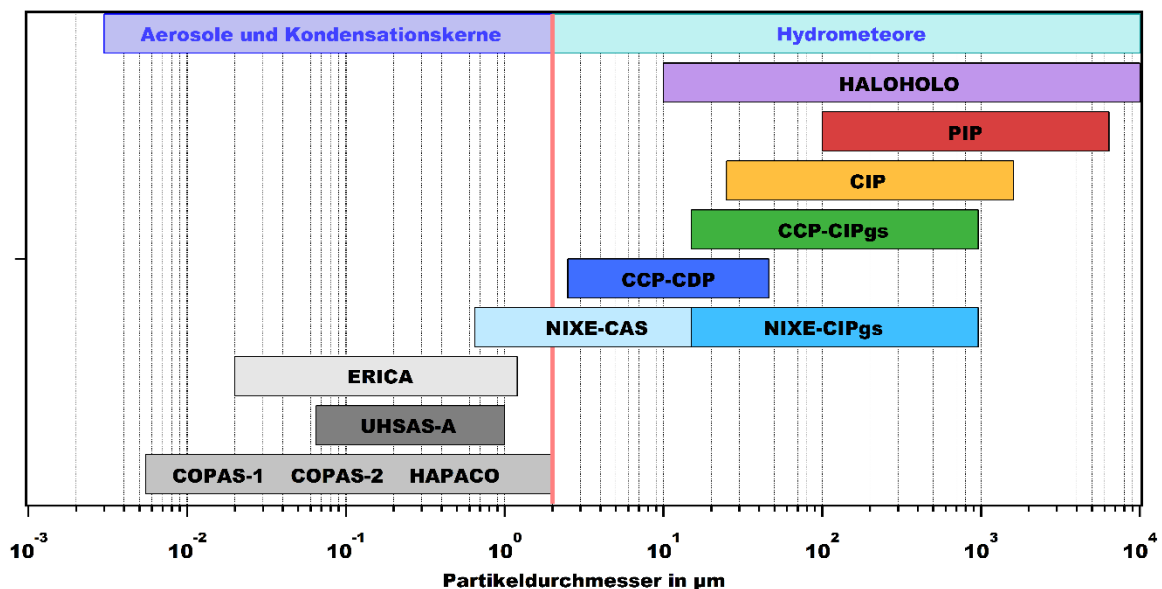


Abb. 2 Visualisierung der Messbereiche, der vom MPIC und IPAMZ eingesetzten Aerosol- und Wolkenpartikelmessgeräte während StratoClim 2016-2017. Die CCP ist in ihre beiden Messeinheiten CDP (dunkelblau) und CIPgs (grün) aufgeteilt worden. Ebenfalls dargestellt ist der Messbereich der NIXE-CAPS des Forschungszentrum Jülich mit beiden Messeinheiten CAS und CIPgs, dargestellt ohne Überschneidungsbereich, deren Daten ebenfalls in dieser Arbeit verwendet werden.

1.1. Die Vergleichbarkeit von flugzeuggetragenen Messungen

Die Datenerhebung am Ort des Geschehens in-Situ mithilfe von flugzeuggetragenen Messungen spielt in der Atmosphären- und Klimaforschung eine wichtige Rolle und beschränkt sich nicht nur auf die Eis- und Zirruswolken-Forschung. Ihre Ergebnisse tragen wie bereits erwähnt, maßgeblich zur Entwicklung und Evaluation von Parametrisierungen der mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolken-, Wettervorhersage- und Klimamodellen bei. Dabei ist es in der Regel so, dass zu diesem Zweck Daten aus unterschiedlichen Feldstudien und von verschiedenen Forschungsgruppen und Instrumenten herangezogen werden. In der Regel arbeitet jede Forschungsgruppe mit, für ihre Anforderungen speziell angepassten Instrumenten und wertet deren Daten mit eigens dafür entwickelten Softwareverfahren, -algorithmen und -filtern aus. Die Datenprodukte sind prinzipiell vergleichbar, dennoch können sich markante Unterschiede bei der Auswertung mit verschiedenen Algorithmen und bei der Wahl der Randbedingungen ergeben: So hat die Wahl der Größenbestimmungsmethode bei der Auswertung von Hydrometeor-Messdaten und Bildern, einen erheblichen Einfluss auf alle daraus abgeleiteten Parameter wie beispielsweise ihre Masse, Volumen- und Anzahldichte und auch auf weitere Parameter wie z.B. ihren Wasser- oder Eiswassergehalt, oder optische Dichte und Streuverhalten der Wolken. Weiterhin beeinflusst auch die Wahl der Filterkriterien, die auf die Bilddatensätze angewendet werden, mitunter stark das Endergebnis für die grundlegenden Parameter Größe und Anzahldichte. Hierbei wäre als Beispiel für ein Filterkriterium zu nennen, das nur vollständig auf dem Diodenfeld abgebildete Eiskristalle in die Berechnungen mit eingehen. Im Datensatz der StratoClim-Kampagne heißt das konkret bis zu 40 % Unterschiede in der Anzahlkonzentration und 20 - 25 % bei der Größenbestimmung je nach gewählter Auswertemethode (vgl. hierzu z.B. Tabelle 2 und Abb. 11). Zum aktuellen Stand der Literatur existiert keinen Konsens, welches Auswertungsverfahren für welche Datenlage das geeignetste ist, und ob die erhobenen Daten verlässlich über ihren gesamten Messbereich die natürlichen Verhältnisse innerhalb von Wolken abbilden (Wu und McFarquhar 2016; Heymsfield et al. 2017; Korolev et al. 2017; McFarquhar et al. 2017). Weiterhin ist es häufig in Veröffentlichungen nicht ersichtlich, welche Annahmen für die Datenauswertung eines Fluges oder einer Messkampagne getroffen wurden und auch falls diese gut dokumentiert wurden, sind deren Auswirkungen auf die finalen Datenprodukte teilweise noch nicht vollständig verstanden und untersucht worden, wie McFarquhar et al. (2017) in Abschnitt 5 und Baumgardner et al. (2017;2017a) zu bedenken geben.

In dieser Arbeit werden daher in Kapitel 2 die Auswirkungen auf die finale Datenprodukte durch verschiedene Methoden der Größenbestimmung und Datenauswertung miteinander verglichen. Dafür werden die in der Forschungsgruppe des IPA verwendeten Auswertungs-Algorithmen der Community-Software SODA (engl. für *System for Optical array probe Data Analysis*) angepasst, aktuelle Weiterentwicklungen von SODA berücksichtigt und zusätzliche Methoden des Daten-Qualitätsmanagements entwickelt.

Im daran anschließenden Kapitel 3 dieser Arbeit werden zwei baugleiche, bildgebende Instrumente miteinander verglichen, indem ihre Datensätze mit identischer Vorgehensweise, d.h. Randbedingungen ausgewertet werden. Damit sind die Ergebnisse nicht von der verwendeten Auswertungsstrategie abhängig, sondern können auf Hardwareunterschiede der Geräte zurückgeführt werden. Hierbei ergeben sich einige signifikante Unterschiede zwischen den Messinstrumenten. Weiterhin werden die Ergebnisse mit einem Messverfahren verglichen, welches eine auf Holographie basierende Detektionsmethode für Eiskristalle verwendet – HALOholo.

Die Methode wird in der Dissertation von Schlenczek (2018) beschrieben und unterscheidet sich grundlegend von den bildgebenden Verfahren der beiden anderen Instrumente, was eine Validierung der drei Instrumente ermöglicht. Es zeigt sich bei diesem Vergleich, trotz der Unterschiede der beiden CIPgs-Modelle eine generell gute Übereinstimmung der drei Geräte im Rahmen der erforderlichen Messgenauigkeiten. Anschließend werden in Kapitel 3 Möglichkeiten das Messvolumen zweier baugleicher Instrumente virtuell zu kombinieren vorgestellt und diskutiert.

In Kapitel 4 wird der Vergleich verschiedener Messinstrumente fortgeführt und die Ergebnisse eines auf dem Prinzip der Detektion vorwärts-gestreuten Lichts basierenden Verfahrens (CDP, Lance et al. (2010)), sowie die Messungen der bildgebenden Verfahren aus vorherigen Kapiteln, mit einem LIDAR-ähnlichen Detektor für rückwärts-gestreutes Licht (MAS, Buontempo et al. (2006)) gegenübergestellt. Grundlage für die Studie in Kapitel 4 bildet ein von Cairo et al. (2011) veröffentlichter Vergleich von direkt gemessenen und aus Partikelmessungen berechneten Rückstreuoeffizienten. Die Arbeit von 2011 wird um die Messbereiche der beiden bildgebenden Instrumenten aus Kapitel 3 erweitert und die Ergebnisse werden für den Datensatz der StratoClim 2017 Kampagne dargestellt, sowie mit den Ergebnissen von Cairo et al. (2011) verglichen.

Das anschließende Kapitel 5 widmet sich der Anwendung der diskutierten Methoden bei der Auswertung von besonderen Fällen von Eis- und Zirruswolken, die während der StratoClim Messkampagne 2017 im Bereich des Tropopausen-Übergangsbereiches und in der unteren Stratosphäre beobachtet wurden. Es werden Fälle von Eiswolken aus überschießender und ausströmender Konvektion nahe den Zentren konvektiver Systeme dokumentiert, sowie Beobachtungen von nicht sichtbaren, transparenten Wolken, im Englischen als *Subvisible Cirrus* bezeichnete Zirruswolkenart. Diese Fälle werden auf ihre wichtigsten optischen und mikrophysikalischen Parameter hin untersucht, und mit in der Literatur dokumentierten Beobachtungen verglichen.

1.2. Aktuelle Fragestellungen der Zirruswolkenforschung

Auch wenn damit der Schwerpunkt dieser Arbeit auf einem Vergleich der Messtechnik und der Qualitätssicherung ihrer Auswertung liegt, so wurden, während der StratoClim-Kampagne 2017, über sechs Flugstunden von Eis- und Zirruswolken Passagen dokumentiert, deren Analyse ebenfalls einen Schwerpunkt dieser Arbeit darstellt. Dazu gehört eine vollständige Dokumentation der Messdaten der Partikelmessgeräte CCP, CIP und PIP, welche sich im Anhang 0 befindet. Weiterhin werden, wie bereits erwähnt, ausgewählte Fälle von Eiswolken aus überschießender Konvektion diskutiert und Beobachtungen von hochliegenden Zirrusfeldern unterhalb der Sichtbarkeitsgrenze dargestellt. Ebenso bezieht sich der Instrumentenvergleich zwischen den Streulichtmessgeräten CDP und MAS sowie CCP und NIXE-CAPS in Kapitel 4 ausschließlich auf Beobachtungen von vereisten Wolken und Zirren, aus dem sich neben den instrumenten-spezifischen Gemeinsamkeiten und Unterschieden, auch allgemeinere Schlüsse zu den gemachten Zirrus-Beobachtungen, während StratoClim 2017, ziehen lassen. Im Allgemeinen bestehen Zirren vollständig aus Eispartikeln und werden in der oberen Troposphäre bei Temperaturen kälter als -38°C bzw. 235 K beobachtet (Krämer et al. 2016). Satelliten-Messungen zeigen, dass die maximale Häufigkeit von Zirren in tropischen Regionen auftritt, wobei ihr Auftreten starken saisonalen Schwankungen zwischen den Breitengraden unterliegt (Pandit et al. 2015; Gasparini et al. 2018;).

In-Situ Messungen, die über eine große Bandbreite von Zirrusarten, Formierungsprozessen und geographischen Orten gemacht wurden, zeigen weiterhin, dass der Eiswassergehalt und die Partikelgröße von Zirren in der Regel mit sinkenden Temperaturen abnimmt, wobei die Partikel Anzahlkonzentration nahezu konstant bleibt oder mit abnehmenden Temperaturen leicht ansteigt (Krämer et al. 2020). Zirren entstehen zum einen aus ausströmender und überschießender Konvektion, die am oberen Rand energiereicher, konvektiver Systeme beobachtet werden. So ist als bestes Beispiel der Amboss einer Kumulonimbus-Wolke ein solcher Fall. Krämer et al. (2016) sprechen in diesem Fall von *Liquid-Origin*-Zirren und beschreiben damit die Tatsache, dass die Wolken-Eispartikel beim konvektiven Aufwärtstransport aus der flüssigen Phase gefroren sind.

Der Gefrierprozess ist dabei meistens heterogen abgelaufen. Sie finden sich weltweit überwiegend in mittleren Höhen im Bereich des Temperaturgradienten-Minimums und bis unterhalb der thermischen Tropopause (Krämer et al. 2020). Während StratoClim konnte dieser Zirrustyp auch in tropischen Regionen beobachtet werden wobei er teilweise auch oberhalb der thermischen Tropopause auftrat (überschießende Konvektion, wie z.B. von De Reus et al. (2009) und Lee et al. (2019) als „*overshooting convection*“ beschrieben.

Zum anderen entstehen Zirren durch langsames Aufsteigen der Luftmassen an frontalen Systemen oder orographischen Strukturen. Diese nach Krämer et al. (2016) als *In-Situ-Origin*-Zirren bezeichnen Wolken, resublimieren aus der Gasphase mit mehrheitlich homogenem Bildungsprozess. Sie bilden sich auch unter dem Einfluss von Schwerewellen, Jetstreams oder in Wasserdampf-übersättigten Regionen, die durch den Einfluss konvektiver Systeme entstehen, wie es Lee et al. (2019) anhand von StratoClim 2017 Beobachtungen zeigen konnten. Dieser Wolkentyp überwiegt nach Krämer et al. (2020) in den höheren Schichten der oberen Troposphäre und findet sich auch noch in der unteren Stratosphäre und trägt zu Hydrations- und Dehydrationsprozessen der Stratosphäre bei.

Die vorliegende Arbeit hat zur Klassifikation das System von Krämer et al. (2016) verwendet. Beide Entstehungsarten unterscheiden sich signifikant in ihrer Mikrophysik, also z.B. in ihren vorliegenden Eiskristallformen, Eiswassergehalt und Strahlungseigenschaften, die ebenfalls untersucht wurden (siehe Kapitel 4 und 5).

Zirren sind in Hinblick auf ihre Strahlungseigenschaften ein „Hybrid“, denn sie können je nach Dicke und Mikrophysik einen kühlenden oder erwärmenden Einfluss auf das Klima der Erdatmosphäre haben. Welchen Netto-Effekt sie insgesamt verursachen ist nach wie vor Gegenstand der wissenschaftlichen Debatte. So führt der fünfte IPCC-Sachstandsbericht von 2013 diesen Wolkentyp als einen der größten Unsicherheitsfaktoren in Vorhersagen über den sich ändernden Strahlungshaushalt des Erdsystems auf (siehe Boucher et al. in (IPCC 2013) und Boucher et al. (2013). Als in Fachkreisen allgemein akzeptiert, beschreiben Boucher et al. (2013) den Wissenstand, dass tropische Zirren einen wärmenden Effekt auf den Strahlungshaushalt der Erde haben, wohingegen Zirren in mittleren Breiten einen kühlenden Einfluss haben. Auch grundlegende Details zu den Formierungsprozessen und der Mikrophysik von Zirren sind laut den Autoren des IPCC-Berichts noch nicht ausreichend verstanden oder in globalen Zirkulationsmodellen darstellbar. Auch neuere Studien schließen sich diesem Wissensstand an, wie z.B. die Arbeiten von Bolasina et al. (2014) oder Guo, Turner und Highwood (2016). Krämer et al. (2020) zeigen in ihrer neuesten Studie mit Modellrechnungen, dass der von Ihnen eingeführte Typ *Liquid-Origin*-Zirrus einen stark kühlenden Effekt auf die Atmosphäre hat, wohingegen der *in-Situ-Origin*-Zirrus für einen schwach erwärmenden Effekt verantwortlich ist. Einen guten Überblick zum aktuellen Stand der Zirruswolkenforschung liefert die bei der amerikanischen meteorologischen Gesellschaft AMS veröffentlichte Monographie von McFarquhar, Baumgardner, und Heymsfield (2017).

In Kapitel 2 „*Cirrus Clouds*“ von Heymsfield et al. formulieren die Autoren einige offene Fragestellungen, auf die in dieser Arbeit Bezug genommen wurde:

- 1) Wie kann der jeweilig überwiegende Mechanismus der homogenen gegenüber der heterogenen Nukleation von Eiskristallen in Zirruswolken gemessen und dokumentiert werden? (Beiträge in Kapitel 2 und 3)
- 2) Wie werden diese Nukleationsprozesse durch dynamische Vorgänge in Wolken wie Schwerewellen, hochreichender Konvektion, Turbulenzen und Strahlungskühlung an der Zirrusoberseite beeinflusst? (Beiträge hierzu finden sich in Kapitel 5)
- 3) Wie sehen Größenverteilungen von Eispartikeln im Bereich von 1- 20µm Durchmesser aus? Ein Bereich in dem die aktuelle Generation von Messgeräten an ihre Grenzen stößt. Und wie ändern sich diese Verteilungen für Zirren, die aus hochreichender Konvektion entstanden sind? (Beiträge in Kapitel 3, 4 und 5)
- 4) Wie ändern sich die Zirruswolken Eigenschaften wie Eiskristallgröße, Form und Masse, Lichtstreuung, usw. mit der geographischen Lage und den beteiligten dynamischen Prozessen? Und können aus den Messungen Parameter definiert werden, die diese Eigenschaften eindeutig wiedergeben? (Beiträge in Kapitel 4 und 5)

Insgesamt liefert diese Arbeit Beiträge zur zugrundeliegenden Messtechnik der bildgebenden Instrumente, neuen Aspekten der Datenauswertung dieser Messmethode und nutzt die Möglichkeiten aufgrund der einzigartigen Kombination aus Instrumenten, die für StratoClim im Einsatz waren, Datensätze unterschiedlicher Messmethoden miteinander zu vergleichen und damit neue Erkenntnisse zu den Methoden selbst und deren Vergleichbarkeit zu gewinnen. Dabei werden insbesondere die Größenverteilungen kleiner Eiskristalle in Zirren und hochreichender Konvektion untersucht und damit ein Beitrag zu den von McFarquhar, Baumgardner, und Heymsfield (2017) formulierten Fragestellungen geliefert. Ebenso wird mit der Einführung eines Eiskristall-Formfaktors nach Schumann et al. (2011) und seiner Kombination mit optischen Parametern aus Rückstreuungsmessungen eine neue Parameter-Kombination zur Beurteilung von Partikelbildern diskutiert.

2. Optimierung der Datenqualität der bildgebenden Instrumente

In diesem Kapitel werden zuerst die verwendete Messtechnik und die wichtigsten Produkte ihrer Datenauswertung in einer kurzen Übersicht erläutert. Es folgt eine Einführung zu den Prozessschritten der Datenauswertung und den Änderungen, die sich bei der Umstellung auf die neuere Auswertungs-Software ergeben haben. Danach wird die Funktionsweise der verwendeten Auswertungsmethoden und deren Auswirkungen auf die Datenprodukte erläutert. Anschließend wird die Sensitivität der Methoden gegenüber Poisson-Beugungseffekten, dem häufigsten Bildfehler, in Laborexperimenten und an Daten von flugzeuggetragenen in-Situ Messungen getestet. Zuletzt werden die eingeführten Verbesserungen an der Datenauswertung und -Qualität, sowie neue Analysemöglichkeiten, die sich aus diesen Verbesserungen ergeben, vorgestellt.

2.1. Schattenbilder von Eiskristallen – Die CIP, CIPgs, und PIP

Die Gruppe von Messgeräten, die zur Detektion und Charakterisierung atmosphärischer Hydrometeore für StratoClim eingesetzt wurde, arbeitet mit bildgebenden Verfahren, die entweder zweidimensionale, monochrome oder 3-Bit Graustufen-Bilder erzeugen. Das Messprinzip der Instrumente *Cloud Imaging Probe* – **CIP**, *Cloud Imaging Probe Grayscale* – **CIPgs** und *Precipitation Imaging Probe* – **PIP**, basiert auf der Erfassung von Intensitäts- und damit einhergehenden Stromänderung auf den Elementen einer pin-Photodiodenzeile, wenn Hydrometeore ein von Laserlicht ausgeleuchtetes Volumen durchqueren. Passiert ein Partikel innerhalb der Bildfeldtiefe des Optiksystems den Laserstrahl, so wirft es eine Schattenprojektion auf die Halbleiterelemente, deren Stromänderungen ausgelesen werden. Wird die Diodenzeile zeilenweise, mit einer der Flug- bzw. Anströmgeschwindigkeit im Messvolumen angepassten Frequenz abgetastet, so kann aus den Informationen eine formtreue Projektion des Partikels rekonstruiert werden. Das Schema des Messprinzips ist in Abb. 3 am Beispiel der CIPgs dargestellt. Die CIP und PIP arbeiten auf gleiche Weise nur mit monochromer Bilderfassung.

In Abb. 3 wird links oben vereinfacht angedeutet, wie ein Eiskristall den Laserstrahl durchquert und dabei einen Teil der Diodenzeile abdunkelt. Fällt das Stromsignal an den Dioden unter einen festgelegten Grenzwert, löst das die Datenaufzeichnung aus. Die Stromsignale der Diodenzeile werden dafür kontinuierlich mit einer der Flug- bzw. Anströmgeschwindigkeit *PAS* (engl. für *probe airspeed*) angepassten Taktrate f_{CPU} ausgelesen gemäß:

$$PAS = \delta_{res} \cdot f_{CPU} \cdot 10^6 \text{ Hz/s} \cdot 10^{-6} \text{ m}/\mu\text{m}, \quad (1)$$

wobei die maximale Taktrate der CIPgs-CPU $f_{CPU} = 12 \text{ MHz}$ beträgt. Demnach ergibt sich für die CIPgs mit $\delta_{res} = 15 \mu\text{m}$ Diodenauflösung eine maximale *PAS* von 180 m/s laut Handbuch des Herstellers (DMT, 2012). Die Takratensteuerung über die *PAS* ermöglicht eine formtreue, streifenweise Rekonstruktion der Projektion des passierenden Hydrometeors auf der Diodenzeile (siehe Abb. 3 oben rechts). Im Falle der CIPgs ist es möglich, die Diodensignale in 3 Graustufen zu differenzieren, die beiden anderen Sonden arbeiten monochromatisch. Alle drei Instrumente lösen eine Bildaufzeichnung aus, wenn mindestens eine Diode um 50 % verdunkelt wird und die CIPgs kann anschließend zwischen 3 frei einstellbaren Intensitätsgrenzwerten an den Dioden differenzieren. In der Praxis haben sich als Standard 30 %, 50 % und 65 % Signaländerung an den Dioden bewährt.

Instrument - CIPGs

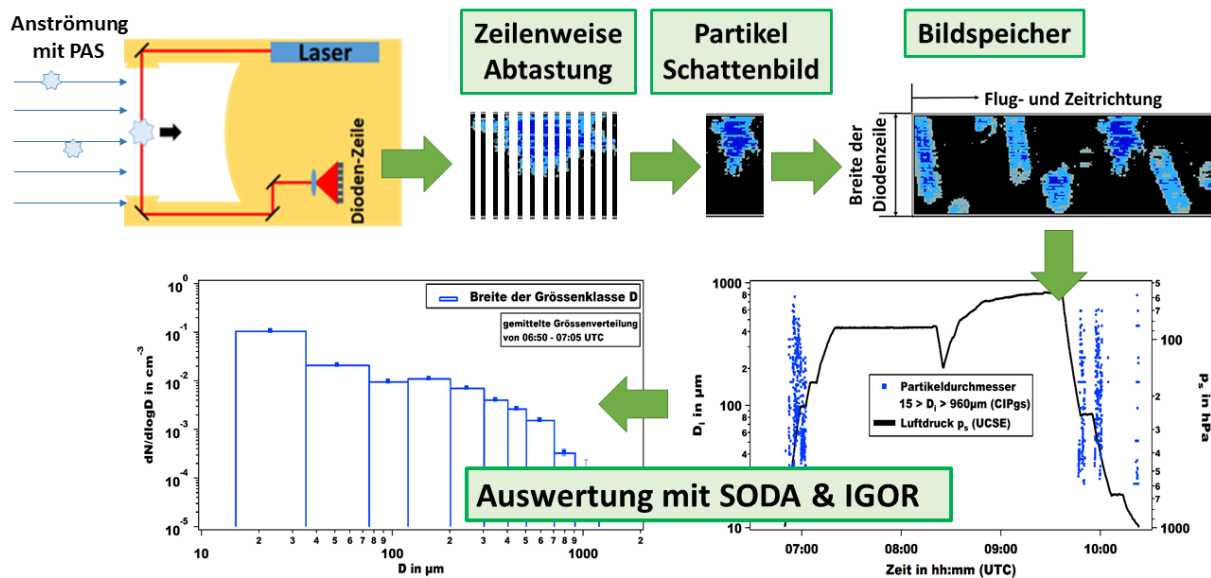


Abb. 3 Messprinzip der bildgebenden Instrumente am Beispiel der CIPGs. Erläuterungen zu den einzelnen Schritten im Text. Links oben ist in Gelb der Kopf des Messgerätes im Profil zu sehen, mit einer vereinfachten Darstellung des Strahlengangs und einem Partikel im Messbereich des Instruments. Rechts unten ist die Messgröße Partikeldurchmesser D_i gegen die Zeit in hh:mm UTC abgebildet und links daneben eine normierte Größenverteilung $dN/d\log D_p$ der gemessenen Durchmesserhäufigkeiten dN pro logarithmischer Größenklasse $d\log D_p$ für einen gewählten Zeitraum (hier 06:50 – 07:05 UTC).

Darüber hinaus wurden in der vorliegenden Arbeit in den Datensätzen nur Partikelbilder berücksichtigt, für die mindestens zwei Dioden um 50 % abgeschattet wurden, d.h. die wenigstens zwei Bildpunkte umfassten. Aus den gespeicherten Bildern werden die mikrophysikalisch grundlegenden Parameter der Hydrometeore wie Breite und Länge, Umfang, Durchmesser und Schattenfläche sowie Anzahl pro Sekunde und Messvolumen, mithilfe der Bildanalysesoftware SODA rekonstruiert. Für die Bestimmung des Partikeldurchmessers D_i gibt es verschiedene Ansätze, von denen einige in den folgenden Abschnitten vorgestellt werden. Der Index i steht hierbei stellvertretend für den gewählten Ansatz i . Die Basis Parameter werden dann an benutzerspezifische Software-Routinen übergeben. In der Regel verwendet jede Forschungsgruppe ihre eigene, speziell angepasste Auswertungssoftware. In Abb. 3 wurden beispielhaft aus den Daten des Messfluges vom 06.09.2016 die Zeitreihe der gemessenen Partikeldurchmesser D_i in μm (Abb. 3, Grafik unten rechts) und normierte Größenverteilungen $dN/d\log D_p$ in cm^{-3} pro Größenklasse D_p visualisiert (vgl. Abb. 3, Grafik links unten). Dabei ist D_i der 1 s Mittelwert aller Partikelmessungen nach Methode i in diesem Zeitraum. Man spricht in diesem Zusammenhang auch von „1 Hz Messdaten“. Diese Darstellung der Daten wird in dieser Arbeit durchgehend verwendet und ist in den folgenden Abschnitten näher erläutert. Die Auswertung basiert neben SODA auf einer „benutzerspezifischen“ Skript-Bibliothek in der Programmiersprache IGOR, die in den vergangenen 15 Jahren am IPAMZ und dem MPIC entwickelt und im Rahmen der Thesis um eigene Skripte wurde. Ihre Arbeitsprinzipien werden in den folgenden Abschnitten erläutert.

2.1.1. Das Messprinzip der Cloud Imaging Probe grayscale – CIPgs

In diesem Abschnitt wird zuerst auf die Berechnung des Messvolumens eingegangen, anschließend folgt eine allgemeinere Übersicht zum Messprinzip dieser Instrumentenklasse. Auch hierbei wird wieder die CIPgs stellvertretend für alle verwendeten bildgebenden Instrumente vorgestellt.

Neben der Bestimmung der Eigenschaften des einzelnen Hydrometeors, wie seines Durchmessers D_i , dessen Größenbestimmung in Abschnitt 2.3 vorgestellt wird, ist die Bestimmung der Hydrometeor-Anzahlkonzentration N innerhalb eines, während der Messzeit t_m , durchflogenen Volumens, die wichtigste mikrophysikalische Messgröße. Für die Ermittlung des Messvolumens SV (engl. sample volume) wird das Produkt aus Messfläche SA (engl. sample area), Anströmungsgeschwindigkeit PAS und der Messzeit t_m gebildet. Zur Veranschaulichung ist das SV in Abb. 4 hellblau eingefärbt. Es wird typischerweise in cm^3 angegeben. Die Messfläche SA wiederum wird von der Bildfeldtiefe DOF (engl. depth of field) und der sogenannten effektiven Breite der Diodenzeile w_{eff} aufgespannt (engl. effective array width). Die beiden Größen stehen senkrecht aufeinander und die Messfläche SA ist in Abb. 4 an mit lila schraffierter Fläche dargestellt. Es ergibt sich für das Messvolumen folgender Zusammenhang:

$$SV = SA \cdot PAS \cdot t_m = DOF \cdot w_{eff} \cdot PAS \cdot t_m \quad [\text{cm}^3] \quad (2)$$

Einen heute noch gebräuchlichen Standard für die Definition der DOF hat Knollenberg in seiner Arbeit von (1970) festgelegt. Er fand experimentell heraus, dass ein Bereich existiert, innerhalb dessen die Partikelprojektion aufgrund von Effekten der Fresnel-Beugung um weniger als 10 % verzerrt auf den Dioden abgebildet wird, was zu einer Unsicherheit bei der Größenbestimmung in der gleichen Größenordnung führt, wenn die Dioden gleichzeitig um mindestens 50% verdunkelt werden (vgl. Abb. 5). Knollenberg definierte diesen Bereich als Bildfeldtiefe

$$DOF = \pm Z_{DOF}(\max) = \pm \frac{c \cdot D_i^2}{4\lambda} \quad (3)$$

und führte zur Beschreibung dieses Bereiches den dimensionslosen Faktor $c = 3$ ein, der auch vom Hersteller der Geräte DMT als Kalibrierungsstandard angegeben wird und in dieser Arbeit durchgehend Verwendung findet. Weiterhin fließen der gemessene Partikeldurchmesser D_i und λ des verwendeten Lasersystems in die Berechnung des DOF ein. Im Falle der CIPgs, CIP und PIP ist $\lambda = 0.658 \mu\text{m}$ laut den Betriebshandbüchern des Herstellers *Droplet Measurement Technologies* – DMT (DMT 2009, 2011b, 2012 und 2014).

Mit der Definition (3), zeigt sich sofort ein wichtiges Merkmal dieser Art von bildgebenden Instrumenten: ihre Bildfeldtiefe DOF und damit auch ihr Messvolumen SV hängt quadratisch von D_i des detektierten Partikels ab und sind auch nur für bzw. während einer Partikeldetektion definiert. In Zeiträumen ohne Detektion ist das SV nicht definiert. Andere Partikelmessgeräte wie die CDP, CAS oder HALOholo besitzen aufgrund einer anderen Detektionsweise ein fixes Messvolumen (Eine Einführung der Messgeräte und ihrer Abkürzungen folgt in Kapitel 3 Abschnitt 3.3.2 und Kapitel 4)

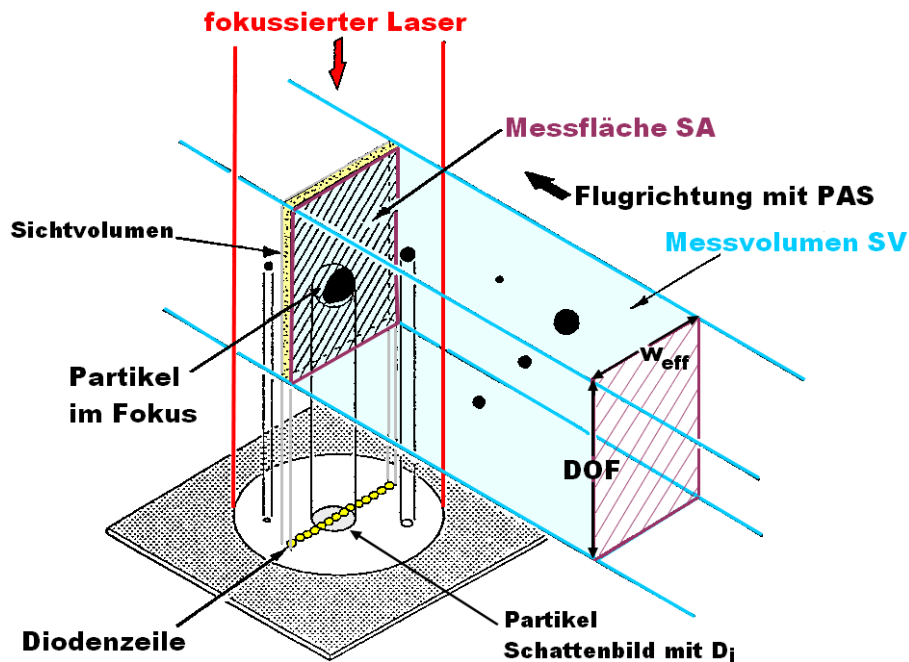


Abb. 4 Darstellung der wichtigsten Kenngrößen des Messvolumens SV während eines Detektionseignisses. Das SV ist in hellblau angedeutet und die Messfläche SA mit lila Kontur als Produkt des DOF und w_{eff} . Es befindet sich ein Partikel im Fokus des Laserstrahls und wirft einen Schatten auf die Diodenzeile, dessen abgedunkelte Dioden mit einer der PAS angepassten Frequenz ausgelesen werden. Anhand der relativen Intensitätsunterschiede wird ein 2-D Graustufenbild der Partikelkonturen rekonstruiert. Abbildung nach Baumgardner und Korolev (1997).

Der dimensionslose Faktor c ist in einigen neueren Arbeiten wieder stärker in den Fokus wissenschaftlicher Diskussionen gerückt. In zwei analytischen Arbeiten von Korolev, Strapp und Isaac (1998) und später von Korolev (2007) wurde gezeigt, dass die Annahme von Knollenberg von $c = 3$ nicht ausreicht, um die gesamte Bildfeldtiefe, in der noch eine Bildaufzeichnung stattfinden kann, zu erfassen und Bildartefakte fälschlicherweise als Partikel interpretiert werden. Sie zeigten, dass sich die DOF bis zu einem theoretischen Grenzwert von $c = 8.18$ erstreckt. In Abb. 5 ist die Bildfeldtiefe DOF und der Abstand Z_{DOF} eines sich außerhalb der Bildebene befindlichen Hydrometeors dargestellt. Sie konnten weiterhin zeigen, dass die Messunsicherheit bei der Größenbestimmung dadurch höher ausfällt als von Knollenberg mit $\leq 10\%$ angenommen. Eine neuere, experimentelle Studie von Gurganus und Lawson (2018) bestätigt die Werte mit $c = 8 \pm 0.2$ für zwei CIP-Modelle. Sie kam darüber hinaus zu dem Ergebnis, dass die Bildfeldtiefe von Instrument zu Instrument variiert und für jedes Gerät in regelmäßigen Abständen experimentell bestimmt werden sollte. Weil am IPAMZ die technischen Möglichkeiten fehlten, diese für die CIPgs, CIP und PIP selbst zu ermitteln, wurden die Instrumente regelmäßig zur Kalibrierung zum Hersteller DMT eingeschickt, der das optische System auf $c = 3$ justierte (pers. Komm. mit M. Freer, DMT 2018).

Der zweite Faktor, der die SA aufspannt und damit in die Berechnung des SV nach Formel (3) einfließt, ist die effektive Diodenzeilenbreite w_{eff} . Sie ist von der verwendeten Methode für die Partikeldurchmesser Berechnung und den Instrumenten-Spezifikationen, wie der Gesamtanzahl n an Dioden und ihres Auflösungsvermögen δ_{res} , abhängig. In allen drei Instrumenten sind $n = 64$ Dioden in der Detektoreinheit verbaut, wobei $\delta_{res,PIP} = 100\ \mu\text{m}$, $\delta_{res,CIP} = 25\ \mu\text{m}$ und $\delta_{res,CIPgs} = 15\ \mu\text{m}$ beträgt. Weiterhin kann sich w_{eff} je nach verwendetem Verfahren der Bilddatenauswertung unterscheiden. Wenn man nur Bilder berücksichtigt, die vollständig auf der Diodenzeile abgebildet wurden, ohne die Randdioden zu berühren, spricht man von der „All-in“-Methode.

Die w_{eff} ergibt sich mit dieser Methode für alle verwendeten Instrumente gemäß der Formel:

$$w_{eff} = \delta_{res} \cdot (n - 1) - D_i = \delta_{res} \cdot 63 - D_i \quad (4)$$

mit δ_{res} als Auflösung des verwendeten Instruments. Weitere für flüssige, quasi-sphärische Hydrometeore gebräuchliche Methoden sind die „Center-In“-Methode und die „Reconstruction“-Methode, beide im Detail in der Dissertation von (Frey 2011) und von Korolev und Isaac (2003) beschrieben. Sie werden in dieser Arbeit nicht verwendet, da hier der Fokus auf Hydrometeoren in Eisphase liegt. Aus vorangegangenen Überlegungen folgt, dass damit die SA lediglich eine Funktion des ermittelten Partikeldurchmessers D_i ist. Mit $c = 3$, $\lambda = 0.658 \mu m$ und $\delta_{res} = 15 \mu m$ ergibt sich

$$SA = DOF \cdot w_{eff} = 2154,26 \cdot D_i^2 - 2,2796 \frac{1}{\mu m} D_i^3. \quad (5)$$

Wobei hier für den Betrag von $DOF = 2 \cdot Z_{DOF}$ eingesetzt wurde (siehe Abb. 5). Dieser Ansatz wird für in Abschnitt 2.5.2 für die Berechnung der Messunsicherheit von SA verwendet. Untenstehende Abbildung Abb. 5 visualisiert schematisch, die bislang diskutierten (optischen) Parameter, die das Probenvolumen aufspannen, für den Fall eines Hydrometeors mit Durchmesser D_i , der außerhalb der Fokusebene im Abstand Z_{DOF} das Messvolumen passiert. Dabei wirft es einen Schatten auf die Diodenzeile. Sein projizierter Durchmesser bestimmt die effektive Diodenzeilenweite w_{eff} . Sie spannt zusammen mit DOF die Messfläche SA auf. Bis zu welchem Abstand von der Fokusebene der Projektionsfehler bei der Größenbestimmung eines Partikels $\leq 10 \%$ ist, wird durch den von Knollenberg (1970) eingeführten Faktor c bestimmt (siehe Formel (6) und Abb. 5).

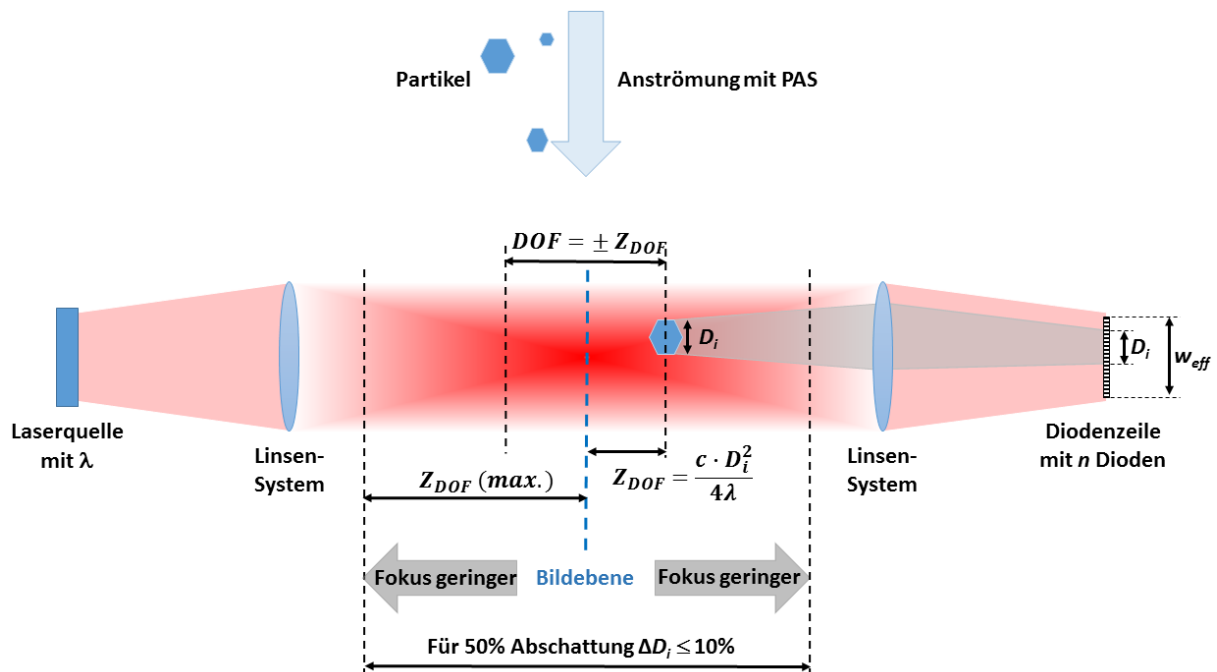


Abb. 5 Schema des optischen Strahlengangs einer CIPGs mit den Bild-Parametern DOF , c , w_{eff} und D_i . Die Anströmung mit PAS ist ebenfalls dargestellt. Ein Hydrometeor mit Durchmesser D_i befindet sich außerhalb der Fokusebene im Abstand Z_{DOF} und wirft einen Schatten auf die Diodenzeile. Sein Durchmesser bestimmt die effektive Diodenzeilenweite w_{eff} . Zusammen mit DOF spannt sie die Messfläche SA auf.

Das Probenvolumen SV ist für ein weiteres grundlegendes Messprodukt wichtig, der gemittelten Anzahlkonzentration N pro cm^3 und Sekunde. Sie ergibt sich aus der Summe aller Messereignisse $\mathbf{n}$ pro Sekunde i und Größenklasse j und wird hier in der Form gezeigt, die Klingebiel (2015) in seiner Dissertation verwendet:

$$N = \sum_{i,j=0}^{k,m} \frac{\mathbf{n}_{ij}}{\mathbf{SV}_{ij}} = \sum_{i,j=0}^{k,m} N_{ij} \quad (7)$$

Die Darstellung verwendet die, für die jeweilige Auswertung, definierte Gesamtanzahl k an Größenklassen und Gesamtflugzeit von m Sekunden. $\mathbf{N}$, $\mathbf{SV}$ und $\mathbf{n}$ sind hierbei Matrizen mit i Zeilen und j Spalten (Matrizen immer fett gedruckt). Eine Normierung der gemessenen Partikelgrößen und -anzahlen über einen festgelegten Zeitraum, ergibt eine normierte Größenverteilung, wie sie z.B. in Abb. 3 unten links dargestellt ist gemäß der Formel:

$$\left(\frac{dN}{d \log D_p} \right)_{i,j} = \frac{\mathbf{n}_{i,j}}{\mathbf{SV}_{i,j} \left(\log \left(\frac{D_{j,oben}}{D_{j,unten}} \right) \right)} \quad (8)$$

Der Index *oben* bzw. *unten* bezeichnet die jeweilige Grenze der Größenklasse D_p und legt ihre Breite fest, die für die Normierung verwendet wird. Sie wird vor der Bilddatenauswertung festgelegt und bestimmt, wie viele diskrete Partikelgrößen D_i in einer Größenklasse D_p pro Messsekunde zusammengefasst werden.

Eine weitere in dieser Arbeit häufig verwendete Größe ist der effektive Radius R_{eff} der Partikelpopulation. R_{eff} gibt den mittleren, nach Fläche gewichteten Radius einer bei der Auswertung definierten Partikelpopulation wieder (z.B. pro Sekunde oder Mittelungsintervall m). Er ist ein wichtiges Maß für das optische Streuverhalten einer Wolke bzw. Partikelpopulation und wird für die Berechnung von Strahlungseigenschaften wie dem Rückstreuoeffizienten BSC verwendet (siehe Kapitel 4). In der Summendarstellung ist

$$R_{eff} = \frac{(\sum_j r_j^3 N_j)_m}{(\sum_j r_j^2 N_j)_m} \quad (9)$$

Dabei ist r_j der mittlere Radius, und N_j die Anzahlkonzentration pro Größenklasse j . Diese werden über alle Größenklassen für das jeweilige Messintervall m aufsummiert, z.B. pro Sekunde. Weiterführende Erläuterungen zur Messtechnik und ihren Datenprodukten finden sich in den Dissertationen von Frey (2011) und Klingebiel (2015), sehr ausführlich bei Wendisch und Brenguier (2013), mit Bezug zum aktuellen Stand der Forschung bei Baumgardner et al. (2017) und McFarquhar, Baumgardner und Heymsfield (2017), sowie in den Hersteller-Handbüchern (DMT 2009b; 2011b; 2012).

Ein ebenfalls wichtiger Parameter ist der Eisswassergehalt von Wolken und der damit verbundene Eisswassergehalt einzelner Partikel bzw. Hydrometeore. In der englischen Literatur wird er als „Ice water content – IWC bezeichnet. Diese Abkürzung wird auch hier verwendet und es werden zu seiner Berechnung zwei Ansätze verwendet.

Der erste Ansatz zur Eiswassergehaltbestimmung IWC_m einer Wolkenpassage ergibt sich direkt aus der Differenz der Messungen des Gesamt- und des Gasphasen-Wassergehalts der Atmosphäre. Die Messdaten stammen von den Instrumenten FISH ($H_2O_{(FISH)}$), das denn Gesamtwassergehalt misst und FLASH ($H_2O_{(FLASH)}$), das Wasser in Gasphase detektiert. Der IWC_m ergibt sich damit zu

$$IWC_m = (H_2O_{(FISH)} - H_2O_{(FLASH)})/E, \quad (10)$$

mit einem Verstärkungsfaktor E , der sich aus einem „enhanced volume“ ableitet, d.h. dem vergrößerten Messvolumen, dass sich bei Eiskristallen im Gegensatz zur Gasphasen Messung ergibt (Für Details siehe Krämer et al. (2016) oder Luebke et al. (2013)). Dieser Verstärkungsfaktor wurde von der Forschungsgruppe um Martina Krämer am Institut für Energie und Klimaforschung, Abteilung Stratosphäre (IEK-7) am Forschungszentrum Jülich (FZJ) zusammen mit den Messdaten von FISH zur Verfügung gestellt. Der zweite Ansatz ermittelt den Eiswassergehalts IWC_p über die gemessenen Partikeldurchmesser D_i nach dem in Krämer et al. (2016) beschriebenen Ansatz, der einen Zusammenhang zwischen Eiswassergehalt und gemessener Partikeldurchmesser beschreibt:

$$IWC_p = aD_i^b \quad (11)$$

Mit den von Krämer et al. (2016) beschriebenen Faktoren für a und b gemäß den jeweiligen Größenbereichen von D_i :

a	b	Größenbereich von D_i
0.001902	1.802	$> 240 \mu\text{m}$
0.058	2.7	$10 - 240 \mu\text{m}$
$\pi/6$	3	$< 10 \mu\text{m}$

Tabelle 1 Faktoren für die Bestimmung des Eiswassergehalts nach Formel (11)

Der Partikeldurchmesser D_i ist daher die wichtigste Messgröße und seine Bestimmung aus den Partikelbildern stellt dabei auch die größte Unsicherheit der Instrumente CIP, CIPgs und PIP dar. Die Messunsicherheit von D_i setzt sich in allen abgeleiteten Produkten wie R_{eff} , IWC und N fort. Im Folgenden wird ein kritischer Blick auf die aktuell verwendeten Verfahren zur Durchmesserbestimmung geworfen.

2.2. Die Bilddatenauswertung

In diesem Abschnitt wird näher auf die Auswertung der Bilddaten und der daraus resultierenden Bestimmung des Partikeldurchmessers eingegangen. Für die Bilddatenauswertung werden zwei Softwarepakete verwendet. Das ist zum einen SODA, eine auf der Programmiersprache IDL basierende Entwicklung von Aaron Bansemer vom *National Center for Atmospheric Research* – NCAR in Boulder, Colorado (USA). Diese Software ist frei verfügbar unter Bansemer (2018a) und wird häufig in der Forschungsgemeinschaft verwendet (McFarquhar et. al. 2017). Zum anderen wird mit von den Arbeitsgruppen des IPAMZ und MPIC gemeinsam entwickelten Auswertungsprogrammen und Skripten in der Programmiersprache IGOR gearbeitet.

IGOR ist eine Datenanalysesoftware und Programmiersprache des Herausgebers *Wavemetrics*, die wie IDL überwiegend für wissenschaftliche Zwecke zur Datenverarbeitung und -visualisierung eingesetzt wird. Auf diese beiden Softwarepakete wird im nachfolgenden Abschnitt näher eingegangen, dabei werden die verwendeten Datenprodukte erläutert und miteinander verglichen.

Anschließend erfolgt ein Vergleich zwischen der von meinen Vorgängern verwendeten Version von SODA (SODA2) und der neuesten Software-Version von 2018, nachfolgend SODA3 genannt. Der Name „SODA3“ wird dabei zur eindeutigen Unterscheidung der beiden Programme für die neuere Version verwendet, ist allerdings kein offizieller Versionsname. Im Zeitraum meiner Doktorarbeit wurde SODA von Aaron Bansemer weiterentwickelt, was auch eine Anpassung der IGOR-Algorithmen erforderte. Im Zuge dieser Weiterentwicklung war es für das IPAMZ und A. Bansemer von Interesse einen Vergleich zwischen der Datenausgabe der alten zur neuen SODA-Version anzustellen. Darauf aufbauend wurde ein Instrumentenvergleich zwischen der CCP und NIXE-CAPS gemacht (siehe Kap. 3), um zwischen Hard- und Software Unterschieden differenzieren zu können. Weiterhin sind neue Funktionen, die SODA3 bietet, in die Mainzer Messdaten-Auswertungsroutinen implementiert worden und diese werden in den nachfolgenden Abschnitten 2.3 bis 2.6 vorgestellt.

Ebenso sind bei der Überarbeitung der Auswerterroutinen einige unzureichende Annahmen korrigiert worden und zusätzliche Routinen zur Verbesserung der Messdatenqualität konnten integriert werden. Darauf aufbauend wird im dritten Kapitel ein Hardware-Vergleich zwischen den Mainzer und Jülicher Instrumenten, die während der StratoClim Flugzeugkampagne eingesetzt wurden, diskutiert. So konnten weitere Schwachstellen in der Instrumentenhardware identifiziert und behoben werden. Für den Vergleich war es notwendig, die Datenauswertung an die Vorgehensweise der Arbeitsgruppe des Forschungszentrum Jülich anzupassen. Die Gruppe von Martina Krämer am Institut für Energie und Klimaforschung der Stratosphäre (IEK-7) arbeitet mit den Bilddaten der NIXE-CAPS (nachfolgend nur noch „NIXE“ genannt), die in Eiswolken gewonnen wurden, ausschließlich mit der sogenannten „*Areasize*“-Methode zur Größenbestimmung der Partikel. Daher wird als erstes im Folgenden eine Gegenüberstellung mit der am IPAMZ üblicherweise verwendeten „*Smallest-Enclosing-Circle*“-Methode vorgenommen (Für eine Begriffsklärung siehe Abschnitt 2.3).

2.2.1. Prozessdiagramm der Bilddatenauswertung

Für eine Übersicht zur Vorgehensweise bei der Bilddatenauswertung, sind die einzelnen Prozessschritte von SODA2 und SODA3 in Abb. 6 visualisiert. In Abb. 15 wird die anschließende Datenverarbeitung mit IGOR veranschaulicht. Details zu den Begriffen in Abb. 4 und den einzelnen Schritten werden im nachfolgenden Unterkapitel 2.4.1 erklärt.

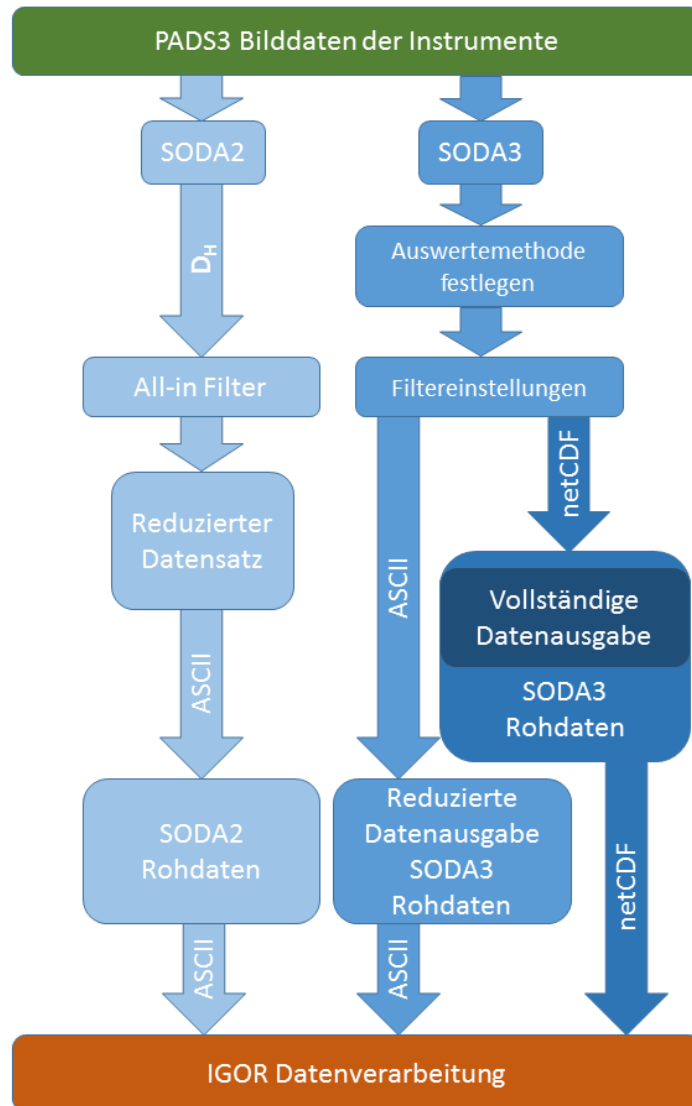


Abb. 6 Datenverarbeitungsschema für SODA2 und SODA3.

Die Dateneingabe in SODA erfolgt im Format der vom Hersteller mitgelieferten Instrumenten-Software PADS3 (engl. für *Particle Analysis and Display Software 3*, siehe DMT (2011a), DMT (2011c) und DMT (2011d)). Die Datenausgabe von SODA erfolgt, je nach Version und Einstellung, im ASCII- oder netCDF-Format. Mithilfe der IGOR-Routinen werden die Daten weiterverarbeitet und ihre finalen Produkte visualisiert. Die Aufgabe von SODA ist es aus den Bilddaten geometrische Informationen über die Partikel zusammen mit ihren Zeitinformationen zu gewinnen. Ganz links in Abb. 6 ist der Verlauf der Prozessschritte in SODA2 dargestellt, wie man sieht, ist dabei in der grafischen Benutzeroberfläche keine Auswahl zwischen den Größenbestimmungsmethoden möglich (Dazu müsste man den Programmcode anpassen und SODA2 neu kompilieren).

SODA2 verwendet standardmäßig immer die Länge der Hypotenuse aus beiden Messrichtungen (siehe Abb. 8) für den Partikeldurchmesser D_H . Ein ebenfalls in SODA2 standardmäßig aktiv geschalteter Filter berücksichtigt nur Bilddaten, die das bereits erwähnte *All-in*-Kriterium erfüllen. Das Resultat ist ein reduzierter Rohdatensatz, der an IGOR im ASCII-Format als Textdatei übergeben wird. Dieser Datensatz beinhalten keinerlei Informationen über die gefilterten Partikelbilder.

Folgt man der rechten Seite in Abb. 6, folgt man den Prozessschritten der Datenverarbeitung von SODA3. Hier lassen sich als erstes in einer erweiterten grafischen Oberfläche zwischen mehreren Größenbestimmungsmethoden und verschiedenen Filtereinstellungen auswählen. Ein wichtiger Unterschied zu SODA2 ist, dass der gesamte Eingabe-Datensatz bis zu Datenausgabe erhalten bleibt, die gefilterten Bilder werden lediglich markiert und das Format der Ausgabe kann zwischen ASCII und netCDF gewählt werden. Der Standard netCDF hat hierbei den Vorteil, dass die mehrdimensionale Struktur einiger Daten- und Produkte erhalten bleibt (z.B. Intensität der Abschattungsereignisse pro Sekunde und Diode). Mit diesen erweiterten Möglichkeiten bei der Datenausgabe wurden mit SODA3 eine verbesserte Nach-Verarbeitung in den von Mainz verwendeten IGOR-Routinen implementiert, wie die in Abschnitt 2.4 erläuterten Prozessschritte zur Qualitätssicherung. Einige der erwähnten Vorgänge wurden von Frey (2011) und Klingebiel (2015) in ihren Arbeiten bereits diskutiert und in Einzelfällen auch angewendet, wie z.B. die Identifikation doppelter Datenblöcke und eine Partikel-Fragmente-Korrektur (engl. shattering), allerdings waren diese mit SODA2 noch nicht über die Benutzeroberfläche als Standard-Option bei der Datenauswertung verfügbar.

Eine vollständige Auflistung aller Ausgabeparameter von SODA3 findet sich im Handbuch von SODA (Bansemer 2017) und kann auch direkt über die Kommandozeile im IDL-Programm abgerufen werden, wenn man die netCDF-Datenausgabe von SODA3 einliest. Tabelle 6 in Anhang 0 zeigt eine Übersicht der meisten Ausgabeparameter von SODA2 und SODA3. Anhand der Tabelle werden die Vorteile von SODA3 gegenüber SODA2 klar ersichtlich. Das Programm wurde von Aaron Bansemer kontinuierlich weiterentwickelt und ist gemeinfreie Software, die auf seiner Homepage oder seinem GitHub-Verzeichnis erhältlich ist (Bansemer 2018). Die in dieser Arbeit diskutierte Version SODA3 ist auf dem Entwicklungsstand von Juli 2018 und hat unveröffentlichte Funktionen, wie einen von Armin Afchine (IEK-7, FZJ) entwickelten Rauschfilter „*Pixel-Noise-Filter*“, der speziell für die Datensätze der StratoClim Kampagne 2017 entwickelt wurde, sowie eine speziell auf die Kampagne angepasste ASCII-Ausgabe. Langfristig soll SODA3 vollständig auf die netCDF-Datenausgabe umgestellt werden (Kommunikation mit A. Bansemer 2018-2019). Dafür ist eine entsprechende Einleseroutine in IGOR auf Basis eines Skriptes von Kitano (2018) erstellt worden. Für ausführliche Informationen über den Datenstandard netCDF wird die Webseite der UCAR (2019) empfohlen.

2.3. Die verwendeten Methoden zur Bestimmung der Partikelgröße

In diesem Abschnitt wird auf die verwendeten Methoden zu Größenbestimmung der Partikel aus den Bilddaten eingegangen. Es gibt neben den hier vorgestellten Methoden, weitere Herangehensweisen das Schattenbild eines Eispartikels von Instrumenten wie der CIP, CIPgs, PIP oder NIXE-CAPS auszuwerten. Eine sehr gute Übersicht, sowie weiterführende Details finden sich in den Arbeiten von Baumgardner et al. (2011) und (2017), bei McFarquhar et al. (2017), sowie bei Wu und McFarquhar (2016). Die nachfolgende Abb. 7 zeigt das Bild eines irregulären Eispartikels mit seinen wichtigsten geometrischen Größen.

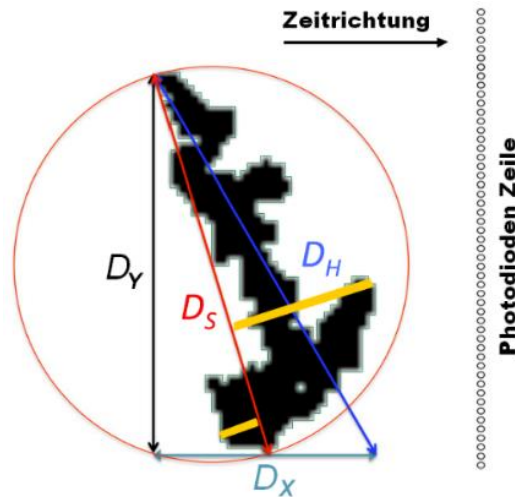


Abb. 7 Grafische Darstellung der vier gängigsten Bestimmungsmethoden des Partikeldurchmessers: D_X (Hellblau) ist die Länge in Flugrichtung, D_Y (Schwarz) die Länge auf der Photodiodenzeile, D_H (Blau) ist die Hypotenuse des Dreiecks, und D_S (Rot) der Durchmesser des kleinsten umschließenden Kreises sowie die Definition der Aspectratio über das Verhältnis des Durchmessers des kleinsten umschließenden Kreises D_S zu der Summe der Abstände von der Mittellinie dieses Kreises zu den jeweils entferntesten Ecken des Partikelbildes (gelbe Linien). Ein weiteres häufig verwendete Maß ist die Areatatio. Sie ergibt sich aus dem Verhältnis der Fläche der abgeschatteten Dioden (schwarz) zu der Fläche von D_S (Abbildung nach Wu und McFarquhar (2016) mit Änderungen).

Dabei bezeichnet D_X die maximale Dimension des Bildes in Zeitrichtung (streifenweise Abtastung der Diodenzeile) und D_Y die maximale Dimension des Bildes in Richtung der Photodiodenzeile. Die Länge der Hypotenuse D_H ergibt sich nach Pythagoras aus D_X und D_Y . Der Durchmesser D_S ergibt sich aus dem Minimalwert-Problem „kleinster umschließender Kreis“ aller Pixel nach einem Algorithmus von Arvo (1991) Sie wird im folgenden Abschnitt „Smallest-Enclosing-Circle“-Methode (SECM) genannt. Weiterhin wichtig ist die Größe des Äquivalent-Kreisdurchmessers D_A . Sie ergibt sich aus einem Kreis, der den gleichen Flächeninhalt wie die abgeschatteten Dioden bzw. Bildpunkte besitzen. Sie wird in der englischen Literatur „Areasizing“-Methode genannt und wird daher im Folgenden mit ASM abgekürzt. D_A errechnet sich aus der Fläche eines Bildpunktes mit der Kantenlänge d (Im Falle der CIPgs sind die einzelnen Dioden $15 \times 15 \mu\text{m}$ groß) und der Gesamtanzahl „abgeschatteter“ Dioden N_{tot} gemäß Korolev (2007):

$$D_A = \sqrt{\frac{4d^2 N_{tot}}{\pi}} \quad (12)$$

Das Ergebnis D_A entspricht dem Durchmesser eines Kreises mit äquivalent großer Fläche wie das Produkt von $d^2 \cdot N_{tot}$ und fällt daher immer kleiner aus als der Durchmesser des kleinsten umschließenden Kreises D_S (bis auf den Fall $N_{tot} = 1$, siehe Abb. 8).

Weiterhin wichtig sind das Verhältnis der berechneten Kreisfläche $\pi D_S^2/4$ zur Fläche der abgeschatteten Dioden $d^2 \cdot N_{tot}$, welches als Flächenverhältnis oder im Englischen als *arearatio* (AR) bezeichnet wird. Weiterhin findet das Aspektverhältnis von Bildbreite, in Abb. 7 mit gelben Linien eingezeichnet, zu D_S , (rote Linie), das im Englischen als *aspectratio* (ASPR) bezeichnet wird, häufig Verwendung.

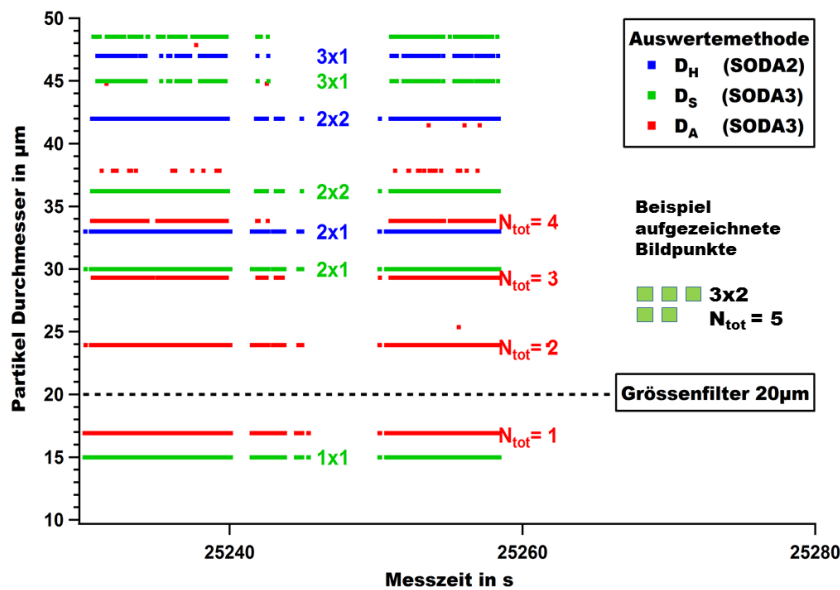


Abb. 8 Ergebnis einer Durchmesser Berechnung nach Auswertemethode im zeitlichen Verlauf. Eingezeichnet ist die Anzahl abgeschatteter Dioden N_{tot} und (Dioden x Diodenzeilen). Der eingezeichnete Bildgrößenfilter filtert für D_S und D_A ein Bildpunkt große Bilder aus. In SODA2 ist diese Option standardmäßig integriert und daher liefert die Software keine Ausgabe.

SODA2 erlaubt über die grafische Benutzeroberfläche keine Auswahl der Größenbestimmungsmethoden und gibt standardmäßig den auf ganze Zahlen gerundeten Partikeldurchmesser D_H aus. Die Version SODA3 erlaubt eine Auswahl und berechnet standardmäßig D_S sowie D_X und D_Y und es können auch D_H oder D_A ausgegeben werden (vgl. Tabelle 6 im Anhang A.1.). Der Vorteil bei der Berechnung von D_S gegenüber D_H liegt in der exakteren Größenbestimmung bei symmetrischen Partikeln und dem schnelleren Algorithmus (priv. Komm. mit A. Bansemer, 2018). SODA3 liefert zudem eine differenziertere Größenbestimmung als sein Vorgänger SODA2 (Siehe Abb. 10). Für große Durchmesser nähern sich die Ergebnisse beider Methoden an.

2.3.1. Die Auswertemethoden und Beugungsfehler - Laborstudie

Einer der häufigsten Bildfehler ist der sogenannte Poisson-Fleck, ein Beugungsphänomen das auftritt, wenn ein Hydrometeor den Messbereich nicht exakt in der Fokusebene des Optiksystems durchquert. Es zeigt sich typischerweise als heller, nicht abgeschatteter Bereich in der Bildmitte (siehe Abb. 9). Je weiter entfernt von der Fokusebene ein Partikel den Laserstrahl passiert, desto ausgeprägter ist der auftretende Fleck, der bis zur Fragmentierung der Abbildung führt. Mit diesem Beugungsfehler geht eine große Unsicherheit bei der Größenbestimmung und Anzahlkonzentration einher.

Korolev und Isaac (2003) und später nochmal Korolev (2007) haben dieses Problem detailliert beschrieben und entsprechende Filterkriterien dafür entwickelt. Allerdings sind diese Methoden bislang nur auf sphärische Hydrometeore in der Flüssigphase anwendbar.

Daher wurde im Rahmen eines Laborexperiments untersucht, welche Unterschiede sich ergeben, wenn die von SODA2 und SODA3 verwendeten Berechnungsmethoden für D_H bzw. D_S oder D_A auf Bilder mit Poisson-Flecken angewendet werden und welche Unterschiede sich bei den Datenprodukten ergeben. Ein einfacher Labortest, der zeigt, wie sich die Algorithmen zur Größenbestimmung von SODA2 und SODA3, wenn das Messobjekt an den Rand und außerhalb der Fokusebene gebracht wird und Poisson-Beugung auftritt, wurde mithilfe eines vom Hersteller mitgelieferten Werkzeuges zur Kalibration durchgeführt.

Die im Englischen als *Spinning disc* bezeichnete Vorrichtung, ist im Prinzip eine mit konstanter Geschwindigkeit rotierende Glasscheibe, auf deren Oberfläche undurchsichtige Kreisflächen bekannter Größe (hier zwischen 50 μm und 500 μm) aufgebracht sind. Die Drehgeschwindigkeit der Scheibe ist bekannt (25 m/s) und wird am Instrument manuell so eingestellt, dass eine synchrone Bildwiederholungsrate gewährleistet ist. Das ist der Fall, wenn die Schattenprojektionen der Kalibrierscheibe auf der Dioden Zeile ebenfalls kreisförmig sind und ihren Durchmessern entsprechen. Die *Spinning disc* ist auf einer in drei Achsen beweglichen Halterung befestigt und kann damit auf 1/10 mm genau positioniert werden. Laufen die Testobjekte nun exakt durch die Fokusebene der Messoptik, treten keine Poisson-Flecken auf.

Im oberen Bild aus Abb. 9 sieht man, wie die Partikelbilder aussehen, wenn die Scheibe im Fokus der Instrumentenoptik rotiert. Die Partikelprojektion wird mit dem höchsten Graustufen-Schwellwert abgebildet und ihre Ränder sind scharf abgegrenzt. Es sind alle Testobjektgrößen von 50 μm – 500 μm auf den Bildstreifen erkennbar. Die Kreise, die das Bild ganz ausfüllen und eine Randdiode berühren, werden aufgrund des verwendeten „All-in“ Kriteriums nicht in die Auswertung mit einbezogen. Wenn die Scheibe mit den Testobjekten aus der Fokusebene gedreht wird, nehmen die schwächer abgeschatteten Bereiche an den Partikelrändern zu und die Projektion wird unscharf, wie in Abb. 9 im unteren Bild erkennbar ist. Zusätzlich treten Poisson-Beugungsfehler in der Bildmitte auf. Das 50 μm große Testobjekt wird dadurch gar nicht mehr abgebildet, und die anderen Testobjekte werden vergrößert dargestellt, was sich mit dem Auge in Abb. 9 erkennen lässt und wie auch die Auswertung der Testläufe in Abb. 10 und Abb. 11 zeigt.

In diesen Laborversuch wurden zuerst Messungen mit der rotierenden Scheibe im Fokus durchgeführt und dann der Abstand der Scheibe zur Fokusebene der CIPGs maximal erhöht (hellblau hinterlegte Bereiche in Abb. 10 und Abb. 11) und anschließend wieder auf null verringert. Die dabei gemessenen Partikeldurchmesser wurden über der Messzeit in Sekunden aufgezeichnet und anschließend mit den drei in dieser Arbeit verwendeten Größenbestimmungsmethoden D_H , D_S und D_A von SODA2 und SODA3 ausgewertet. Die Ergebnisse von SODA2 nach der „Pythagoras-Methode“ mit D_H wurde in Abb. 10 in Blau und die SODA3 SECM mit D_S in Rot dargestellt. Der Vergleich von Kurve rot mit Kurve grün in Abb. 10 lässt erkennen, dass die weiter entwickelte Software SODA3 mit der SECM in guter Übereinstimmung mit der SODA2-Methode nach Pythagoras liegt. Das gilt sowohl für Messungen im Fokus als auch wenn die Messobjekte weiter von der Fokusebene entfernt sind.

Passieren die Testobjekte das Messvolumen am Rande der maximalen Bildfeldtiefe sorgen die Beugungsfehler dafür, dass die Partikelbilder vergrößert auf die Diodenzeile projiziert werden (Korolev 2007). Dies sorgt bei Partikeldurchmessern $\geq 250 \mu\text{m}$ für eine Überschätzung der tatsächlichen Größe um 2-3 %. Diese Abweichung fällt in der Praxis bei der Berechnung zeitlich gemittelter Datenprodukte nicht ins Gewicht. Bei zunehmender Distanz der 125 μm Testobjekte von der Fokusebene, tritt aufgrund der ersten Beugungsordnung ein Bereich auf, in dem die errechneten

Größen kleiner als die Testobjekte ausfallen. Allerdings werden im Mittel auch hier die Größen leicht überschätzt. Partikel im Bereich kleiner 50 μm sind am stärksten von Poisson-Beugung betroffen. Wenn sich die 50 μm Testobjekte von der Fokusebene entfernen, steigt der Wert ihrer Größenbestimmung sprunghaft an und mit zunehmendem Abstand werden sie gar nicht mehr abgebildet. Es kommt dadurch bei kleinen Größen zu einem Informationsverlust, die tatsächliche Größe, das SV und die Anzahlkonzentration wird stark unterschätzt, wie auch Baumgardner et al. in ihrer Monografie (2017) als aktuelle Herausforderung der Eiswolkenforschung mit diesem Verfahren hervorgehoben haben. Ebenso kommt es bei allen Objekten die am Rande oder außerhalb des DOF mit $Z_{DOF} = c = 3$ liegen, zu vermehrten Abweichungen zwischen den Werten der Größenbestimmung von SODA2 zu SODA3.

Bildet man einen Quotienten D_S/D_H um diese Abweichung zu quantifizieren, wie es in Abb. 10 in der Grafik unten links mit schwarzen Punkten dargestellt ist, liegt dieser für Messungen in der Fokusebene bei 1. Bei Messungen außerhalb der Fokusebene am Rande der maximalen DOF , streut er mit einem Faktor von 0.1 – 10 über zwei Größenordnungen, wie aus der unteren Grafik von Abb. 10 ersichtlich wird. Bei der Auswertung hat sich auch gezeigt, dass SODA2 und SODA3 nicht gleich viele Bilder aus dem Rohdatensatz extrahieren, hier zeigen sich die Schwächen des alten Bildauswertungsalgorithmus von SODA2 mit seinen im IDL-Quellcode des Programms fest voreingestellten Bild-Filterkriterien nach Größe, Aspekt-, und Flächenverhältnis sowie *Interarrival*-Time der Partikel. Diese gefilterten Daten sind nicht mehr in der SODA2 Rohdaten-Ausgabe enthalten und somit war ein direkter Vergleich mit der vollständigen Datenausgabe von SODA3 nicht möglich. Dieser Umstand kann nicht in der Benutzeroberfläche geändert werden, sondern muss über manuelle Umschreibung und anschließende Neu-Kompilierung des Quellcodes erfolgen. Die dafür benötigten IDL-Lizenzen waren zum Zeitpunkt meiner Dissertation am IPAMZ und MPIC nicht verfügbar. Aaron Bansemer von NCAR war häufig so freundlich die Software für mich neu zu kompilieren.

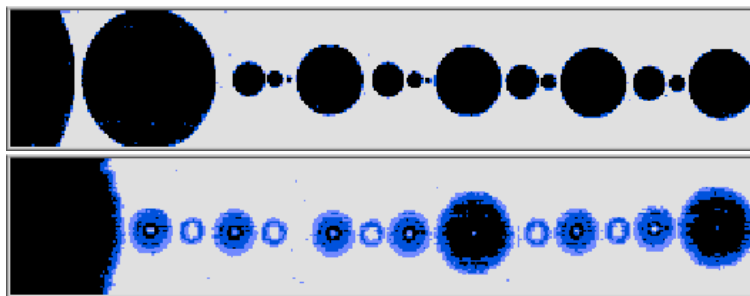


Abb. 9 Beispiele von Partikelbildern der Messung aus Abb. 10. Im oberen Bild rotiert die Scheibe in der Fokusebene (0-340s). Das untere Bild zeigt Beispiele von Partikelbildern für den in Abb. 10 hellblau hinterlegte Messabschnitt von 340-460s, wenn die Kalibrierscheibe außerhalb der Fokuseben gebracht ist.

Zum Vergleich der SODA2 zu SODA3 Auswerteroutine ist an dieser Stelle auch noch ein Vergleich der beiden SODA3 Auswertungsroutinen durchgeführt worden. Dafür wurden die Daten des Laborversuchs mit der SODA3-ASM ausgewertet. Der resultierende Partikeldurchmesser ist D_A , dargestellt in Abb. 11 mit grünen Punkten, er ist zusammen mit den Ergebnissen der SODA3-SECM (D_s , rote Punkte) auf der Ordinate über der Messzeit in s in Abb. 11 aufgetragen. Es zeigt sich, dass die ASM-Methode die Partikeldurchmesser kleiner bestimmt als die SECM, die berechneten Größen fallen systematisch niedriger aus als die Testobjektgrößen (vgl. Abb. 11 oben).

In Abb. 11 nicht gut zu erkennen ist, dass dieser Effekt mit abnehmender Testobjektgröße zunimmt: bei den 500 μm großen Objekten liegt er bei 3 - 4 %; bei 250 μm bei 5 - 6 %; bei 125 μm bei 8 % und bei 50 μm großen Objekten bei rund 10 %. Bildet man den Quotient D_S/D_H liegt dieser im Mittel bei ca. 1.1 wie die untere Grafik in Abb. 11 veranschaulicht. Bewegt man die Testobjekte nun aus der Fokusebene heraus, unterschätzt die ASM die Partikelgröße für Durchmesser bis 250 μm stärker und die Streuung der Messwerte nimmt zu. Dabei streut der Quotient nur in positive Richtung, d.h. die SECM überschätzt gegenüber der ASM Methode systematisch die Partikelgrößen mit einem Faktor von 2-4 und maximal 5. Die kleinsten Testobjekte mit 50 μm Durchmesser werden nicht mehr abgebildet. Auch hier tritt der bereits erwähnte Informationsverlust im gleichen Maße auf. Dass die Partikelgrößen mit der ASM außerhalb des DOF kleiner ausfallen und nicht vergrößert werden, wie bei der SECM, lässt sich durch eine geringe Anzahl abgeschattete Dioden aufgrund des Poisson-Flecks in der Mitte der Partikelbilder erklären (vgl. Abb. 9 unten).

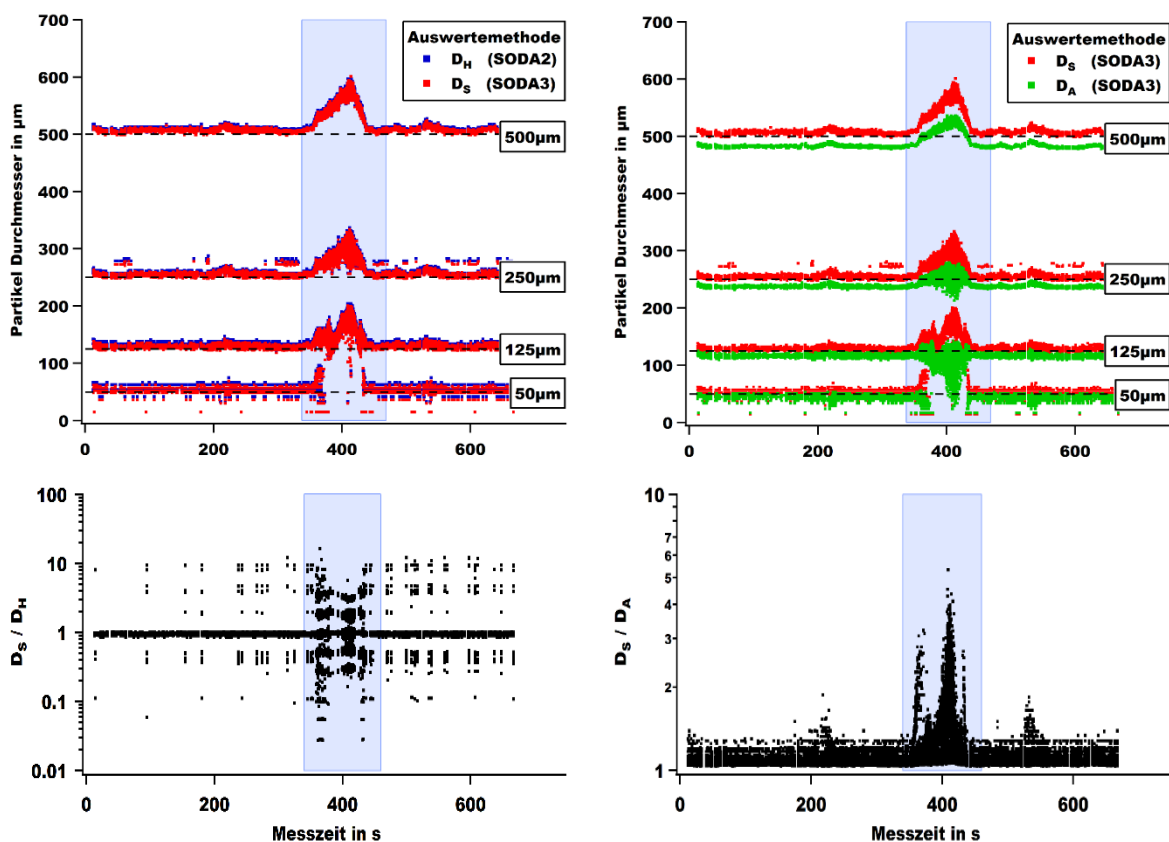


Abb. 10 Links oben und links unten: Ein Vergleich der ermittelten Partikeldurchmesser von Messungen mit einer Kalibrierscheibe mit 50, 125, 250 und 500 μm großen Testobjekten mit SODA2 (blau) und SODA3 (rot). Im hellblau hinterlegten Messabschnitt wurde der Abstand der Scheibe zur Fokusebene maximal erhöht und dann wieder auf null verringert. In der unteren Grafik ist der Quotient der berechneten Durchmesser D_S zu D_H für den gleichen Abschnitt dargestellt.

Abb. 11 Rechts oben und rechts unten: Messungen mit Kalibrierscheibe an der CCP-CIPs mit bekannten Partikelgrößen 50 μm , 125 μm , 250 μm und 500 μm . Die aus den Bilddaten errechneten Partikelgrößen D_A und D_C mit der ASM bzw. SECM, sind in Grün und Rot dargestellt. Während des hellblau hinterlegten Zeitabschnitts wurde die Scheibe aus der Fokusebene gebracht. In der unteren Grafik ist der Quotient der berechneten Durchmesser D_S zu D_A für den gleichen Abschnitt dargestellt.

Korolev (2007) hat für die Problematik der am Rande und außerhalb der Bildfeldtiefe liegenden Partikel eine Korrektur vorgeschlagen, die allerdings nur auf Fälle von annähernd kugelförmigen Hydrometeoren in flüssiger Phase anwendbar ist. Aufgrund ihrer vielfältigen und komplexen Geometrie, ist eine Korrektur der Beugungseffekte für gefrorene Partikel bislang nicht anwendbar (priv. Komm. mit A. Bansemer, 2018 und auch erwähnt in Baumgardner et al. (2017;2017a).

Ein Vorteil der ASM liegt in der besseren Größenbestimmung der Partikel-Projektion gegenüber der SECM bei stark asphärischen Eiskristallformen. Dieser Unterschied wird bereits beim Vergleich der Schattenfläche des Eiskristalls in Abb. 7 und der Fläche seines kleinsten-umschließenden Kreis deutlich (roter Kreis). Der aus der Schattenfläche sich ergebende, äquivalente Kreisdurchmesser fällt geringer aus. Nach Korolev (2007) ist eine wichtige Randbedingung der ASM, dass diese Methode erst ab Partikelbildern mit $N_{tot} \geq 6 - 8$ Bildpunkten eine zuverlässige Größenbestimmung liefert. Daher ist sie auf Partikelbilder im Zirkusbereich mit Durchmessern kleiner als 40-50 μm mit einer großen Messunsicherheit verbunden und sollten im Prinzip nicht verwendet werden. In diesem Größenbereich sind die Messungen der Streulichtmessinstrumente CDP und CAS zu bevorzugen. Deren Messbereiche reichen im Falle der CDP von 2.5 – 46 μm und CAS misst Aerosole und Eispartikel von 0.6 – 46 μm Durchmesser (Abb. 2).

Die ASM liefert grundsätzlich kleinere Partikeldurchmesser als die SECM, wie aus Formel (12) ersichtlich wird und die Laborstudie zeigte zudem, dass sie, mit der von DMT eingerichteten Optik-Kalibrierung den wahren Partikeldurchmesser unterschätzt (vgl. Abb. 11). Der Partikeldurchmesser geht quadratisch in die Messfläche als Produkt aus w_{eff} und DOF ein und damit auch in das Messvolumen (vgl. Formel (2)). Es ist daher zu erwarten, dass die errechneten, kleineren Partikelgrößen der ASM auch kleinere Messvolumen ergeben und damit systematisch zu einer höheren Anzahlkonzentration führen. Eine Anpassung des Optiksystems der CCP-CIPGs auf die ASM wäre hier eine Möglichkeit das Instrument speziell für diese Methode zu optimieren. Diese Anpassung wurde nicht vorgenommen, weil das Mainzer Forscherteam in der Regel mit der SECM-Methode arbeitet, auf die auch das Optiksistem eingestellt ist. Erste der Vergleich mit der Auswertungsroutine des FZJ, die alle ihre Eiswolkendaten mit ASM auswerten, zeigte diese Unterschiede.

2.3.2. Die Auswertemethoden und Beugungsfehler – Feldstudie

Das Beugungsphänomen des Poisson-Flecks tritt bei *In-situ* Messungen am häufigsten auf, denn die Wahrscheinlichkeit für ein Partikel das Bildfeld genau in der Fokusebene zu passieren, ist deutlich geringer als für den maximal möglichen Bereich der DOF (siehe Abb. 5). Dadurch entsteht dieser Abbildungsfehler, in verschieden starker Ausprägung, sehr häufig, wie man z.B. in Abb. 12 anhand der gelb markierten Bilddaten sehen kann. Der gezeigte Bilddatensatz in Abb. 12 zeigt beispielhaft einen typischen Bildstreifen aus dem StratoClim Datensatz, wie er während Messflügen aufgezeichnet wurde: Rund die Hälfte der Bild-Strukturen weisen Poisson-Flecken auf (gelbe Markierungen). Teilweise sind die Partikel bereits so weit von der Fokusebene entfernt, dass sie fragmentiert abgebildet wurden, das zeigt sich in den offenen Halbmond-Formen, oder sogar nur noch als mehrere, kleine Einzelpartikel gezählt wurden. Dafür gibt es mehrere Beispiele in den rot markierten Bilddaten. Die gelb markierten Bilder mit Poisson-Flecken wurden überwiegend von den Bildfiltern akzeptiert. Ihre niedrige Arealratio gibt hier Hinweise auf Poisson-Flecken. Ebenso ist zu bedenken, dass der Beugungseffekt die Partikelprojektion vergrößert auf der Diodenzeile abbildet, was sich in der Größenbestimmung niederschlägt. Dieses Problem wird in der Literatur vielfach diskutiert, z.B. von (Korolev (2007); Korolev et al. (2011); Lawson et al. (2019); Gurganus, Lawson und Lawson (2018) oder bei O'Shea et al. (2020).

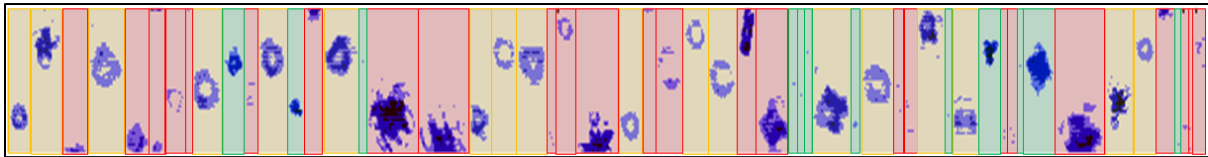


Abb. 12 Beispiel eines typischen Bilddatensatzes von CIPGs In-situ Messungen, der rund 50 % Poisson-Flecken in den akzeptierten Bilddaten aufweist, wie die gelben Markierungen veranschaulichen. Die roten Bilder wurden von den Filterkriterien aussortiert, z.B. vom Interarrival-Time-Filter oder All-in Filter. Die grünen Bilder sind die restlichen akzeptierten Bilddaten. (StratoClim Bilddaten vom 04.08.2017, ca. 04:17 UTC, die Höhe des Bildstreifens entspricht 960 μm).

Diskutabel ist auch, dass es Eiskristallformen gibt, die aufgrund ihrer Geometrie transparente Bereiche aufweisen, die weniger bis keine Abschattung auf den Dioden verursachen und daher möglicherweise ähnliche Bilder liefern. Als Beispiel seien hexagonale Plättchen genannt, die in der Mitte dünner und transparent sind und mit einer entsprechenden Orientierung zur Bildebene abgelenkt werden (Lawson et al. 2008). Allerdings verrät z.B. ein Blick in die ausführliche Hydrometeor Bildsammlung „Particle Gallery“ im Anhang der Dissertation von Frey (2011), dass Plättchen eindeutig zu identifizieren und von Bildern mit Poisson-Artefakten unterscheidbar sind.

Um den Einfluss des häufigen Poisson-Artefakts bei der Bildauswertung von realen Messdaten zu quantifizieren, wird anhand der Auswertung eines StratoClim Datensatzes mit den drei vorgestellten Methoden untersucht, wie sich D_H , D_S und D_A und das abgeleitete Datenprodukt Anzahlkonzentration N unterscheiden, und ob sich Vor- und Nachteile der Methoden ergeben. Es wurde ein kurzer Abschnitt des Fluges am 31.07.2017 gewählt, der für Zirren typische Eispartikelgrößen aufweist und daher zwar deutlich kleinere Bilder als der Beispiel-Datensatz in Abb. 12 zeigt, sich aber dafür in vergleichbarer Menge Poisson-Flecken finden lassen wie in dem Beispielbild, wie man auf der Bildaufzeichnung von 03:45:19 - 03:45:20 UTC in Abb. 13 sehen kann.

Bei der Analyse wurden Bilddaten, die nur 1-Bildpunkt groß sind, verworfen. In der Datenverarbeitung von SODA2 und SODA3 sind Filterkriterien implementiert, die Rauschen auf der Diodenzeile oder unvollständig abgebildete Ereignisse (außerhalb des DOF, Randdiode berührend, etc.) im Falle von SODA3 markieren und im Falle von SODA2 aussortieren und diese Ereignisse auch nicht mehr in der Datenausgabe enthalten. In SODA2 ist standardmäßig ein Kriterium gesetzt, das 1-Bildpunkt große Ereignisse verwirft und damit die minimale Auflösung der Sonden auf $2\delta_{res}$ setzt (siehe Gleichung (4)). Ebenso fehlen in der Ausgabe-Datei auch alle Ereignisse, die nicht *All-in* sind, oder von anderen Filterkriterien aussortiert wurden, wie z.B. der *Interarrival-Time*-Filterung. Dabei ist es unerheblich, ob das Filterkriterium vom Benutzer in der grafischen Benutzeroberfläche von SODA2 aktiviert wurde oder nicht. Das Filterkriterium ist immer aktiv und die Datenausgabe entsprechend reduziert. Nur durch eine Änderung im IDL-Quellcode der Software und Neukompilierung der Anwendung können die Filterkriterien deaktiviert oder verändert werden. Dieser Umstand wurde mit SODA3 behoben, die grafische Benutzeroberfläche lässt nun die Konfiguration verschiedener Filtereinstellungen zu.

Die ASCII- und netCDF-Ausgabedatei von SODA3 enthält sowohl gefilterte als auch ungefilterte Partikelzeichnungen. Im Falle der netCDF-Datenausgabe wurden die Bilddaten mit bei der Auswertung mit einem Zahlencode von 0-5 versehen, dem sogenannten „Reject-flag“, der anzeigt, ob und warum das Partikel bzw. Bild aussortiert wurde (Bansemer 2017; 2018). Im Falle der ASCII-Datenausgabe ist zumindest das *All-in* Kriterium auswertbar. Die Auswertung dieser Filterung musste nachträglich in die IGOR-Routinen implementiert werden und wurde im Rahmen dieser Arbeit realisiert.

Ebenso ist nach Rücksprache mit Aaron Bansemer deutlich geworden, dass SODA2 die *Shattering*-Korrektur, das heißt die Bild-Filterung nach *Interarrival-Time*-Kriterien, nicht automatisch auf die Datenausgabe anwendet und ebenfalls nachträglich bei der weiteren Datenverarbeitung berücksichtigt werden müsste (priv. Komm mit A. Bansemer, 2019).

In SODA2 konnten die Einstellungen des *Interarrival-Time*-Filters ebenfalls nur durch Änderung des Quellcodes und neu-Kompilierung der Software verändert werden und mussten dann in der veränderten Ausgabe durch eine nachträgliche Analyse von Fall zu Fall durchgeführt werden. In SODA3 wird die Partikel *Interarrival-Time* mit einem vom Benutzer festzulegenden unteren Grenzwert verglichen und mit einer entsprechenden *Reject-Flag* markiert, wenn der Grenzwert unterschritten wurde. Für eine ausführliche Beschreibung dieser sogenannten *Shattering*-Artefakte und deren Korrektur mithilfe eines *Interarrival-Time*-Kriteriums, sei auf die Arbeiten von Field, Heymsfield und Bansemer (2006); Korolev et al. (2011); Korolev und Field (2015), sowie die Dissertationen von Frey (2011) und Klingebiel (2015) verwiesen.

Durch diese unterschiedliche Vorgehensweise bei der Verarbeitung der Filtereinstellungen zählt SODA3 dadurch einige Partikelereignisse mehr als SODA2, die sogenannten „Counts“. Das erklärt die voneinander abweichende Gesamtmenge der *Counts* für den untersuchten Flugabschnitt, gezeigt in Abb. 13 oben. Der Unterschied von SODA2 zu SODA3 belief sich auf maximal 22 *Counts*_{SODA2} zu 27 *Counts*_{SODA3} (entspricht 81.5 %) und für den gesamten Flugabschnitt auf 1395 *Counts*_{SODA2} zu 1457 *Counts*_{SODA3} (entspricht 95.75 %). Unter Inkaufnahme dieser Abweichung wurden die Datensätze miteinander verglichen. Der deutlichste Unterschied beim Vergleich der drei Grafiken in Abb. 13, zeigt sich für SODA3-ASM (rot). Die Methode liefert, wie bereits im Laborversuch gezeigt werden konnte, systematisch kleinere Partikelgrößen und damit ergeben sich höhere Anzahlkonzentrationen ($SA = 2.28 \cdot D_i^2 \cdot w_{eff}$) bei gleicher Anzahl *Counts* für die Auswertungen durch SODA3. Ein Blick auf die Partikelbilder zeigt, dass die Ursache, wie vermutet häufig auftretende Poisson-Flecken sind, wie das unterste Bild in Abb. 13 erkennen lässt. An dieser Stelle sei auch erwähnt, dass Partikel, die nur noch fragmentiert abgebildet wurden, weil sie am Rand der *DOF* detektiert wurden, in der Regel von der *Interarrival-Time*-Filterung oder von der „*out-of-focus*“-Filterung in SODA3 aussortiert werden (Bansemer, 2017). Die Auswertung zu D_H von SODA2 (blau) und zu D_5 von SODA3-SECM (grün) hingegen liefert vergleichbare Ergebnisse, dabei gibt die SECM von SODA3 erwartungsgemäß kleinere Durchmesser als SODA2 aus (vgl. Abb. 7).

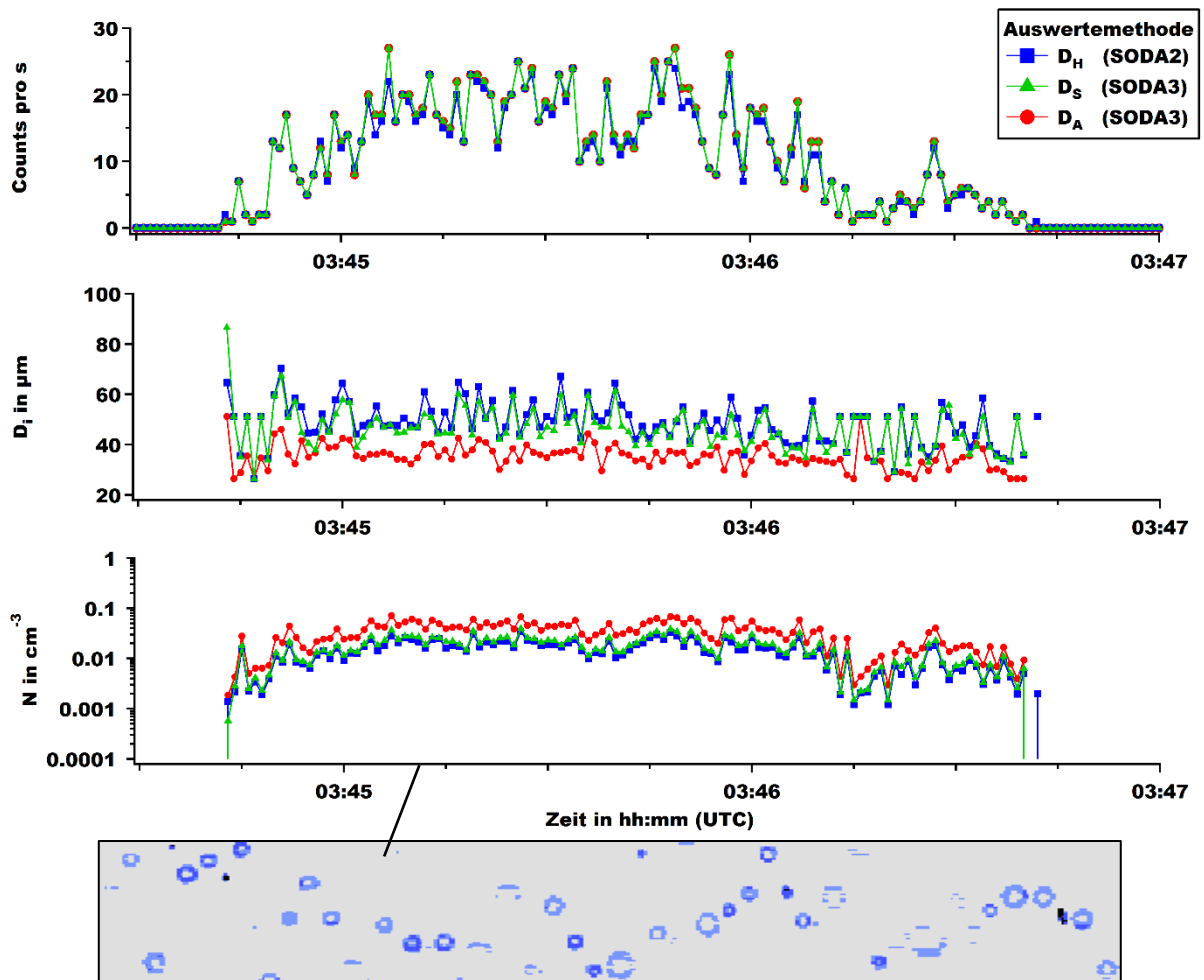


Abb. 13 Ein 2 min Ausschnitt aus StratoClim Messungen vom 31.07.2017 für den die grundlegenden Datenprodukte von SODA2, SODA3-SECM und SODA3-ASM verglichen werden. Alle Werte werden über der Messzeit in hh:mm (UTC) dargestellt. Die oberste Grafik zeigt Counts pro Sekunde. In der Mitte sind der mittlere Partikeldurchmesser D_i abgebildet, die Grafik darunter zeigt die Anzahlkonzentration N pro cm^3 . Alle Daten sind 1-Hz Messdaten. In der untersten Abbildung sind die Partikelbilder für 03:45:19-03:45:20 UTC dargestellt.

Von dem im Abb. 13 gezeigten Flugabschnitt wurden normierte Größenverteilung mit den Ergebnissen aller drei Methoden berechnet und die Resultate sind in Abb. 14 dargestellt. Die Größenklassen wurden so gewählt, dass für beide Methoden, die leicht unterschiedliche Partikelgrößen liefern, in jeder Größenklasse gleich viele diskrete Lösungen der Größenbestimmungsmethode liegen für eine bestimmte Anzahl abgeschatteter Dioden z.B. $N_{tot} = 8$ (siehe Abb. 8). Es zeigt sich, dass die ASM bis ca. $D_p \leq 70\mu\text{m}$ höhere Konzentrationen als die beiden anderen Methoden berechnet hat. Hierbei ist zu bedenken, dass nach Korolev (2007) die minimale Anzahl abgeschatteter Dioden und damit Partikelgröße für die ASM Methode zu $N_{tot} = 6-7$ bzw. $D_i = 40 - 50 \mu\text{m}$ bestimmt hat. Die Anzahlkonzentrationen für Partikel in der kleinsten Größenklasse D_p zwischen $20 - 35 \mu\text{m}$ sind um einen Faktor 9 erhöht. In der zweiten Größenklasse bis $70\mu\text{m}$ nähern sich die Methoden einander an, aber auch hier liegt noch ein Faktor 2 zwischen N von SODA2 und N der ASM. Die Abweichung in der kleinsten Größenklasse ist zum einen auf die von Korolev (2007) definierte Untergrenze für N_{tot} zurückzuführen und zum anderen und das gilt auch für die höheren Größenklassen, auf die kleiner ausfallende Durchmesserbestimmung der ASM und das damit einhergehende geringere Messvolumen, den die Counts sind in beiden Fällen gleich. In den Größenklassen zwischen $70 \mu\text{m}$ und $125 \mu\text{m}$ fallen die Anzahlkonzentrationen der ASM weiterhin um einen Faktor von 1.5 - 2 niedriger aus.

Für die beiden darüber liegenden Größenklassen von 125 - 175 μm bestimmt die ASM ebenfalls kleinere Partikelgrößen und Anzahlen, als die beiden anderen Methoden und bestätigt damit die Ergebnisse der Labormessungen mit bekannten Partikelgrößen (vgl. Abb. 11). In den Größenklassen 175 - 200 μm und 200 - 225 μm hat die ASM im Gegensatz zur SECM keine Partikeldurchmesser bestimmt, was erneut deutlich macht, dass diese Methode die Partikel systematisch kleiner schätzt. Da die Menge an Zählereignissen für alle drei Methoden annähernd gleich hoch ist und für SECM und ASM exakt gleich hoch ist, wie die obere Grafik in Abb. 13 zeigt, sind nur die Unterschiede in der Größenbestimmung und die damit verbundene Einordnung in die Größenklassen für die resultierenden Unterschiede verantwortlich.

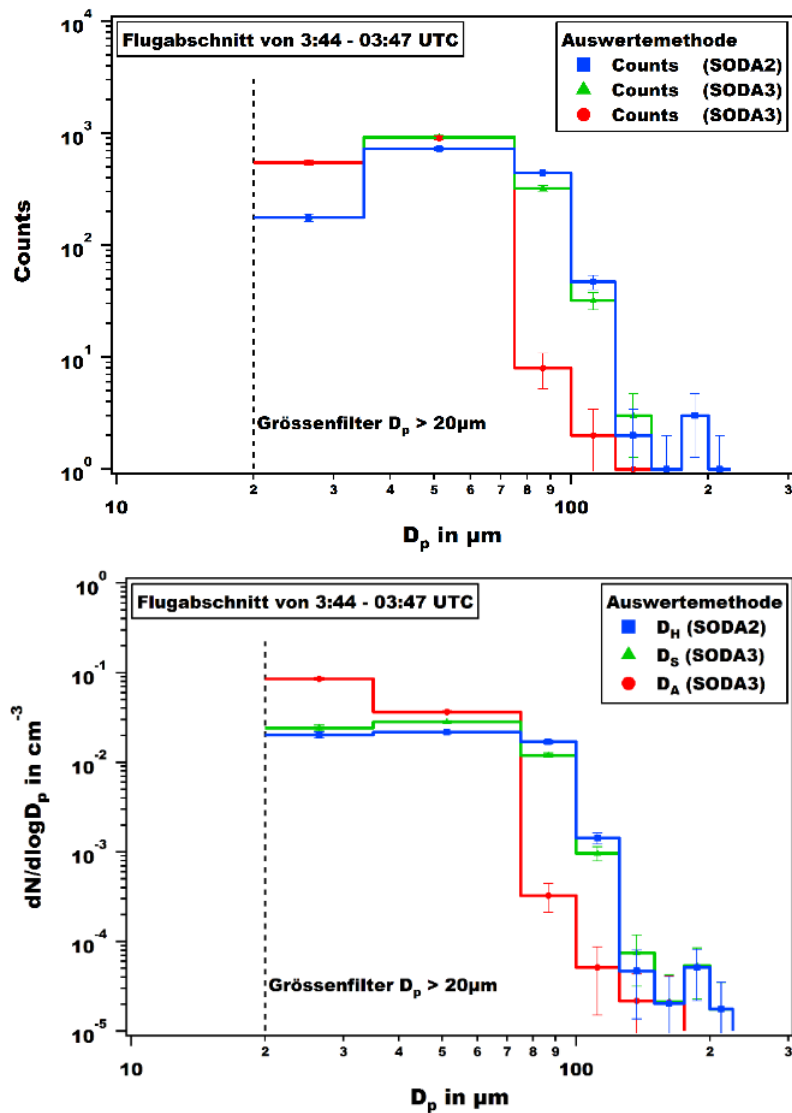


Abb. 14 Oben: Counts pro Größenklassenbreite. Unten: die logarithmisch normierte Größenverteilung des gleichen 2-minütigen Flugabschnitts aus Abb. 13. Beide Abbildungen zeigen die Auswertemethoden SODA2 mit blauer, SODA3-SECM mit grüner und SODA3-ASM mit roter Linie.

Die Fehlerbalken der Größenklassenhöhe, d.h. der normierter Anzahlkonzentration $dN/d\log D_p$ entsprechen dem zählstatistischen Fehler (siehe Abschnitt 2.5.3). Eine Verbreiterung der Größenklasse wird den zählstatistischen Fehler verringern, weil eben mehr Ereignisse pro Größenklasse herangezogen werden. Sie kann aber nicht die der Methode zugrundeliegende systematische Abweichung der beiden Methoden voneinander beeinflussen.

Diese wirken sich wiederum auf die Bestimmung des Messvolumens aus und damit auch auf die Anzahlkonzentration (vgl. Abschnitt 2.5.2). Wie Abb. 14 zeigt, ist die Größenverteilung der ASM ist zu kleineren Durchmessern hin verschoben und fällt dadurch auch steiler ab und belegt weniger Größenklassen. Die Auswertungsmethode von SODA2 gegenüber SODA3 zeigt im Vergleich eine ähnliche Verteilung der ermittelten Größen (Abb. 14 rechts).

2.4. Verbesserungen der Datenverarbeitungsqualität

Die nachfolgende Aufzählung gibt einen Überblick zu den einzelnen Schritten der optimierten Datenverarbeitung. Die Qualitätssicherung ist in 1) – 3) beschrieben. Das Bildkriterium *All-in* und weitere Filtereinstellungen für die Eisphase ist in 4) erklärt. Die Shattering Korrektur ist in 5) beschrieben und die Abschätzung eines Messvolumenfehlers ist unter Punkt 6) vorgestellt. Die abschließende Kompressionskorrektur nach (Weigel et al. 2016) ist in Abschnitt 7) erläutert.

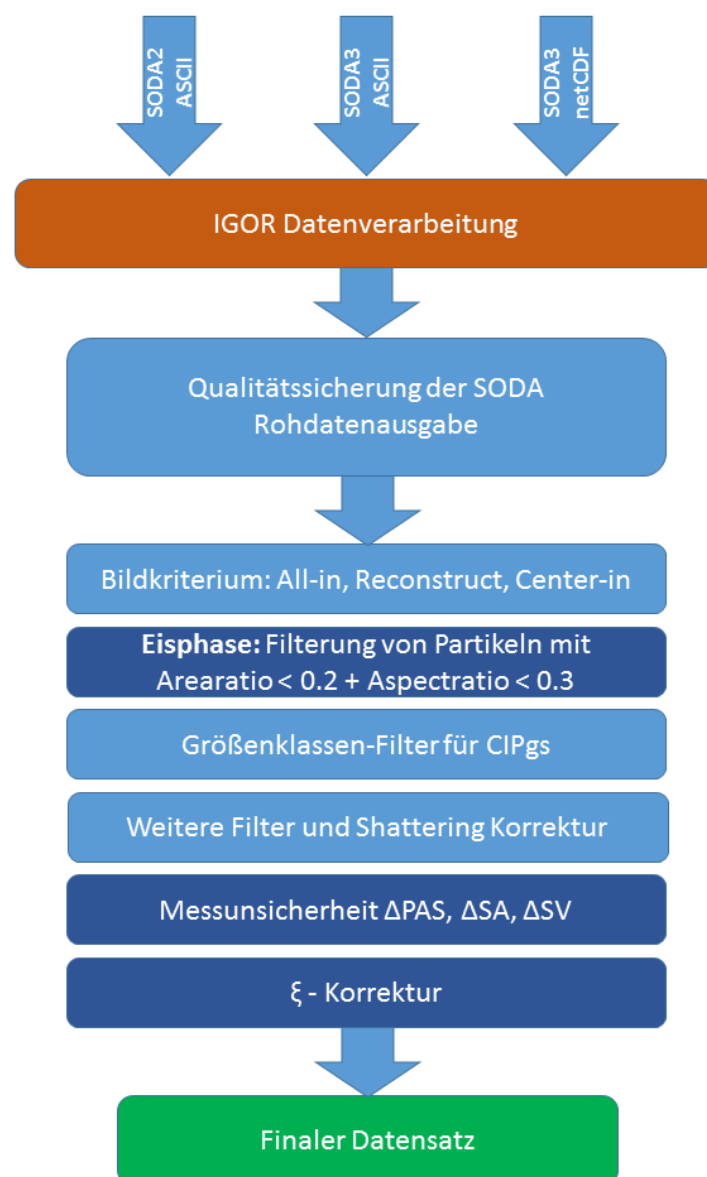


Abb. 15 Prozessdiagramm der Datenverarbeitungsschritte in IGOR.

2.4.1. Optimierte Prozessschritte der Datenverarbeitung

Zum Verständnis des nachfolgenden Abschnitts ist es wichtig zu verstehen, dass jedes Partikelbild, was von den Sonden aufgezeichnet wird, mit einem dazugehörigen Zeitwert abgespeichert wird. Dieser Zeitwert wird von der bildverarbeitenden Prozessoreinheit in Echtzeit geliefert. Beim Schreibvorgang der Zeitwerte in den Zwischenspeicher kann es zu verschiedenen Fehlern kommen. Die Datensätze werden auf diese fehlerhaften Zeitwerte hin untersucht und die Daten entweder aussortiert oder korrigiert. Die folgenden 7 Prozessschritte werden bei jeder Datenauswertung angewendet:

- 1) Als erstes werden die Daten auf **Bilddaten mit doppelten Zeitwerten** untersucht, die gleichzeitig keine weiteren doppelten Daten wie z.B. Interarrival Time aufweisen. Diese Daten treten meistens paarweise hintereinander auf und können durch die Addition von $+ 5 \cdot 10^{-6}$ s diskretisiert werden. Das ermöglicht ihre weitere Verwendung. Im StratoClim 2017 Datensatz betraf dies im Schnitt 0.5 % der Daten.
- 2) Als zweites erfolgt eine Prüfung des Datensatzes auf **doppelte Datenreihen**. Diese tauchen in Blöcken auf und haben ihre Ursache darin, dass bei einer hohen Ereignisdichte, die Bildverarbeitung des Grafikprozessors an ihre Grenzen kommt und der Lese-/Schreibvorgang aus dem Bildzwischenspeicher in den Arbeitsspeicher der Instrumente noch nicht abgeschlossen ist, bevor der nächste Lese-/Schreib Vorgang am Bildzwischenspeicher aufgrund einer Partikeldetektion gestartet wird. Dieser Fehler kann über das gleichzeitige Auftreten doppelter Zeitwerte und Interarrival-Time Werte identifiziert werden. Die betroffenen Blöcke werden gelöscht und etwa 0.4% des StratoClim Datensatz waren davon betroffen.
- 3) Anschließend werden die Daten bezüglich **unrealistischer Zeitwerte gefiltert**, indem sie ihren Zeitwerten entsprechend aufsteigend sortiert werden. Dieser Fehler passiert ebenfalls bei Lese- und Schreibvorgängen im Grafikspeicher, oder kann auch durch elektromagnetische Störungen an der bildverarbeitenden Hardware verursacht werden (pers. Komm. mit A. Bansemer, 2018). Diese werden ebenfalls aus dem Datensatz gelöscht. Dies betrifft ca. 0.1 – 0.5 % der Daten. Die nachfolgende Abb. 16 veranschaulicht den Vorgang.

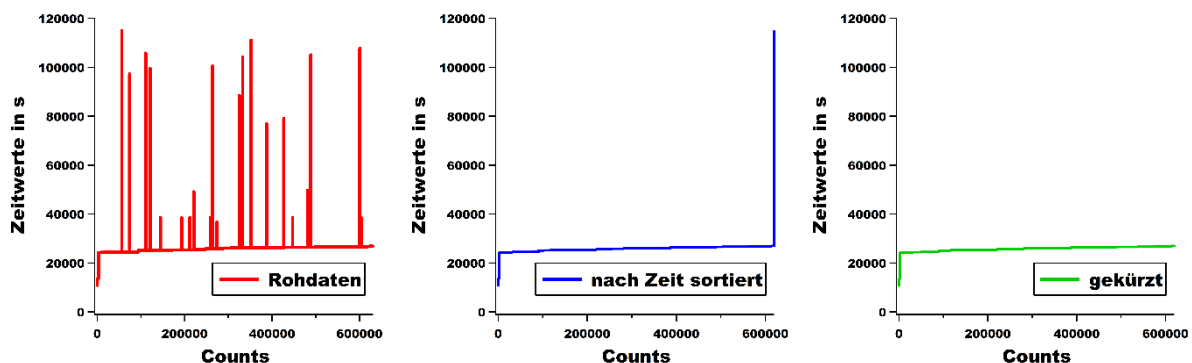


Abb. 16 Prozessdiagramm der Zeitwertfilterung 3). Die von SODA2 oder SODA3 aus den Bilddaten ausgelesenen Zeitstempel weisen inkonsistente Werte auf und sind als Spitzen in einer Datenreihe der Zeitwerte sichtbar (Grafik oben links, rote Linie). Der gesamte Datensatz wird nach aufsteigenden Zeitstempeln sortiert. Die zuvor aus der Datenreihe herausfallenden Werte stehen nun am Ende des Datensatzes (mittlere Grafik, blaue Linie). Diese Werte werden aus dem Datensatz gelöscht (Grafik unten links, grüne Linie). Als letztes wird die Instrumentenzeit mit der Referenzzeit der Flugzeug-Avionik (UCSE) synchronisiert.

- 4) **Nach Bild-Kriterien filtern:** Die für die DOF und w_{eff} Berechnung verwendete Formel hängt von der gewählten Auswertemethode ab. In dieser Arbeit wurde ausschließlich die *All-in*-Methode verwendet, d.h. nur wenn Partikel vollständig auf der Diodenzeile abgebildet sind, ohne eine der Randdioden zu berühren, werden sie berücksichtigt (siehe auch Frey (2011) und Wu und McFarquhar (2016)). Weiterhin werden die Partikelbilder über ihr Flächen- und Aspektverhältnis gefiltert (siehe Abb. 7). Nur Partikel, deren $AR > 0.3$ ist und gleichzeitig das $ASPR > 0.2$ ist, werden berücksichtigt. Bei Bildern mit kleineren Werten handelt es sich in der Regel um Artefakte. Dieses Filterkriterium wurde mit SODA3 eingeführt und kann variabel an die jeweiligen Gegebenheiten angepasst werden. In SODA2 war standardmäßig nur ein *All-in*-Kriterium vorgesehen. Dieser Filter betrifft in der Regel zwischen 5 - 20 % der Daten. Sollte der Prozentsatz höher sein, empfiehlt sich eine erneute Detailanalyse der Daten und eine Anpassung der Auswertemethode, wie es in Abschnitt 2.5 vorgeschlagen wird.
- 5) Die **Interarrival-Time Filterung** prüft die Zeitabstände zwischen den Partikelereignissen, im Englischen *Interarrival time* genannt (siehe Tabelle 6). Wenn Eispartikeln während des Fluges am Instrumentenkopf zerschellen und dann in schneller Folge das Messvolumen passieren, können diese Ereignisse anhand der kurzen Zeitabstände, in denen die fragmentierten Partikel auftreten, identifiziert und aussortiert werden. Ausführlich wird die Interarrival-Time Filterung bei Field, Heymsfield und Bansemer (2006) beschrieben. SODA3 hat eine Prüfung der Zeitabstände beim Einlesen der Bilddaten bereits integriert. Mithilfe eines Schwellwertes für die Zeitabstände, kann das Filterkriterium angepasst werden. In dieser Arbeit wurde der Schwellwert 0.1 ms verwendet. Dieser ergibt das optimale Ergebnis für Eiswolken. Eine separate Analyse der Interarrival-Time, wie sie von Frey (2011) und Klingebiel (2015) diskutiert wird, ist damit nicht mehr notwendig, sondern ist in der SODA3 Datenverarbeitung und -ausgabe bereits integriert.
- 6) **Fehlerabschätzung von D_i und SV .** Siehe hierzu die nachfolgenden Abschnitte ab 2.5.1. Die Messunsicherheiten stehen anschließend als Datenprodukte zur Verfügung.
- 7) Als letztes wird eine **Kompressionskorrektur** des Messvolumens nach Weigel et al. (2016) angewendet. In Abb. 15 und nachfolgenden Abschnitten wird sie als ξ -Korrektur bezeichnet (Siehe nachfolgender Abschnitt sowie Abb. 19 und Kapitel 3.1). Diese Korrektur bezieht die Messdaten zur Bestimmung des Messvolumens auf ein einheitliches thermodynamisches Referenzsystem.

Flug Datum	Gesamtanzahl Bilder	% Doppelte Zeitstempel	% Doppelte Datenblöcke	% Filterung nach Bildkriterien	Unrealistische Zeitwerte (Einzelne Bilder)
27.07.2017	58.439	0,32	0,36	18,2	0
29.07.2017	309.761	0,44	0,056	1,1	0
31.07.2017	631.427	0,73	1,84	2,3	27
02.08.2017	1.112.537	0,24	0,22	42,1	3
04.08.2017	1.586.272	0,025	0,01	11,3	14
06.08.2017	5.450.977	1,8	0,13	4,2	25
08.08.2017	3.530.244	0,18	0,24	7,3	25
10.08.2017	1.403.003	0,36	0,23	10,5	6
Mittelwerte	-	0,5	0,4	12,1	0.1 - 0.5 ‰
Ohne Flug 02.08.2017	-	-	-	7,8	-

Tabelle 2 Statistische Darstellung der aussortierten Bilddaten in % des Gesamtdatensatzes durch die in 1) – 4) beschriebenen Filterkriterien für die StratoClim Messkampagne 2017. In der Tabelle ebenfalls dargestellt ist der Mittelwert aussortierter Bilder in % mit und ohne den Flug vom 02.08.2017, der einen auffällig hohen Anteil von Partikeln hatte, die das All-in Kriterium nicht erfüllten.

2.5. Qualitätssicherung – Flächenverhältnisanalyse der Partikelbilder

SODA3 liefert mehr Datenprodukte als sein Vorgänger SODA2 (Siehe Tabelle 6). Dies eröffnet neue Möglichkeiten zur Qualitätssicherung und eine optimale Anpassung der Auswertungsprozeduren an die Erfordernisse des Datensatzes. Eine neue Möglichkeit ist die Ausgabe des Flächen- und Aspektverhältnisse der Partikelbilder (engl. *arearatio* – AR bzw. *aspectratio* – ASPR) in Abhängigkeit von den berechneten Partikel-Durchmessern D_i . Kommen gehäuft ungewöhnliche Eiskristallformen bzw. Partikelbilder vor, die von den gesetzten Filterkriterien aussortiert werden, kann die Darstellung der AR und ASPR über D_i , wie sie in Abb. 17 visualisiert wurde, einen Hinweis darauf liefern. Gegebenenfalls können dann die Filterkriterien an den Datensatz oder an einzelne Flüge und Flugabschnitte angepasst werden. In Rot sind Partikelereignisse dargestellt, die das Filterkriterium aus 4) erfüllen und in Blau, welche es nicht erfüllen. Es handelt sich hierbei um die Rohdatenausgabe von SODA3 (standardmäßig werden Daten mit 1-Hz Auflösung gemittelt, d.h. aus den Bildparametern aller Partikel, die in pro Sekunde gemessen wurden, wird ein Mittelwert gebildet). Die Filterkriterien können dann entsprechend angepasst werden, um diese Partikel in eine Auswertung mit einzubeziehen. Als Beispiele wird eine Analyse von StratoClim Flug 31.07.2017 vorgestellt.

Es zeigt sich in dem Datensatz eine markante Häufung der Messergebnisse im $AR(D_i)$ -Graph, die als Spitze bei $600\ \mu\text{m} < D_i < 800\ \mu\text{m}$ und einer AR von 0.1 - 0.4 sichtbar werden (Abb. 17 links). Diese hat der unter Punkt 4) beschriebene All-in-Filter und der Bildfilter mit den Kriterien: $AR > 0.2$ und (logisches UND) $ASPR > 0.3$ überwiegend aussortiert (blaue Punkte). Zum Vergleich sind Daten von Flug 02.08.2017 in einer $AR(D_i)$ -Darstellung visualisiert, wie in Abb. 17 rechts gezeigt wird. Sie zeigt keine markante Häufung von Werten. Auch bei allen anderen Flügen ist eine derartige Häufung der Daten nicht zu beobachten. Daher wurde für Flug 31.07.2017 eine detaillierte Analyse und anschließende manuelle Durchsicht der Bilder durchgeführt, wie sie Abb. 18 schematisch veranschaulicht.

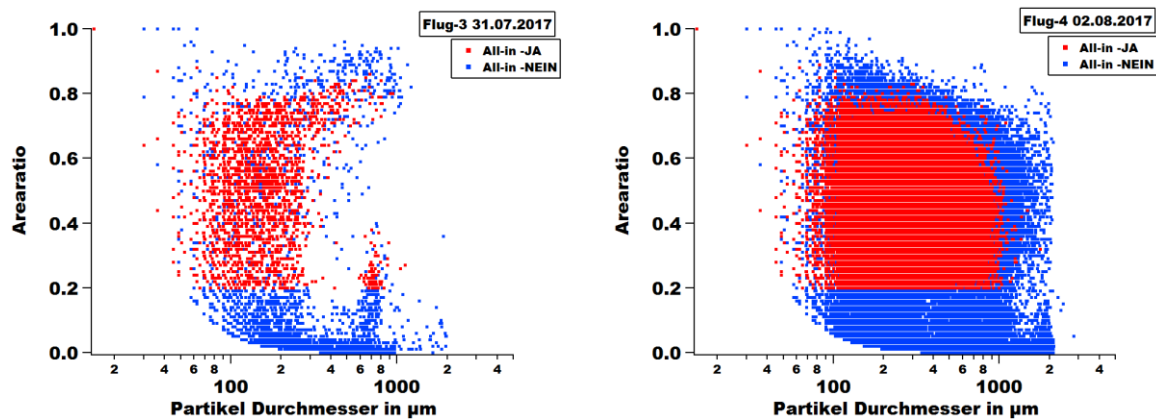


Abb. 17 Darstellung der Areaatio über Partikel Durchmesser für den StratoClim Flug am 31.07.2017 (links) und 02.08.2017 (rechts). Mit roten Punkten sind alle das All-in Kriterium erfüllenden Partikelbilder gezeigt, mit blauen Punkten der ungefilterte Datensatz. Die Punkte repräsentieren Echtzeit-Rohdaten ohne Mittelung.

Die Häufung der Werte ist in Abb. 18 grün markiert. Ordnet man diesen Bereich der Flugzeit zu, wie es die rechte Darstellung zeigt, zeigt sich, dass es sich vollständig um eine Wolkenpassage gegen Ende des Messfluges handelt. Die Flughöhe betrug 550-650 hPa und T_a lag zwischen 275-285 K. Die Wolken lagen daher überwiegend in flüssiger Phase vor, weil es sich um Monsun-typische Regenwolken in dieser Region handelt. Dafür sprach auch die Analyse der einzelnen Bilder, von denen man einige Beispiele in Abb. 18 unten rechts sieht.

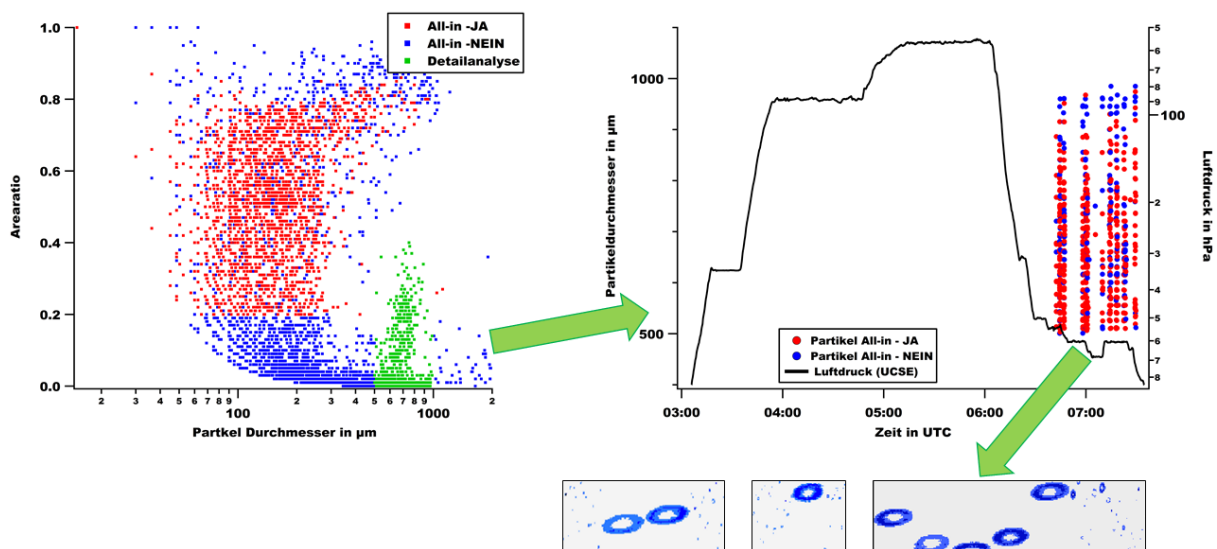


Abb. 18 Schema der Vorgehensweise für die Detailanalyse von StratoClim Flug3 31.07.2017. Die ungewöhnliche Verteilung der Areaatio über Partikeldurchmesser Wertepaare ist im Bild links grün markiert. Im Bild rechts sind die grünen Partikeldurchmesser über der Zeit in hh:mm UTC aufgetragen. Rote bzw. Blaue Punkte markieren die Partikelereignisse, die das All-in Bildkriterium erfüllen (JA, rot) bzw. nicht erfüllen (NEIN, blau).

Die Bilder der CIPGs zeigen einzelne große Flüssigwasser-Tropfen im Verbund mit vielen kleinen Hydrometeoren, die möglicherweise *Shattering* Artefakte darstellen, aber auch feine Wolkentröpfchen sein könnten. Von dem eingestellten *Interarrival-Time* Schwellwert (0.1 ms) wurden die fragmentierten bzw. kleinen Partikel nicht aussortiert. Dieser Wert könnte angepasst werden, um in jedem Fall von CIPGs nur die großen Tropfen zu zählen. Wenn es tatsächlich reguläre kleine Hydrometeore sind, werden diese von CDP korrekt gemessen. Mit Fokus auf die Möglichkeiten der bildverarbeitenden Instrumente werden an dieser Stelle nur deren Möglichkeiten gezeigt.

Die Bilder in Abb. 18 zeigen, dass die großen Tropfen das Instrument meistens außerhalb der Fokusebene passierten, daher treten deutliche Poisson-Flecken auf. Das erklärt die niedrigen Flächenverhältnisse der Bilder von $0.1 < AR < 0.4$. Für eine korrekte Analyse dieser Wolkenpassage müssten die Filterkriterien angepasst werden. Ebenso wäre es notwendig eine Durchmesser-Korrektur nach Korolev (2007) durchzuführen, um systematische Fehler bei der Größenbestimmung zu korrigieren, die durch die vergrößerte Darstellung der Hydrometeore durch den Beugungseffekt entstehen. Auch eine Auswertung mit dem Bildfeldtiefe-Kriterium „*Reconstruct*“ oder „*Center-in*“ wäre denkbar, da die Hydrometeore sphärisch sind und dadurch bei der Analyse auch Partikel am Bildfeldrand noch berücksichtigt werden könnten (siehe Frey (2011)). Diese Beispielanalyse zeigt, dass die $AR(D_i)$ -Darstellung eine Visualisierung liefert, anhand derer eine Einschätzung möglich ist, ob es für bestimmte Datensätze oder Teile von ihnen sinnvoll sein könnte die Auswertungsmethode und ihre Filterkriterien anzupassen, ohne in eine Detailanalyse des Flugverlaufs (i.e. Druck, Temperatur, Wassergehalt, RH_i) einzusteigen.

2.5.1. Die Messunsicherheit der Anströmgeschwindigkeit

Die Messung der Anströmgeschwindigkeit im Messvolumen der bildgebenden Instrumente ist zum einen für die korrekte Bilddarstellung unerlässlich, als auch für die Berechnung des Messvolumens und der daraus folgenden Partikel Anzahlkonzentration N nötig. Sie basiert für alle bildgebenden Instrumente (CIP, CIPgs und PIP) auf der Messung des statischen und dynamischen Drucks an einem Prandl'sches Staurohrsystem, das am Instrumentenkopf in der Nähe des sensitiven Messbereiches verbaut ist. Die Messung der statischen Umgebungstemperatur erfolgt mittels eines an der Instrumentenhülle verbauten Temperatursensors. Das Produkt der beiden Messgrößen ergibt die Anströmgeschwindigkeit, im Englischen als *probe airspeed* bezeichnet wird und nachfolgend mit *PAS* abgekürzt wird. Die *PAS* basiert gemäß dem Handbuch zur Datenauswertung von DMT (2009a) auf folgender Grundgleichung:

$$PAS(Q_c, p_s, T_m) = 20.067 \cdot M \cdot \sqrt{\frac{T_m}{1 + \frac{M^2(\kappa - 1)}{2}}} \quad (13)$$

mit der Machzahl

$$M = \sqrt{2 \frac{c_v}{R} \left(\left(\frac{Q_c}{p_s} + 1 \right)^{\frac{R_{dry}}{c_p}} - 1 \right)}. \quad (14)$$

Dabei ist T_m die gemessene Umgebungstemperatur in Kelvin, Q_c der dynamische und p_s der statische Druck am Staurohr in hPa. Die Konstante c_p ist die spezifische Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck (29.07 J/mol·K) und c_v bei konstantem Volumen (20.764 J/mol·K) bezogen auf Standardatmosphäre. Das Verhältnis der beiden Konstanten c_p/c_v ergibt den Adiabatenexponent κ . Die spezifische Gaskonstante für trockene Luft ist $R_{dry} = 287.058$ J/kgK. Die Temperatur-Abhängigkeit von c_p und c_v wird vernachlässigt und damit ist die *PAS* eine lineare, differenzierbare Funktion von Q_c , p_s und T_m . Diese drei voneinander unabhängigen Eingangsgrößen werden mit drei Sensoren erfasst.

Die Sensoren für Q_c , p_s und T_m sind auf allen Instrumenten jeweils baugleich und werden laut ihren Datenblättern mit Messunsicherheiten ΔQ_c und Δp_s von $\pm 2\%$ des Messwertes (Honeywell, 2018), sowie ΔT_m von $\pm 2\text{ K}$ angenommen (Analog Devices (2013); DMT (2010)). Mit diesen Angaben lässt sich eine Messunsicherheit ΔPAS berechnen:

$$\Delta PAS(Q_c, p_s, T_m) = \mp \sqrt{\left(\frac{\partial PAS}{\partial Q_c} \cdot \Delta Q_c\right)^2 + \left(\frac{\partial PAS}{\partial p_s} \cdot \Delta p_s\right)^2 + \left(\frac{\partial PAS}{\partial T_m} \cdot \Delta T_m\right)^2} \quad (15)$$

ΔPAS ist das 1- σ Vertrauensintervall der PAS -Messung nach Papula (2008). In Abb. 17 wird beispielhaft eine Messung der PAS der Instrumente CCP und NIXE mit ihren jeweiligen 1- σ Vertrauensintervallen für einen Messflug vom 08.08.2017 gezeigt. Der dynamische Wertebereich der PAS erstreckt dabei während des Fluges von 50 - 150 m/s, was ein typisches Geschwindigkeitsprofil der Messflüge darstellt.

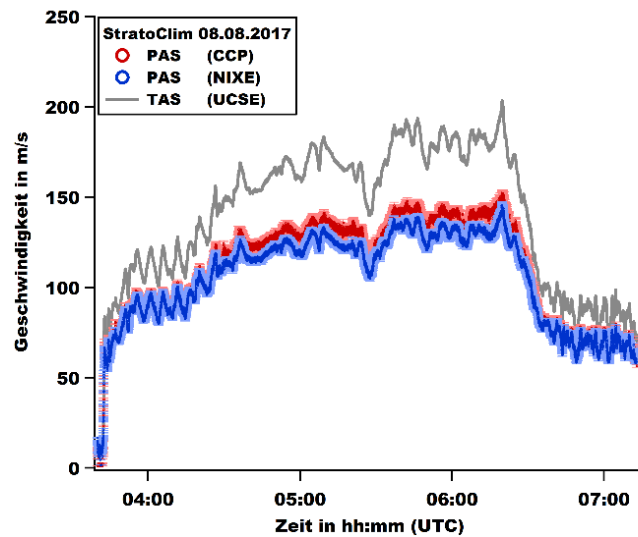


Abb. 19 Gemessene Instrumenten PAS von CCP und NIXE während StratoClim 08.08.2017. In Hellrot – bzw. hellblau hinterlegt ist die Messunsicherheit ΔPAS des jeweiligen Instruments. Die graue Linie ist die Flugzeuggeschwindigkeit TAS , gemessen vom Avionik-System UCSE.

Es zeigte sich, dass beide Instrumente, auch unter Berücksichtigung eines 1- σ Vertrauensintervalls, verschiedene Fluggeschwindigkeiten messen. Mögliche Ursachen für dieses Phänomen werden im Detail in Abschnitt 2.5.1 diskutiert. Eine Ursache könnte in den voneinander abweichenden Bauformen der Geräte und den damit unterschiedlichen Verdrängungsquerschnitten liegen (vgl. Abb. 22). Dieser würde zu verschieden starker Kompression der Luftmassen vor dem jeweiligen Instrument führen. Dass der Kompressionseffekt generell eine erhebliche Rolle spielt und bei allen in-Situ Messungen berücksichtigt werden muss, wird beim Vergleich der PAS zur Flugzeuggeschwindigkeit TAS in Abb. 19 deutlich. Die Differenz von PAS zur TAS beträgt bis zu 50 m/s. Diesem thermodynamischen Effekt wird mit Formel (16) genüge getan. Eine physikalisch korrekte Beschreibung der Luftmassen Kompression im Messvolumen mit allen Folgeeffekten für die Partikelmessungen wurde während meiner Dissertationszeit am IPAMZ entwickelt und wird in Weigel et al. (2016) diskutiert. Diese Korrektur fließt mit Punkt 7) in die Qualitätssicherung der Daten ein, sie wird detaillierter im Abschnitt 3.2.2 auf Seite 57 vorgestellt. Die instrumentelle Messunsicherheit der PAS fließt in die Berechnung einer Messunsicherheit des Messvolumens ein.

2.5.2. Die instrumentelle Messunsicherheit des Partikeldurchmessers

Die Messunsicherheit der Messfläche wird ebenfalls nach Papula (2008) berechnet und reduziert sich unter der Annahme einer konstanten Laserwellenlänge auf die partielle Ableitung des Partikeldurchmesser D_i auf die Form:

$$\Delta SA(D_i) = \frac{\partial SA}{\partial D_i} = \pm \sqrt{\left(\left(4295,4546 \cdot D_i - 6,8182 \frac{1}{\mu m} D_i^2 \right) \cdot \Delta D_i \right)^2} \quad (17)$$

Die Vorfaktoren ergeben sich aus Formeln (3) und (5) und der Wert für $c = 3$ wurden dabei ebenfalls als konstant angenommen. Es stellt sich die Frage nach der relativen Messunsicherheit von ΔD_i : Bei digitaler Bildverarbeitung kann in der Regel ein Bit bzw. Bildpunkt als Messunsicherheit angenommen werden, das wäre im Falle des Graustufen-Instruments CIPgs ein Abschattungs-Ereignis auf einer Diode (= 1 Bildpunkt) der ersten Graustufe (3-Bit Bildverarbeitung). Dieser Fall wird bereits von der Instrumenten-Steuersoftware PADS berücksichtigt und herausgefiltert, indem in der Software eine Graustufensensitivität festgelegt werden kann (Die Graustufensensitivität ist der Intensitätsabfall relativ zum Ausgangssignal auf der Diodenzeile, ab dem ein Bild aufgezeichnet wird). Diese wird für Messungen so festgelegt, dass erst ab der zweiten Graustufe, das heißt ab einer 50 % Verringerung der einfallenden Laserintensität, ein Bild von der CIPgs aufgezeichnet wird. Für die monochrom-verarbeitenden Instrumente CIP und PIP gilt dasselbe und entspricht den Empfehlungen des Herstellers (siehe DMT (2010); (2011a); (2012)). Allerdings reicht diese Einschränkung des Messbereiches nicht hinreichend für die Bestimmung einer relativen Messunsicherheit bei der Partikel-Größenbestimmung aus. Daher wurde ein Ansatz zur Einführung einer Messunsicherheit von D_i anhand der Auswertungsmethoden SECM und ASM entwickelt, der im nachfolgenden Abschnitt diskutiert wird.

2.5.3. Einführung einer Messunsicherheit des Messvolumens

Die Arearatio AR, die das Verhältnis von abgeschatteter Diodenfläche zur mit der SECM berechneten Kreisfläche darstellt, kann als ein Gütemaß für die Genauigkeit der Größenbestimmung genommen werden. Geht dieses Verhältnis gegen 1, geht der Fehler der Größenbestimmung durch den kleinsten umschließenden Kreis gegen 0, die Projektion des Partikels ist kreisförmig und kann in guter Näherung als ein sphärisches Partikel mit Durchmesser D_S angenommen werden. Eine AR = 0.5 bedeutet, dass die abgeschattete Fläche halb so groß ist, wie die Fläche des berechneten Kreises nach der SECM, und damit ergibt sich ein Faktor 2 im Größenbestimmungsfehler dieser Methode.

Die zweite hier diskutierte Methode ist die ASM (siehe Abschnitt 2.3). Sie bildet den Durchmesser einer der abgeschatteten Fläche äquivalente Kreisfläche ab. Ihre Arearatio ist daher immer gleich 1. Bildet man nun die Differenz der Durchmesser $\Delta D_i = D_S - D_A$, die aus der der SECM und ASM folgen, so korreliert eine höhere Differenz ΔD_i mit einer niedrigeren (SECM-) Arearatio und umgekehrt. Dieser Zusammenhang wird anhand eines 15min Abschnittes des StratoClim Fluges 08.08.2017 in Abb. 20 deutlich: Die erste Abbildung oben zeigt die Ergebnisse für die SECM (blau) und ASM (rot), sowie deren Differenz ΔD_i (grün).

In der zweiten, mittleren Abbildung sieht man die Korrelation von hoher Differenz zu niedriger Arearatio in farbiger Codierung. Die untere Grafik verdeutlicht diesen Zusammenhang mit der Darstellung von ΔD_i über AR in grünen Punkten. Die Differenz $D_S - D_A$ entspricht der Abweichung von der berechneten Kreis- zur projizierten Partikelfläche. Sie ist ein Maß für Abweichungen zwischen der Größenbestimmung durch die Methode des kleinsten, umschließenden Kreises SECM und der tatsächlichen Größe der Partikelprojektion, die aus der ASM folgen. Dem folgend, lässt sich aus ΔD_i eine Abschätzung für die Messunsicherheit von SA herleiten, wenn man die Ergebnisse der SECM bzw. ASM als obere und untere Fehlergrenze des Partikeldurchmessers interpretiert. Für den Mittelwert aus beiden Methoden ergibt dann eine Messunsicherheit von $\pm \Delta D_i/2$. Für runde, bzw. sphärische Hydrometeore nähern sich die beiden Methoden einander an und ΔD_i geht gegen Null. Dieses Verfahren erfordert eine doppelte Auswertung der Datensätze nach beiden Methoden: D_{ASM} und D_{SECM} mit SODA3. Anschließend werden die beiden Datensätze zusammengeführt und mit den gemittelten Partikeldurchmesser $(D_{SECM}+D_{ASM})/2$ weiter verfahren.

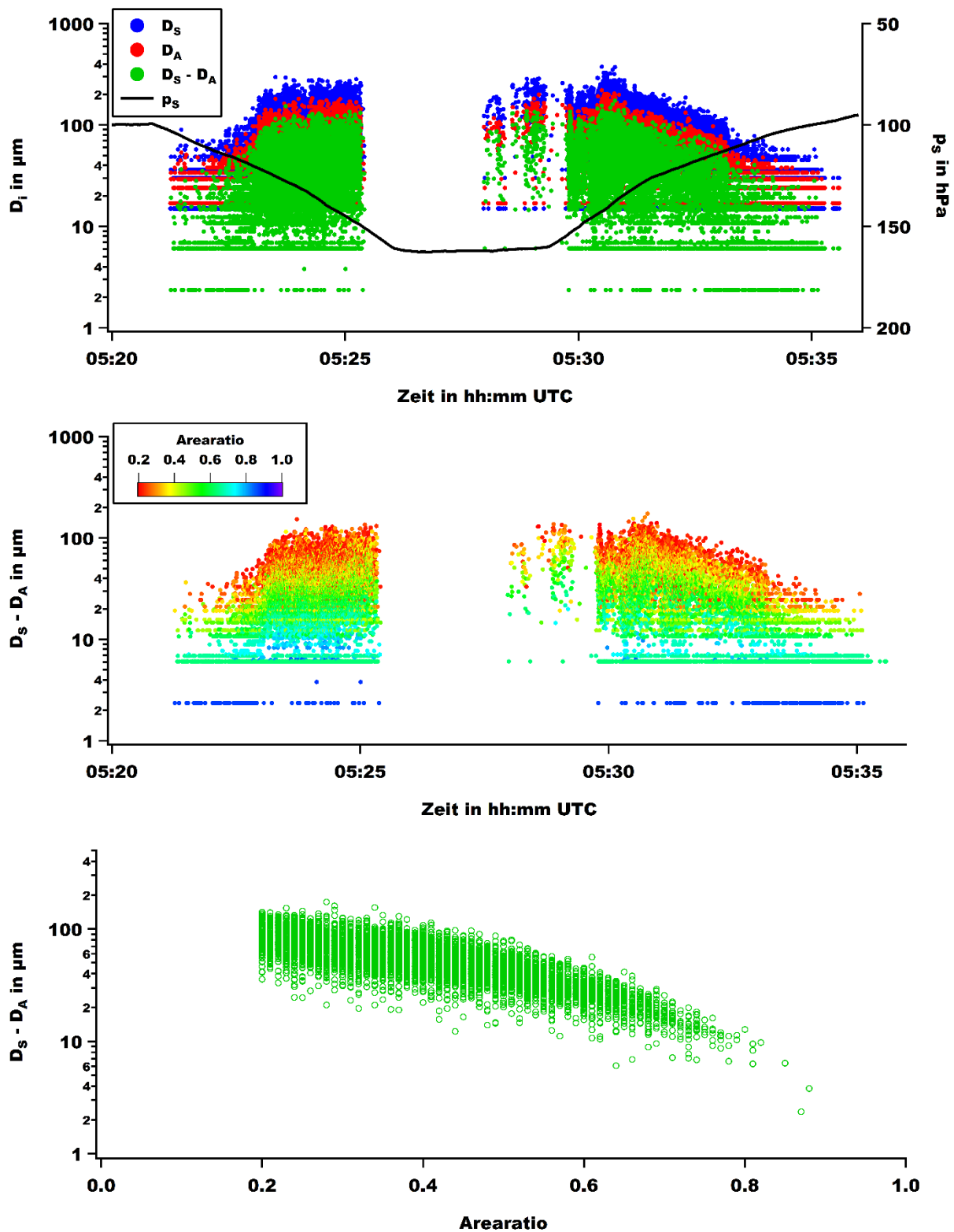


Abb. 20 Beispiel für die Differenz $D_s - D_A$ als Maß für die Abweichung von der berechneten Kreis- zur projizierten Partikelfläche. Die obere Grafik zeigt für einen 15min Flugabschnitt aus StratoClim Flug 08.08.2017 die berechneten Partikel-Durchmesser, die mit den Auswertemethoden SECM (D_s) und ASM (D_A) ermittelt wurden. Die grünen Punkte zeigen die Differenz $D_s - D_A$. Die mittlere Grafik zeigt für den gleichen Flugabschnitt nur die Differenz aus den beiden Auswertemethoden über der Zeit in hh:mm UTC und farbcodiert die jeweilige Arearatio der SECM. Die untere Grafik verdeutlicht diesen Zusammenhang mit der Darstellung der Differenz über der SECM-Arearatio für den gezeigten Flugabschnitt.

Mit dieser Methode ergibt sich die Messunsicherheit der SA zu

$$\Delta SA = \pm \sqrt{\left(\left(4295.46 \frac{1}{\mu m} \left(\frac{D_{SECM} + D_{ASM}}{2} \right) - 6.82 \frac{1}{\mu m} \left(\frac{D_{SECM} + D_{ASM}}{2} \right)^2 \right) \cdot \sqrt{\left(\frac{D_{SECM} - D_{ASM}}{2} \right)^2} \right)^2} \quad (18)$$

und daraus folgt für die relative Unsicherheit des Messvolumens

$$\Delta SV_n = \sqrt{\left(\left(\frac{\Delta SA}{SA} \right)^2 + \left(\frac{\Delta PAS}{PAS} \right)^2 \right)}, \quad (19)$$

unter Vernachlässigung des Messfehlers bei der Erfassung der Messzeit t_m . ΔSV_n ist wie das SV auch, für jedes der n detektierten Partikel im Zeitraum t_m definiert. Die Flug-Datensätze werden in der Regel in festen Zeitintervallen von t_m gemittelt, z.B. in 1 Hz Intervallen und dabei werden die n -Partikelbilder pro Sekunde i , in für die Auswertung festgelegten Größenklassen j einsortiert. Dabei werden ihre n -Größen, gemessen in n -Messvolumina, aufsummiert. Diese Summe der gezählten Partikelbildergrößen pro Sekunde i und Größenklasse j wird hier beschrieben durch die Matrix **Counts_{i,j}** (Alle Matrizen fett gedruckt). Für ΔSV_n ergibt sich damit analog zur Berechnung des mittleren Messvolumens pro Sekunde eine Fehlermatrix der mittleren, relativen Messvolumenunsicherheit **SV_mean_error_{ij}** in Sekunde i pro Größenklasse j :

$$\mathbf{SV_mean_error}_{i,j} = \frac{\sum_{i,j} \Delta SV_{i,j}}{\mathbf{Counts}_{i,j}}, \quad (20)$$

wie auch beschrieben in Klingebiel (2015). Bei einer typischerweise Poisson-verteilten Menge an Hydrometeoren, kann der relativen zählstatistische Fehler der Stichprobengröße berücksichtigt werden mit:

$$\Delta \mathbf{Counts} = \sqrt{\mathbf{Counts}} / \mathbf{Counts} \quad (21)$$

Aus dem die Matrix **dN_error** folgt, welche die relative Messunsicherheit der Elemente der Anzahlkonzentrations-Matrix **dN** inklusive ihrer zählstatistischen Fehler darstellt:

$$\mathbf{dN_error} = \frac{\sqrt{\mathbf{Counts}}}{\mathbf{Counts}} + \mathbf{SV_mean_error} \quad (22)$$

Eine skalare Multiplikation von **dN_error** mit **dN** liefert absolute Werte, mit denen die Messunsicherheiten weitere Datenprodukte, wie beispielsweise der Absolutfehler einer mittleren Anzahlkonzentration, hier genannt **NC_error**, berechenbar ist:

$$(\mathbf{dN} \cdot \mathbf{dN_error}) \times \vec{e}_j = \mathbf{NC_error} \quad (23)$$

Ein Vergleich dieser Fehlerbetrachtung mit einer ausschließlich zählstatistischen Betrachtungsweise der Messunsicherheit ist für die Daten des StratoClim Fluges vom 08.08.2017 in Abb. 21 gezeigt. Die Grafik veranschaulicht, wie sich die Fehlergröße gegen ihren Messwert, in diesem Falle der Anzahlkonzentration N , verhält. Der Grenzwert des zählstatistischen Fehlers (ZS, rote Dreiecke) liegt für niedrige Partikelanzahldichten mit $Counts = 1$ auf der 1:1 Linie (schwarz gestrichelt). Hier entspricht der Messwert der Messunsicherheit ($\sqrt{1/1}$). Wenn nun zusätzlich die Messunsicherheit des Probenvolumens (ZS+SV, blaue Kreise) berücksichtigt wird, überwiegt diese die zählstatistische Unsicherheit über den gesamten Messbereich von N . Hier zeigt sich der Einfluss der quadratischen Abhängigkeit des Probenvolumens von den berechneten Partikeldurchmessern D_i auf die daraus abgeleiteten Messunsicherheiten ΔSV_n und NC_error .

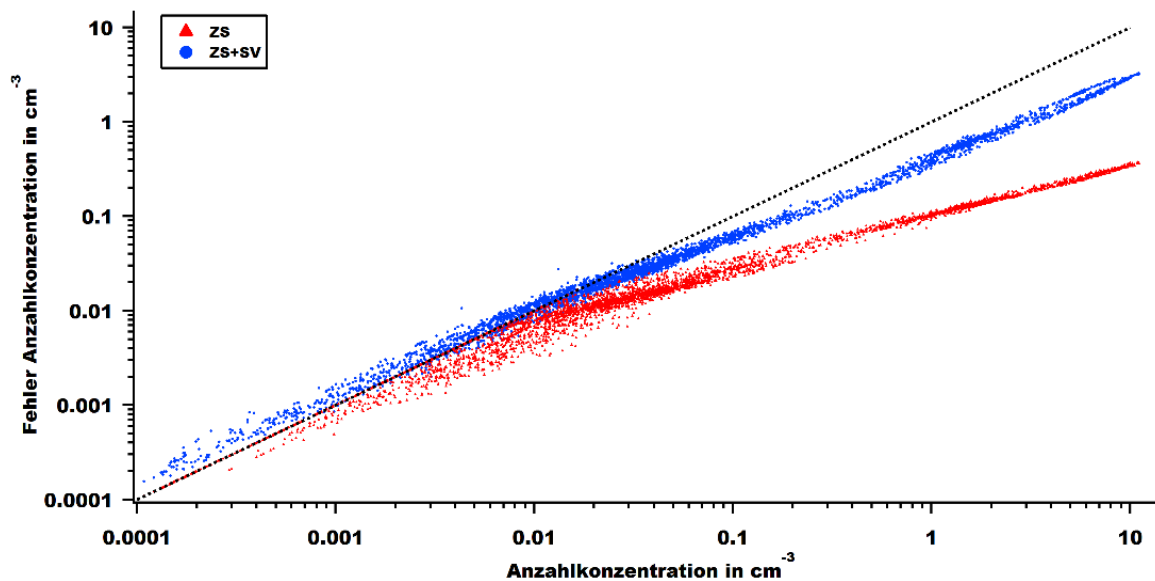


Abb. 21 Messunsicherheit bzw. „Fehler“ der Anzahlkonzentration N pro cm^3 am Beispiel von Daten des StratoClim Fluges am 08.08.2017. Dargestellt ist die Annahme eines rein zählstatistischen Fehlers ZS (rote Dreiecke) und eines erweiterten Fehlerbegriffs, der den Messvolumenfehler SV unter den gemachten Annahmen zusätzlich zum zählstatistischen Fehler berücksichtigt (ZS+SV, blaue Kreise). Die schwarz gestrichelte Linie zeigt die 1:1 Linie.

Intuitiv wäre zu erwarten, dass für geringe Anzahlkonzentrationen der zählstatistische Fehler größer ist als der Messvolumen Fehler (pro Hydrometeor), und dass, sobald die Zählstatistik höhere Partikelanzahldichten von $100\text{ cm}^{-3} < N < 1000\text{ cm}^{-3}$ erreicht, ihr Fehler entsprechend mit $\sqrt{1/counts}$ abnimmt, weil der Messvolumenfehler überwiegt. Allerdings zeigt die Berechnung, dass die Linearkombination aus beiden Fehlern auch für geringe Anzahlkonzentrationen, aufgrund der quadratischen Abhängigkeit des Probenvolumens von den berechneten Partikeldurchmessern D_i , immer höher ist als der zählstatistische Fehler. Der kombinierte Fehler steigt dadurch auch für hohe N zunehmend schneller an als die rein zählstatistische Messunsicherheit. Diese Analyse zeigt, dass der Einfluss des Messvolumenfehlers den zählstatistischen Fehler überwiegt und daher bei Auswertungen berücksichtigt werden muss. Sie zeigt auch, dass die Messunsicherheit der Größenbestimmung die maßgebliche Fehlerquelle auf alle daraus abgeleiteten Messprodukte ist. Gerade in Hinblick auf Einflüsse von Beugungseffekten, welche die Partikelprojektion vergrößert oder unvollständig auf der Diodenzeile abbilden und damit zu Abweichungen von der realen Hydrometeorgröße führen, wie sie von Korolev (2007); Baumgardner et al. (2017) und O'Shea et al. (2020) diskutiert wird.

2.6. Diskussion der optimierten Datenqualität

Die Weiterentwicklung von SODA2 zu SODA3, die bis Mitte 2018 parallel zu der Zeit meiner Dissertation stattfand, beinhaltet viele neu entwickelte Funktionen, die die Qualität der Messdatenauswertung erheblich verbessern können. Die Integration dieser neuen Datenausgabe von SODA3 in die Mainzer Auswerteroutinen war ein wichtiger Bestandteil meiner Arbeit. Die standardmäßige Ausgabe verschiedener Größenbestimmungs-Berechnungen, einschließlich der „Area-Sizing“-Methode - ASM, die für eine genauere Berechnung von Eiswassergehalten verwendet werden kann, ist ein Ergebnis davon.

Ebenso bietet die Vielzahl an möglichen Filtereinstellungen in SODA3, sowie die Klassifizierung der gefilterten Partikel nach Filterart neue Möglichkeiten die Auswertemethode den jeweiligen Gegebenheiten des Messfluges optimal anzupassen. Hier liefert beispielsweise das von SODA3 standardmäßig ausgegebene Flächenverhältnis AR, dargestellt über D_i Hinweise auf Optimierungsmöglichkeiten der Datenauswertung. Es wurde weiterhin, in Rücksprache mit Aaron Bansemer festgestellt, dass die Datenausgabe im netCDF-Format der ASCII Ausgabe in jedem Fall vorzuziehen ist, weil sie mehr Anpassungsmöglichkeiten an die Datenauswertung bietet und aufgrund der mehrdimensionalen Struktur Ausgabeparameter liefern kann, die im ASCII Format nicht darstellbar sind, wie zum Beispiel alle dreidimensionalen Datenstrukturen wie Intensitätssignal pro Diode und Zeit oder Filterkriterium pro Partikel und Zeit.

Ein in der Literatur bislang wenig diskutiertes Thema ist die quantitative Bestimmung der Messunsicherheiten von grundlegenden Partikelparametern wie Größe und Anzahlkonzentration sowie die Unsicherheit des Messvolumens, in dem diese Partikel gefunden wurden. Nach aktuellem Stand gibt es keine einheitliche Behandlung von in-Situ gewonnenen Daten von Wolkenpartikel-Detektoren wie der CCP, CIP, PIP, NIXE-CAPS und weitere. Jede Forschungsgruppe arbeitet individuell. Das ging aus persönlichen Gesprächen mit A. Bansemer (NCAR), A. Korolev (ECCC), G. McFarquhar (UofOk) und D. Baumgardner (DMT) während des EUFAR Workshop 2017 hervor (EUFAR 2017; Baumgardner et al. 2017a) und ist darüber hinaus auch in der aktuellen AMS-Monographie von McFarquhar et al. (2017) so beschrieben. In der bislang veröffentlichten Literatur wird auf instrumentenspezifische Fehlerquellen eingegangen, oder es werden die Ergebnisse unterschiedlicher Algorithmen diskutiert. Weiterhin werden auch qualitative oder systematische Abweichungen und optische Phänomene wie Particle-Shattering, Poisson-Flecken, Out-of-Focus-Partikel und Partikel-Koinzidenzen diskutiert (Zum Beispiel in Field, Heymsfield und Bansemer (2006); Korolev (2007); Korolev et al. (2011); (2013); Korolev und Field (2015) oder Baumgardner et al. (2017)). Eine quantitative Einschätzung der Messunsicherheit der gemessenen Partikelgrößen als Absolutfehler hat bislang wenig Beachtung gefunden. Das liegt hauptsächlich daran, dass man bei der Betrachtung dieser Messunsicherheiten immer in Betracht ziehen muss, dass sich diese Unsicherheiten im % Bereich auf eine Messgröße beziehen, die über viele Größenordnungen gemessen wird (siehe Abb. 2). Die damit einhergehenden Anforderungen an das Messgerät lassen die Absolutfehler der Messgrößen damit vernachlässigbar erscheinen. Dennoch wurde in dieser Arbeit der Versuch gemacht, eine Messunsicherheit zu quantifizieren. Die hier diskutierte Verwendung der Differenz aus SECM und ASM-Methode bietet einen Anhaltspunkt für eine Quantifizierung der Messunsicherheit der Partikeldurchmesser. Aus dieser ergeben sich die Messunsicherheiten der Probenvolumina und aller weiteren abgeleiteten Datenprodukte. Das eröffnet eine neue Einschätzung der Datenqualität. Die Zusammenfassung von Probenvolumenfehler und zählstatistischer Unsicherheit ergibt eine genauere Abschätzung der auftretenden Unsicherheiten bei der Partikelgrößen Bestimmung.

Die Analyse der Fehlergrößen konnte zeigen, dass die kombinierte Messunsicherheit über alle Größenbereiche höher ausfällt als die bisher verwendete Annahme zur Fehlergröße auf rein zählstatistischer Grundlage. Das Optimum für die Wolkenpartikelforschung mit bildgebenden Instrumenten wäre eine automatisierte, intelligente Bilderkennung hochauflösender Bilder, die bei der Detektion der Wolkenpartikel in Echtzeit eine Einordnung in Eiskristallformen leisten kann, sowie eine für die jeweilige Geometrie der Eiskristalle spezifische Bilddatenauswertung, Messvolumenberechnung und Fehlerbetrachtung durchführt.

3. Vergleich zweier baugleicher bildgebender Instrumente

Ergänzend zu dem Vergleich, einer Fehleranalyse und Optimierung der Auswertungsprozeduren im vorangegangenen Kapitel, wird in diesem Teil ein direkter Vergleich zwischen der Messtechnik zweier bildgebender Instrumente und ihrer Datenprodukte durchgeführt. Damit kann zum einen zwischen Unterschieden, die sich durch ihre verwendete Software für die Auswertung der Bilddaten und jenen die sich durch Modifikationen oder Unterschiede der Hardware ergeben, differenziert werden. Die Instrumentenkonfiguration für die Messkampagne StratoClim war in dieser Hinsicht eine besondere Chance, da zwei baugleiche Geräte im Einsatz gewesen sind: Die CCP des IPAMZ und die NIXE-CAPS des IEK-7 am Forschungszentrum Jülich (FZJ). Beide Messgeräte besitzen einen CIPgs-Instrumententeil, der in drei Graustufen, mit 15 μm aufgelöste Bilddaten von Eiskristallen liefert (zur CIPgs-Instrumententechnik, siehe Kapitel 2.1). Zusätzlich waren beide Instrumente während der Messkampagnen am linken Flügel der Geophysica in einem geringen räumlichen Abstand von ca. 5 m montiert. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass beide Instrumente in räumlich und zeitlich vergleichbaren Luftmassen und Wolkenstrukturen ihre Messdaten gewonnen haben. Die NIXE-CAPS (neben der CIP und HALOholo) wurde zum ersten Mal auf Geophysica eingesetzt. Ein Vergleich der Instrumente liefert daher auch erste Ergebnisse zu ihrer Belastbarkeit und Datenqualität unter den schwierigen Arbeitsbedingungen, wie sie in der Stratosphäre herrschen. Dabei werden einige Schwachpunkte der Messtechnik identifiziert und behoben. Abschließend wird ein Ansatz diskutiert, der die Datensätze von CCP und NIXE zusammenführt und ein virtuelles, doppeltes Messvolumen definiert.

Die Instrumente CCP und NIXE-CAPS sind beide Entwicklungen von *Droplet Measurement Technologies* (DMT) und in ihrer optischen Messtechnik, den verwendeten Sensoren für Druck und Temperatur sowie der Strömungs-Messtechnik (Prandlsches Staurohrsystem) baugleich. Die Profile der Außenhüllen und die sich dadurch ergebenden Verdrängungsquerschnitte unterscheiden sich, wie man in nachfolgender Abb. 24 erkennen kann hauptsächlich durch die Bauform CAS. Beide Instrumente sind eine Kombination mehrerer Messeinheiten mit unterschiedlichen Arbeitsbereichen und voneinander unabhängigen Optiksystemen. Im Falle der CCP wird die CIPgs mit einer CDP kombiniert (zur CDP Instrumententechnik siehe Abschnitt 4.1.1) und im Falle der NIXE-CAPS ist das eine Kombination aus CIPgs und einem CAS-DPOL Instrumententeil, der in Abb. 24 unten sichtbar und entsprechend beschriftet ist. Weiterhin verfügt die NIXE-CAPS über ein Heizdrahtsensor für die Messung des atmosphärischen Flüssigwassergehalts, der mittig zwischen den Messarmen der CIPgs verbaut ist (in Abb. 22 ist eine blaue Platine erkennbar). Für weiterführende Literatur zu technischen Aspekten der NIXE-CAPS sei auf die Arbeiten von Meyer (2013a); Costa (2017) und DMT (2011a) verwiesen. Durch diese baulichen Unterschiede der beiden Geräte ist die Kompression ihrer Messvolumen unter Flugbedingungen verschieden. Dieser Unterschied wird im Abschnitt 3.2.2 diskutiert.

Beide Geräte messen die Anströmverhältnisse im Messvolumen vor der Sonde mit Prandlschen Staurohren, im englischen Sprachraum wird diese Technik üblicherweise als „Pitot-tube“ bezeichnet, und auf den Vergleich dieser Messungen soll als erstes eingegangen werden. Die Abhängigkeit der PAS von ihren Eingangsgrößen statischer und dynamischer Druck p_s , bzw. Q_c sowie der Umgebungstemperatur T_m basiert auf Gleichung (15) (siehe Abschnitt 2.3).

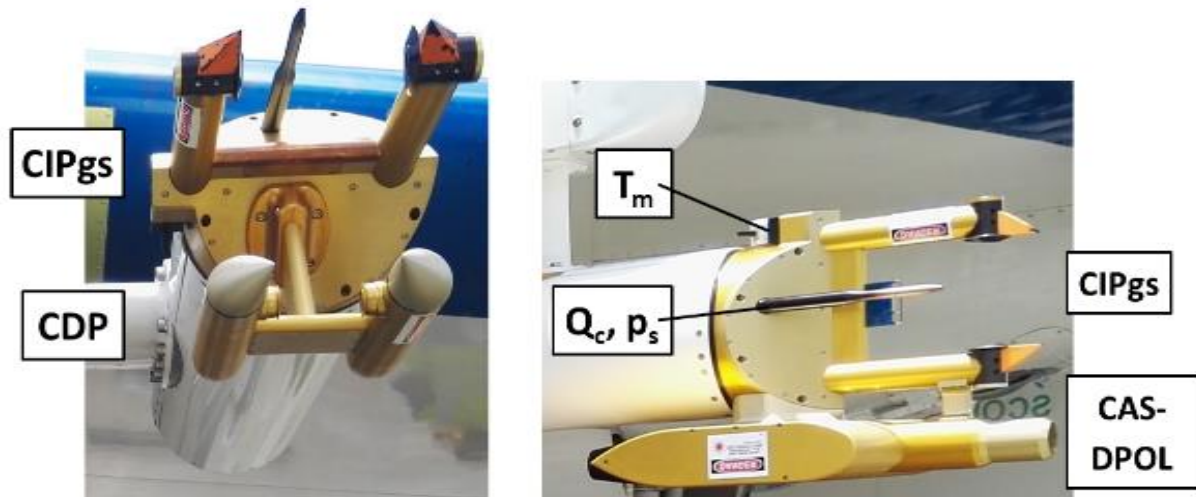


Abb. 22 Fotos der Instrumente CCP und NIXE-CAPS. Links ein Bild der CCP mit ihren beiden Instrumenten CDP (unten) und CIPGs (oben, orange Spitzen) und rechts die NIXE-CAPS mit dem CAS-DPOL-Teil (unten) und dem um 90° rotierten CIPGs-Instrument (oben, ebenfalls mit orangenen Spitzen), wie sie unter den Tragflächen der Geophysica, während StratoClim 2017 montiert wurden. Auf dem rechten Bild ist die Lage des Temperatursensors und des Prandlschen Staurohrs kenntlich gemacht. Die orangenen Spitzen sind sogenannte „Korolev-Tips“, die Partikel-Fragmentierung bei Kollision mit den Messarmen minimieren. Die NIXE-CAPS verfügt zusätzlich über einen Flüssigwasser Sensor, der mittig zwischen den CIPGs-Armen verbaut ist (im rechten Bild hinter dem Staurohr erkennbar).

3.1. Vergleich der meteorologischen Messgrößen

Die Daten eines Prandlschen Staurohr-Systems ergeben zusammen mit einem Sensor für die Umgebungstemperatur die Anströmungsgeschwindigkeit PAS im Messvolumen der Geräte. Die Messung der PAS ist zum einen für eine korrekte Bildaufzeichnung wichtig, denn durch sie wird von der Instrumentenelektronik die Abtastfrequenz der Photodiodenzeile gesteuert (DMT 2009b, DMT 2012). Ist diese nicht korrekt mit der Anströmungsgeschwindigkeit im Messvolumen $v_{Anström}$ synchronisiert, führt das zu verzerrten Partikelbildern. Ist die Abtastrate der Diodenzeile zu hoch ($PAS > v_{Anström}$) werden die Partikel gestreckt aufgezeichnet, ist sie zu gering ($PAS < v_{Anström}$), werden die Bilder gestaucht abgebildet. Für eine weiterführende Diskussion der Bildverzerrungen sei auf die Arbeiten von Frey (2011) oder Weigel et al. (2016) verwiesen. Und zum anderen berechnet sich das Probenvolumen pro Partikelereignis SV_{ij} aus ihrer Messung (siehe Kapitel 2.5) und damit ist die PAS für alle daraus folgenden Datenprodukte von zentraler Bedeutung. Für einen Vergleich der Instrumenten-Hardware motivierte sich daher als erstes ein Vergleich ihrer gemessenen Eingangsgrößen, der „Basis-Parameter“, anschließend werden die daraus resultierenden PAS -Messungen verglichen.

3.1.1. Statische und dynamische Druckmessung

Die Messung des statischen und dynamischen Drucks p_s bzw. Q_c erfolgt, wie bereits erwähnt bei beiden Instrumenten nach dem Prinzip eines Prandlschen Staurohrs. Das Staurohr ist in unmittelbarer Nähe zum Messvolumen verbaut, wie es in Abb. 20 auf beiden Bildern mittig zwischen den Messarmen erkennbar ist (rechts markiert mit Q_c , p_s). Die 1 Hz Messdaten aller StratoClim Flüge 2017 des dynamischen Drucks von CCP und NIXE sind in Abb. 24 links in einer 1:1 Darstellung gezeigt. Es zeigt sich in dieser Darstellung, dass die Messwerte über den gesamten Arbeitsbereich der Sensoren mit einer mittleren Streubreite von ± 2 hPa, innerhalb des 95 % Vorhersagebands (rote gestrichelte Linie) der Ausgleichsgeraden $Q_{c,(CCP)} = 1.045 \cdot Q_{c,(NIXE)} - 0.42$ hPa (schwarze Linie) liegen.

Daraus lässt sich ableiten, dass die Steigung der Kennlinie des Q_c -Sensors der CCP um 4.5 % steiler ist als die des Q_c -Sensors der NIXE-CAPS. Hinzu kommt ein geringer systematisches Offset zwischen den Sensoren von -0.45 hPa, gemäß den Werten der Regressionsgeraden ($R^2 = 0.984$). Die starke Streuung einiger Werte ist auf gelegentlich vorkommende Vereisung der Staurohre während den Messflügen zurückzuführen. Die Messwerte des statischen Drucks p_s sind in Abb. 24 rechts dargestellt. Sie folgen für Drücke von 1000 – 150 hPa in hoher Übereinstimmung der 1:1 Linie, die Steigung der Sensor-Kennlinie $p_{s,(CCP)}$ ist dabei nur um 6 ‰ höher als $p_{s,(NIXE)}$. Zwischen den niedrigsten gemessenen Drücken von ca. 150 hPa bis runter auf 60 hPa weichen die Messwerte zur NIXE hin ab, ihr p_s -Sensor misst ab ca. 100 hPa in der Grafik deutlich erkennbar, mit zunehmendem Maße niedrigere Drücke als der CCP-Sensor. Der resultierende Offset zwischen den Messwerten zeigt sich im y-Achsenabschnitt der Ausgleichsgerade mit -8.02 hPa ($R^2 = 0.9998$). Die Ursache mag in unterschiedlichen Kalibrierungen der Sensor-Transferfunktionen begründet sein, die sich am Rande ihres Messbereiches deutlich bemerkbar machen. Der Quotient von $p_s(\text{Flugzeug})/p_s(\text{Instrument})$ geht in die Kompressionskorrektur nach (Weigel et al. 2016) als wichtigste Messgröße ein (Abschnitt 3.2.2).

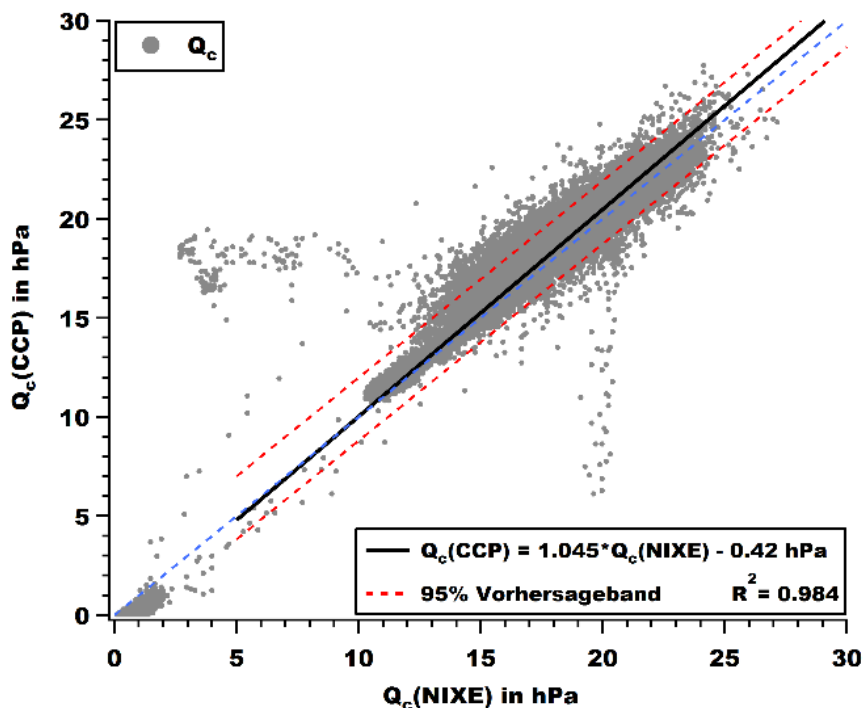


Abb. 23 1:1 Korrelation von CCP zu NIXE für die PAS-Eingangsgröße Q_c für alle StratoClim 2017 Messdaten. Eine lineare Ausgleichsgeraden (schwarze Linie), sowie ihr 95 % Vorhersageband (rot gestrichelte Linien) ist ebenfalls eingezeichnet. Die 1:1 Linie ist zusätzlich mit hellblau gestrichelter Linie angedeutet.

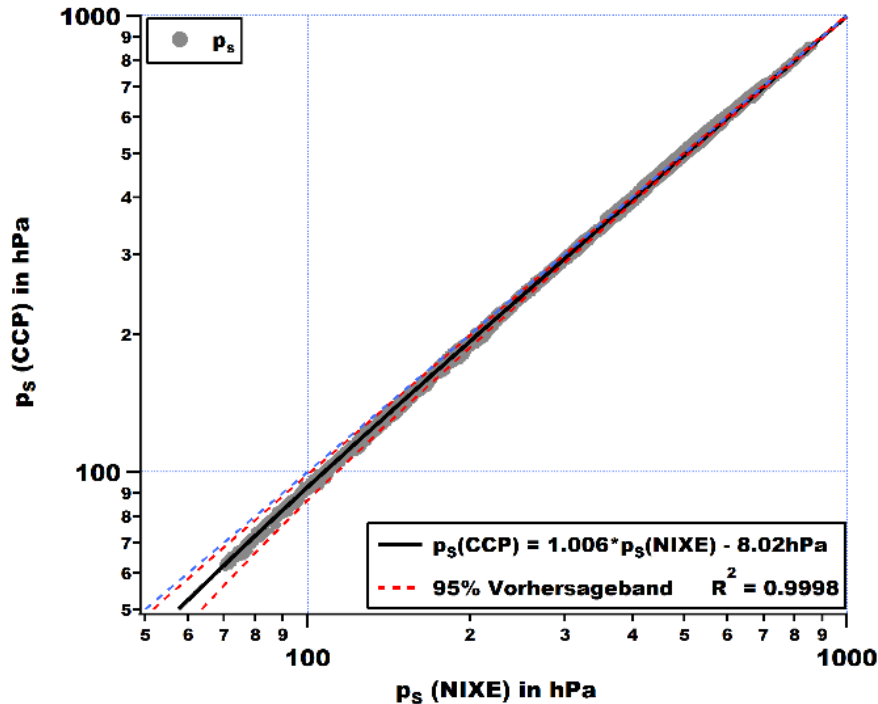


Abb. 24 1:1 Korrelation von CCP zu NIXE für die PAS-Eingangsgröße p_s für alle StratoClim 2017 Messdaten. Eine lineare Ausgleichsgeraden (schwarze Linie), sowie ihr 95 % Vorhersageband (rot gestrichelte Linien) ist ebenfalls eingezeichnet. Die 1:1 Linie ist zusätzlich mit hellblau gestrichelter Linie angedeutet.

3.1.2. Temperaturmessung

Die dritte Basismessgröße für eine korrekte PAS Berechnung ist die Temperatur der anströmenden Luftmassen. Die an den Instrumenten gemessenen Temperaturen T_m sind in Abb. 25 gezeigt (rote und blaue Linie für NIXE bzw. CCP) und die Lage der Sensoren wird in Abb. 22 verdeutlicht. Die Abweichung der statischen Temperaturmessungen aufgrund der Kompression im Messvolumen der Instrumente, zu der am Nasenmast des Flugzeuges von UCSE gemessenen, statischen Temperaturmessung T_a , wird deutlich (schwarze Linie). In der Grafik in Abb. 25 ist die Differenz der beiden statischen Temperaturmessungen der Instrumente $\Delta T_m = T_{m,NIXE} - T_{m,CCP}$ mit grüner Linie dargestellt, und ihr Betrag ist im Mittel +10 °C ab Flughöhen oberhalb von 150hPa. Das Datenblatt der verbauten Sensoren (Analog Devices AD590) gibt für deren Einsatz eine Temperaturuntergrenze von -55 °C an. Die Messunsicherheit bei $T_m = -55$ °C beträgt laut Datenblatt ± 2.3 °C und nimmt mit sinkenden Temperaturen quadratisch zu (Analog Devices, 2013). Das heißt für die typische Bedingungen von bis zu -85 °C wie sie bei den Messungen in der Stratosphäre angetroffen wurden, operierten beide Sensoren während der Messflüge überwiegend in einem Grenzbereich oder außerhalb ihres vorgesehenen Messbereiches. Das könnte eine Ursache für die hohe Differenz zwischen den Messwerten der Sensoren darstellen.

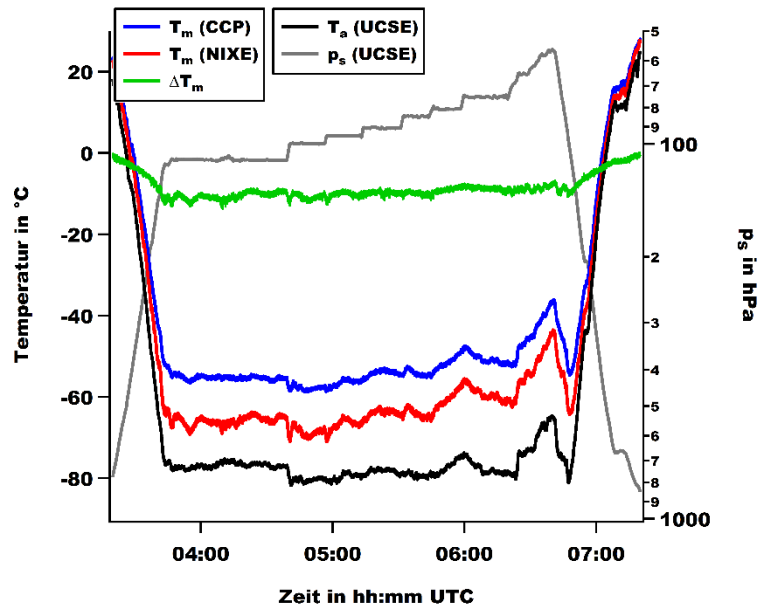


Abb. 25 Zeitreihen der gemessenen Temperaturen T_m von CCP (blaue Linie) und NIXE (rote Linie) während Flug 04.08.2017. Ebenfalls dargestellt ist die Differenz $\Delta T_m = T_{m,NIXE} - T_{m,CCP}$ mit grüner Linie. Die Referenztemperatur T_a (schwarze Linie) sowie der statische Luftdruck (graue Linie) aus UCSE-Daten sind ebenfalls eingezeichnet.

Gemäß Herstellerangaben ist die größte Fehlerquelle bei der Messung ein linearer Off-set in der Transferfunktion des Sensors. Da keine direkte Messung der jeweiligen Sensor-Transferfunktion für die CCP oder NIXE-CAPS vorlag, werden die während StratoClim 2017 in-Situ gemessenen Temperaturen ebenfalls in einer 1:1 Darstellung miteinander verglichen (Abb. 26). Idealerweise sollte, bei korrekt kalibrierten Sensoren, die Funktion $T_{CCP}(T_{NIXE})$ einem linearen Zusammenhang $y(x) = ax + b$ mit $a = 1$ und $b = 0$ folgen. Ist dies nicht der Fall, bildet b die Summe der linearen Offsets zwischen den Geräten und $1-a$ die Summe der Steigungsfehler ihrer Transferfunktionen ab. Es zeigt sich in Abb. 26 links, dass die 1:1 Vergleiche der Temperaturmessungen nicht mit einer einzigen Regressionsgeraden darstellbar sind.

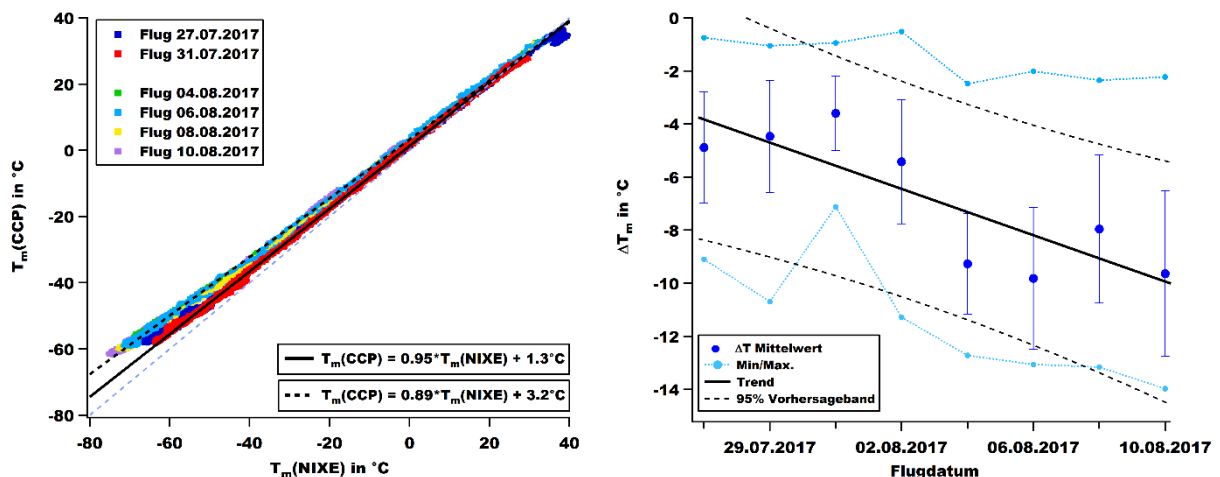


Abb. 26 links: Vergleich der 1-Hz-Daten von $T_{m,CCP}$ zu $T_{m,NIXE}$ in °C und ihrer linearen Ausgleichsgeraden mit Koeffizienten für Flug 27.07. und 31.07.17 in schwarz und Flug 04.08.-10.08.17 in schwarz gestrichelter Linie. Die 1:1 Linie ist in hellblau gestrichelt eingezeichnet. Rechts: Mittelwert und die Standardabweichung der Temperaturdifferenz $\Delta T_m = T_{m,NIXE} - T_{m,CCP}$ für den jeweiligen Flugtag in °C (blau), sowie die an dem Tag auftretenden Minimal und Maximal-Werte von ΔT_m (hellblau).

Für den Flug vom 31.07.2018 (rot) wird mit der schwarzen Ausgleichsgerade $T_{CCP} = 0.95 \cdot T_{NIXE} + 1.3 \text{ °C}$ in Abb. 26 rechts ein Offset zwischen CCP zu NIXE von $b = 1.3 \text{ °C}$ ermittelt, sowie eine lineare Abweichung von 5 % der Messwerte. Im weiteren Verlauf der Kampagne nimmt der Offset auf 3.2 °C zu und die lineare Abweichung von CCP zu NIXE beträgt nun im Durchschnitt 11 % der Messwerte, wie die blaue Ausgleichsgerade $T_{CCP} = 0.89 \cdot T_{NIXE} + 3.2 \text{ °C}$ in Abb. 26 rechts zeigt. In der Grafik rechts in Abb. 26 sind die Mittelwerte der Temperaturdifferenzen $\Delta T_m = T_{m,NIXE} - T_{m,CCP}$ für Umgebungsdrücke kleiner als 500 hPa über dem jeweiligen Flugtag dargestellt. Weiterhin ist eine lineare Trendlinie von ΔT_m (schwarze Linie) zusammen mit den beobachteten Maximal- und Minimalwerten (hellblaue Punkte und Linien) und dem 95 % Vorhersageband der Messwerte (schwarz gestrichelte Linie) eingezeichnet. Es zeigt sich über den Verlauf der Messkampagne eine zunehmende Differenz zwischen den gemessenen Temperatur-Mittelwerten. Das bestätigt die Beobachtung aus Abb. 25 und Abb. 26 links. Wahrscheinlich sorgen die hohen Temperaturschwankungen während eines Fluges von -85 °C bis $+30 \text{ °C}$, deren Extremwerte, wie diskutiert außerhalb des Arbeitsbereiches der Sensoren liegen, für die zunehmende Drift zwischen den Messdaten der Instrumente. Es ist daher bei zukünftigen Messkampagnen empfehlenswert, die Temperatursensoren regelmäßig, idealerweise zwischen jedem Messflug, an einem Referenzsensor neu zu kalibrieren, um eine korrekte T_a und damit PAS-Messung beider Instrumente sicherzustellen. Der Drift der T_a -Sensoren wird durch die anschließende ξ -Kompressionskorrektur des SV behoben, die für alle Datensätze durchgeführt wurde (siehe Abschnitt 3.2.2) und hat dadurch keine Auswirkung auf die Messdaten.

3.1.3. Anströmgeschwindigkeit im Messvolumen

Als nächstes wurden die aus den Basis-Parametern resultierenden Anströmgeschwindigkeiten der Geräte miteinander verglichen. Hierfür wurden ebenfalls 1:1 Darstellungen der jeweiligen PAS auf Ordinate und Abszisse, wie in den vorangegangenen Vergleichen, gewählt. Abb.27 zeigt auf der linken Seite die Funktion $PAS_{CCP}(PAS_{NIXE})$. Im Vergleich mit der 1:1 Linie (hellblau gestrichelt) wird deutlich, dass die Wertepaare zur CCP hin verschoben sind. Diese Abweichung zeigt sich auf allen Flügen, die lineare Ausgleichsgerade $PAS_{CCP} = a \cdot (PAS_{NIXE}) + b$ weist eine mittlere Steigung von $a = 1.1$ auf. Das entspricht einer durchschnittlich 10 % höheren PAS-Messung der CCP. Diese Beobachtung ist unabhängig von der Flügelposition, wie ein in Abschnitt 3.2.1 diskutierter Vergleich mit der PIP zeigt. Weiterhin wird durch den Vergleich der PAS-Daten mit der Flugzeug Geschwindigkeit TAS (engl. Abk. für *True Airspeed*, siehe Wendisch und Brenguier (2013)) deutlich, dass die NIXE konstant ca. 10 % niedrigere PAS-Messungen als die CCP während StratoClim aufgezeichnet hat (Vergleich der Steigungskoeffizienten in Abb.27 rechts).

Um die Ursachen der voneinander abweichenden PAS-Messungen zu finden, wurde eine Detailanalyse der Flüge vom 31.07.2017 und 04.08.2017 durchgeführt. Die in Abb. 29 gezeichnete grüne Kurve beschreibt die kleinste anzunehmende Differenz $dPAS$ zwischen den beiden $PAS \pm \Delta PAS$ Messungen der Instrumente (Für eine Herleitung von ΔPAS siehe Kapitel 2.5.1):

$$dPAS = PAS_{CCP} - \Delta PAS_{CCP} - PAS_{NIXE} + \Delta PAS_{NIXE}. \quad (24)$$

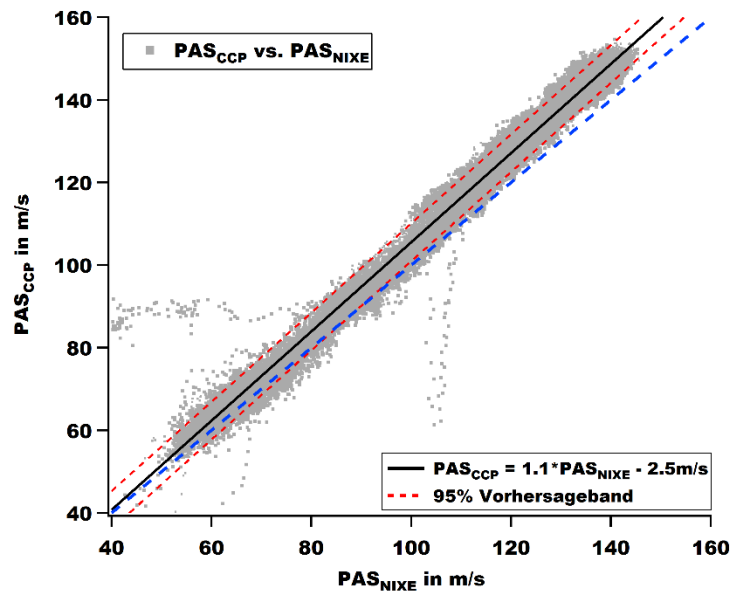


Abb. 27 Vergleichsdarstellung $PAS_{CCP}(PAS_{NIXE})$ für den 1 Hz Datensatz der StratoClim Messkampagne 2017 (graue Rechtecke) mit Ausgleichsgerade (schwarze Linie) und 95 % Vorhersageband (rot gestrichelte Linie). Die 1:1 Linie ist hellblau gestrichelt eingezeichnet.

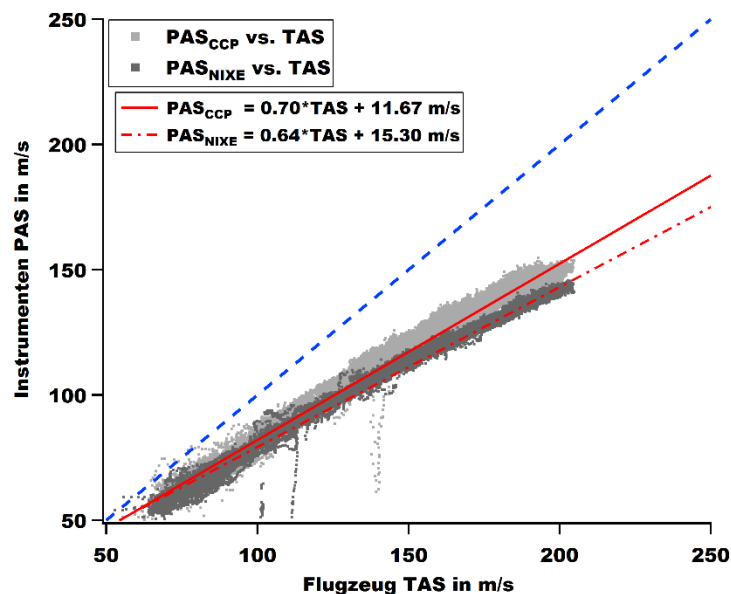


Abb. 28 Vergleichsdarstellung $PAS(TAS)$ für beide Instrumente aus den 1 Hz Daten der StratoClim Messkampagne 2017. CCP Daten mit hellgrauen und NIXE-Daten mit dunkelgrauen Punkten gezeichnet. Die beiden linearen Ausgleichsgeraden und ihre Koeffizienten, sowie die 1:1 Linie sind eingezeichnet (rot, rot gestrichelt und blau gestrichelt).

Die Größe $dPAS$ wird definiert, um mögliche Unregelmäßigkeiten in den Zeitreihen der PAS -Messungen grafisch sichtbar zu machen (Eine größte anzunehmende Differenz oder ihr Betrag ist als ebenso gleichwertig zu betrachten und hätte ebenfalls verwendet werden können). Eine über 100 s geglättete Funktion $dPAS_{glt}$ ist ebenfalls mit roter Linie eingezeichnet. In beiden $dPAS$ -Zeitreihen in Abb. 29 zeigen sich in niedrigen Flughöhen nur geringe Unterschiede von 2-3 m/s zwischen den PAS -Messungen, wie es sich am deutlichsten, während Flug 31.072017 ab 06:30 UTC (Abb. 29 links) zeigt.

Mit zunehmender Höhe und sinkendem Umgebungsdruck nimmt die Differenz $dPAS$ während beider Flüge zu und beträgt zeitweise bis zu 15 m/s. Auch im 100 s Mittel beträgt die Abweichung der Messwerte während den höchsten Flugabschnitten rund 12 m/s. Dieses Verhalten der Sensoren ist aus den 1:1 Darstellungen nicht erschließbar und deutet auf eine vom Umgebungsdruck abhängige Sensitivität einer der PAS -Eingangsgößen hin. Eine Temperaturabhängigkeit kann ausgeschlossen werden, da die Druck-Sensoren während der Messflüge mit Peltier-Elementen auf konstanter Temperatur gehalten wurden (DMT, 2011a, 2012) und diese funktionierten korrekt. Die dynamischen Drucksensoren zeigen im 1:1 Vergleich keine großen Auffälligkeiten, außer einem leichten Steigungsfehler von 4.5 % gegenüber der 1:1 Linie und einem geringen Off-Set von 0.42 hPa (Abb. 24 links). Die statischen Druckmessungen hingegen zeigen zunehmende Abweichungen voneinander in Druckbereichen unter 150 hPa (Abb. 24 rechts). Zu einem minimalen Umgebungsdruck für die eingesetzten dynamischen Drucksensoren Honeywell 143PC05D macht der Hersteller keine Angaben (Honeywell 2018). Der Instrumentenersteller gibt in den Handbüchern von CCP und NIXE eine maximale Flughöhe von 50,000 ft für die Geräte an (DMT (2010); (2011)). Die maximale Flughöhe während StratoClim betrug rund 70,000 ft und lange Flugabschnitte fanden oberhalb dieser Höhe statt (50,000ft entsprechen ca. 15,200 m bzw. 120 hPa Umgebungsdruck, vgl. dazu auch die vertikalen Flugprofile in Abb. 103).

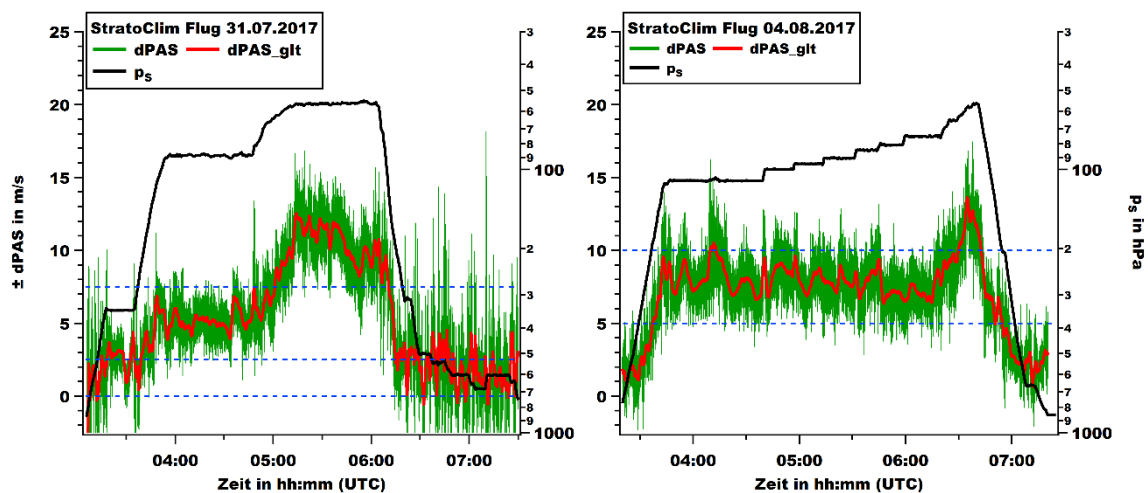


Abb. 29 Zeitreihe von $dPAS$ (grüne Linie) zusammen mit ihrem 100 s gleitendem Mittelwert $dPAS_{glt}$ (rote Linie). Links für Flug 31.07.2017 und rechts für Flug 04.08.2017. Die statische Druckmessung p_s von UCSE ist mit schwarzer Linie eingezeichnet. Die mittlere Schwankungsbreite von $dPAS$ ist für verschiedene Flugabschnitte mit blau gestrichelten Linien eingezeichnet

Mit einer weiteren Zeitreihen-Analyse von Flug 04.08.2017 (Abb. 31), lässt sich ab 06:15 UTC ein Flugabschnitt ausmachen (hellgelb markiert), währenddessen die Werte der dynamischen Druckmessung Q_c von NIXE (graue Linie), und CCP (schwarze Linie) mit sinkendem statischen Druck p_s ebenfalls absinken. Die Q_c -Messungen beider Instrumente (rote und grüne Linie) sinken bis zum Erreichen der maximalen Höhe bei 06:40 UTC kontinuierlich ab. Gleichzeitig bleibt die Fluggeschwindigkeit TAS (blaue Linie) mit ca. 200 m/s unverändert. Anschließend geht die Geophysica zum Sinkflug über und mit steigendem p_s nehmen auch die Q_c -Werte wieder zu. Gleichzeitig sinkt die Differenz $dPAS$, wie man Abb. 29 rechts entnehmen kann. Zur Überprüfung dieser Beobachtung sind in Abb. 31 rechts alle StratoClim 2017 Daten der dynamischen Drucksensoren von CCP und NIXE gegen die statische Druckmessung der Flugzeug-Avionik (UCSE) aufgetragen.

Die Grafik zeigt, dass außerhalb ihres Arbeitsbereiches von 120 hPa, die Sensitivität der Q_c -Sensoren gegenüber dem Umgebungsdruck ab etwa $p_s = 100$ hPa deutlich zunimmt. Die statische Druckmessung von UCSE dient hierbei als Referenz. Man sieht, dass beide Sensoren gleichermaßen betroffen sind. Hinzu kommt die unterschiedliche Kalibrierung der Sensoren, die zu den ebenfalls beobachtbaren PAS-Differenzen $dPAS$ führt. Die Partikelmessungen der bildgebenden Geräte CCP-CIPgs und NIXE-CIPgs sind wenig davon betroffen, wie eine Analyse des gesamten StratoClim-Datensatzes in Abb. 33 links zeigt. Das liegt daran, dass die Mehrheit, der von CIPgs aufgezeichneten Wolkenpassagen in niedrigeren Flughöhen stattfand, in denen ein entsprechend höherer Umgebungsdruck herrschte. Die wenigen Messungen, die in größeren Höhen und daher niedrigeren Druckbereichen als 100 hPa stattfanden, betreffen einen 15 min Abschnitt während des Fluges vom 02.08.2017 und die Zirren-Beobachtungen, die in Abschnitt 5.3 beschrieben sind.

Die Analyse der Zeitreihe des 15 min Abschnitt während des Fluges vom 02.08.2017 in Abb. 33 rechts zeigt N und D_s von beiden Instrumenten, sowie darunter drei Beispiele von Bildsequenzen zu unterschiedlichen Zeitpunkten der Messung. Die Mehrheit der beobachteten Partikelgrößen bewegt sich an der unteren Auflösungsgrenze der Geräte von 20 - 50 μm bzw. einiger weniger Bildpunkte, mit einigen wenigen größeren Partikelbildern mit Beugungsfehlern (vgl. Abb. 33 unten). Ob eine Verzerrung der Bilder aufgrund einer fehlerbehafteten PAS-Messung und damit Abtastfrequenz der Diodenzeile stattgefunden hat, lässt sich anhand der vorliegenden Bilddaten nicht abschätzen.

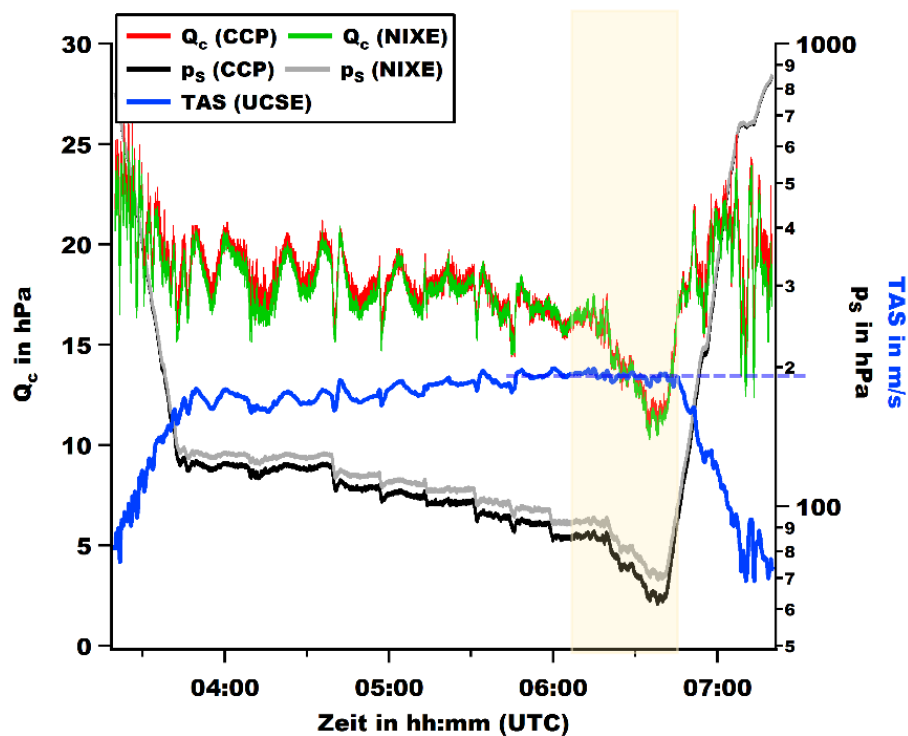


Abb. 30 Zeitreihen der Drucksensoren von CCP und NIXE in hPa und der TAS in m/s für Flug 04.08.2017. Dynamische Druckmessung Q_c für CCP mit roter Linie, für NIXE mit grüner Linie eingezeichnet. Statische Druckmessung p_s für CCP mit schwarzer Linie und für NIXE grauer Linie gezeichnet. TAS Messung von UCSE mit blauer Linie dargestellt. Der hellgelb hinterlegte Bereich markiert, den im Text diskutierten, Zeitabschnitt.

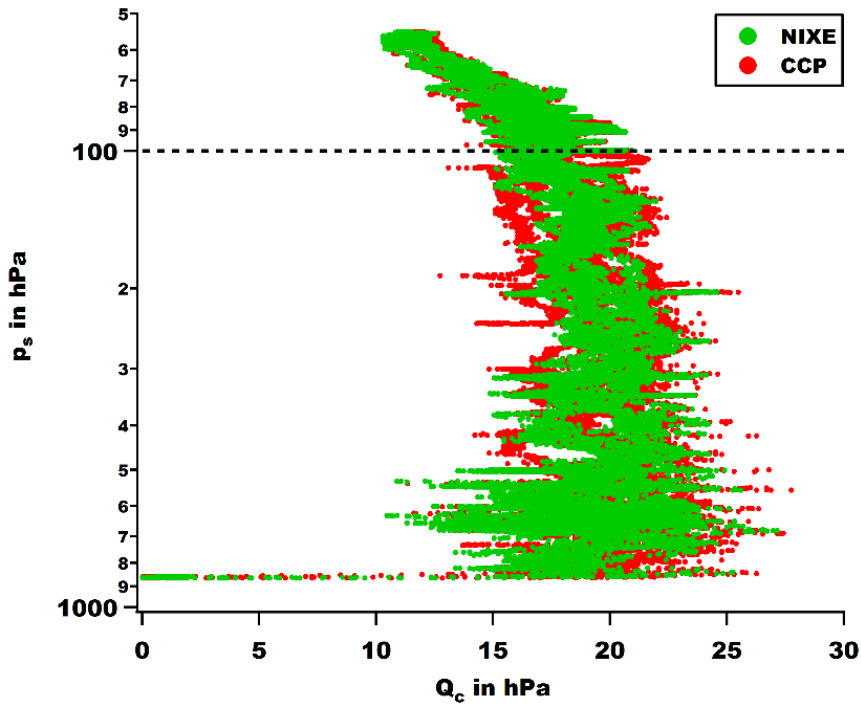


Abb. 31 Daten der Q_c -Sensoren von CCP und NIXE für alle StratoClim 2017 Flüge dargestellt über p_s von UCSE als Höhenkoordinate. Die Q_c -Sensoren zeigen oberhalb von ca. 100 hPa einen Trend hin zu niedrigeren Werten bei gleichbleibender TAS (vgl. Abb. 32).

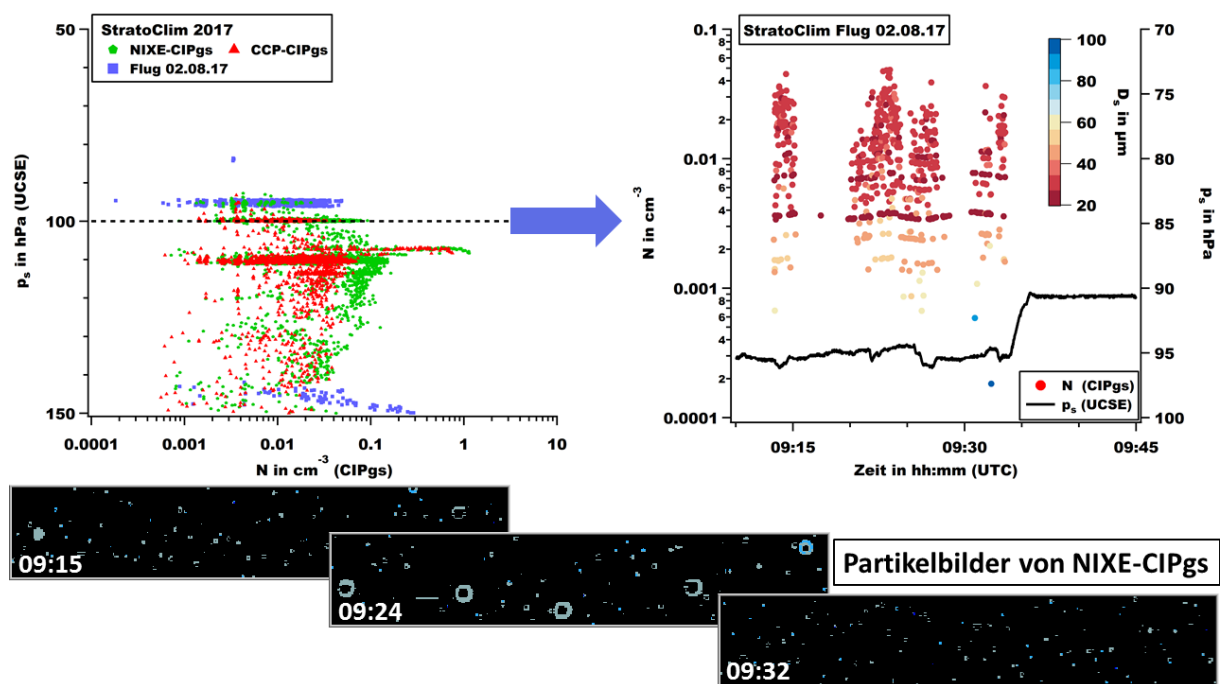


Abb. 33 Links: Anzahlkonzentration N in cm^{-3} von NIXE-CIPGs und CCP-CIPGs mit Höhenkoordinate statischer Luftdruck p_s in hPa für StratoClim 2017 Daten. Der kritische Druckbereich ab 100 hPa ist mit schwarz gestrichelter Linie eingezeichnet. Die betroffenen Daten stammen überwiegend von Flug 02.08.2017 und sind lila markiert.

Rechts: Zeitreihe der Messungen von N und D_s beider Instrumente für betreffende Passage oberhalb von 100 hPa während des Fluges vom 02.08.2017. Darunter werden als Beispiel drei Bildsequenzen gezeigt, die während der Wolkenpassage aufgenommen wurden.

3.1.4. Messgrößen der bildgebenden Systeme

Für die Bilderfassung mit am wichtigsten ist die Lichtquelle, die das Messvolumen ausleuchtet und für einen konstanten Referenzstrom auf der Diodenzeile sorgt. Beide Instrumente verwenden hierfür einen Diodenlaser mit 658 nm konstanter Wellenlänge. Die Lasertemperatur wird mit Peltier-Elementen stabilisiert, was gewährleistet, dass dieser mit gleichbleibender Intensität das Messvolumen ausleuchtet (DMT, 2011a, 2012).

Bei einem Vergleich der Laser-Parameter Strom I_L und Temperatur T_L von CCP-CIPGs und NIXE-CIPGs ergaben sich für den gesamten StratoClim 2017 Datensatz deutliche Unterschiede. Als Beispiel werden die Laserparameter des Fluges vom 31.07.2017 in Abb. 34 gezeigt. Die Lasertemperatur T_L der CCP (dunkelrot) sinkt während des Flugs deutlich ab und damit sinkt auch I_L von CCP (rot). Der Vergleich mit den NIXE-Parametern T_L (dunkelgrün) und I_L (grün) macht deutlich, dass die Temperaturregelung der CCP während des Messfluges ab einer gewissen Höhe bzw. Umgebungstemperatur aussetzte und dadurch die Abkühlung des Lasers verursacht wurde.

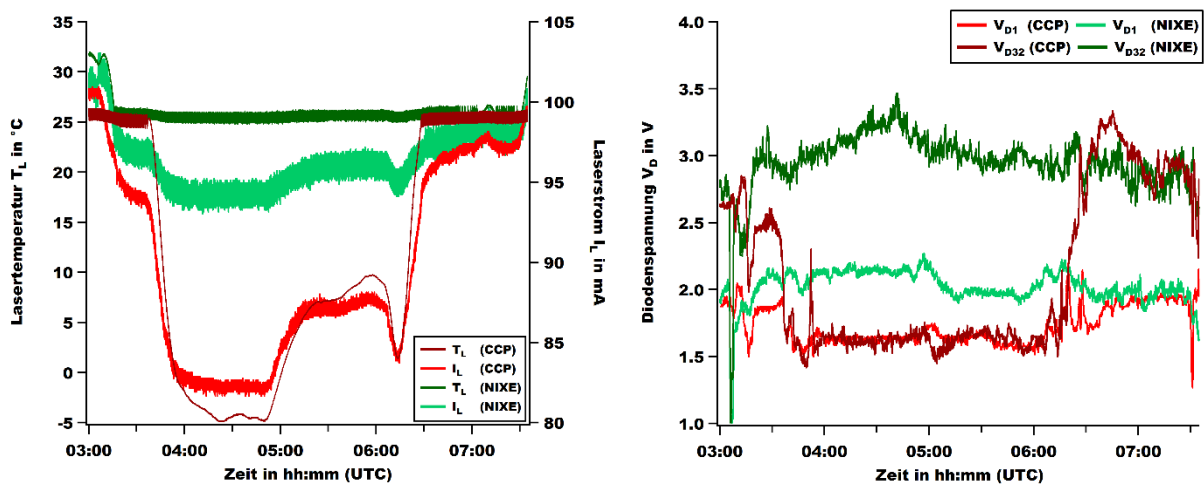


Abb. 34 links zeigt einen Vergleich der Laserparameter I_L und T_L von CCP und NIXE. Die rechte Abbildung zeigt die Diodenspannung von Diode 1 und 32 beider Geräte. Die hell- und dunkelgrüne Linie zeigen die Daten von NIXE-CIPGs und die hell- und dunkelrote Linie Werte von CCP-CIPGs. Beide Grafiken aus Messdaten von StratoClim Flug 31.07.2017.

Als Ursache für das Problem konnte im Anschluss an die Kampagne ein Defekt im Regelkreis der Peltier-Elemente am Laser der CCP identifiziert werden. In niedrigen Höhen arbeitete die Regelung korrekt und stabilisierte T_L der CCP auf ca. 25 °C. Ab einer gewissen Höhe fiel die Regelung aus und ohne eine Temperaturstabilisierung sank I_L der CCP deutlich ab. Dies wird sichtbar in den CCP-Aufzeichnungen von I_L und T_L (hell- und dunkelrote Linien) gegenüber den Daten von NIXE in Abb. 34 links (hell- und dunkelgrüne Linien). Im konkreten Beispiel von Flug 31.07.2017 sind das 80-85 % des I_L -Ausgangsniveaus. Der NIXE-Laserstrom fällt dagegen nur um maximal 5 % ab (hellgrüne Linie). Die geringere Stromversorgung des CCP-Lasers macht sich auf ihrer Photodiodenzeile als Spannungsabfall bemerkbar, wie die dunkelrote Linie V_{D32} in der rechten Grafik in Abb. 34 veranschaulicht. Die CCP-Diodenspannung sinkt für den gezeigten Messflug zwischen 03:45 - 06:15 UTC über die gesamte Breite der Diodenzeile (Diode 1- 64) in den Bereich des laut DMT kritischen Grenzwertes von 1.5 V, wie Abb. 34 zeigt (Zur besseren Darstellbarkeit werden in der Abbildung rechts nur die Spannung der Randdiode V_{D1} (hellrote in Abb. 34) und die Spannung der mittleren Diode V_{D32} (dunkelrote Linie in Abb. 34) von CCP-CIPGs abgebildet).

Alle Dioden zeigten einen Spannungseinbruch auf. Aufgrund des Intensitätsprofils des Lasers nimmt die Ausleuchtung des Messvolumens zum Rand der Diodenzeile hin ab. Die Randdioden haben daher auch bei optimalem Betrieb bereits ein schlechteres Signal-zu-Rausch (bzw. Strom-zu-Dunkelstrom) Verhältnis. Zum Vergleich ist in Abb. 34 rechts auch die Spannung von Diode 1 und 32 der NIXE mit hell- bzw. dunkelgrüner Linie dargestellt. Man sieht, dass sie bei einer annähernd konstanten Spannung von $V_{D1} \approx 2 \text{ V}$ bzw. $V_{D32} \approx 3 \text{ V}$ während des Fluges arbeitet. Dies entspricht der fehlerfreien Arbeitsweise des optischen Systems. Fällt die Dioden-Spannung dagegen unter 1.5 V ist eine korrekte Bildaufzeichnung nicht mehr gewährleistet (Kommunikation mit T. Cardenas von DMT, 2018). Die CCP zeigte auf diesem und allen anderen Messflügen ähnlich kritische Diodenspannungen nahe der 1.5 V Grenze. Unglücklicherweise war das Problem im Verlauf der Messkampagne unentdeckt geblieben. Auch die im Vorfeld beim Hersteller DMT durchgeführten Wartungsarbeiten an den Instrumenten, hatten das defekte Bauteil nicht entdeckt, weil der Ausfall der Regelung unter Bodendruck- und Laborbedingungen nicht aufgetreten ist. Erst im Anschluss bei der Datenauswertung zum Vergleich der Instrumente konnte dieser Fehler gefunden werden. Die CCP wurde 2018 zu DMT eingeschickt und das betroffene Bauteil getauscht. Ein Vergleich der StratoClim-Bilddatensätze der CIPGs-Instrumente sollte daher auch klären, zu welchen Datenverlusten es gekommen war. Dieser wird in Abschnitt 3.3.1 diskutiert.

3.2. Besonderheiten der Messplattform Geophysica

Die Unterschiede in den PAS Messungen von CCP und NIXE warfen einige Fragen auf und sollten eingehender untersucht werden. Daher wurden zwei Vergleiche angestellt, die Hinweise auf spezielle Besonderheiten der Messplattform Geophysica geben könnten. Dazu zählte zum einen die Anschlussposition der Instrumente an den Tragflächen und daraus möglicherweise resultierende Unterschiede in den PAS-Messungen, sowie zweitens eventuelle Unterschiede in der notwendigen Kompressionskorrektur nach Weigel et al. (2016) auf Geophysica im Vergleich mit anderen Messplattformen. Als erstes wird auf die PAS-Messungen der einzelnen Geräte an unterschiedlichen Anschlusspositionen eingegangen.

3.2.1. Vergleich der Anströmgeschwindigkeit an verschiedenen Anschlusspositionen

Die Geophysica verfügt über vier mögliche Tragflächen-Anschlüsse für Messgeräte. An jeder Tragfläche auf einer innen und einer außen liegenden Position (siehe Abb. 35). Diese Anschlüsse haben jeweils drei mögliche Halterungen, auf die je ein Instrument, in einem Kanister versenkt, angeschraubt werden kann, wie man in Abb. 35 erkennen kann. Es ist denkbar, dass sich die Anströmungsverhältnisse von innerem zu äußerem Tragflächen-Anschluss und auf der Halterung selbst unterscheiden und sich daraus die beobachteten PAS-Differenzen in Abschnitt 3.1.3 und Abb.27 - Abb. 29 erklären lassen. Die NIXE-CAPS wurde während StratoClim am selben Flügel wie die CCP, aber an der äußeren Position installiert. Die PIP wurde während der Kampagne von einer Außen- auf eine Innenposition umgebaut und liefert damit die Möglichkeit, Messungen auf verschiedenen Tragflächen-Positionen zu vergleichen (vgl. Abb. 35). Auf anderen Messplattformen ist ein Umbau der Geräte aus technischen und zulassungsrechtlichen Gründen nicht möglich. Daher handelte es sich um eine seltene Gelegenheit diese Hypothese im nachfolgenden Abschnitt zu diskutieren. Die Übersichtsgrafik auf Seite 55 zeigt die Geophysica in einer Vorderansicht mit allen Tragflächenanschlüssen und den in der jeweiligen Konfigurationen **A1**, **A2** und **B** montierten Instrumenten (grün gerahmte Bilder), sowie die Positionen von NIXE-CAPS und FLASH (Messung des atmosphärischen Wassergas Gehalts).

Flug Datum	Konfiguration	Außen rechts	Innen rechts	Innen links	Außen links
27.07.2017	A1	CIP - PIP	FLASH	UHSAS - CCP	NIXE - CAPS
29.07.2017	A2	CIP - PIP	FLASH	UHSAS - CCP	NIXE - CAPS
31.07.2017	A2	CIP - PIP	FLASH	UHSAS - CCP	NIXE - CAPS
02.08.2017	B	CIP - HALOholo	FLASH	UHSAS - CCP - PIP	NIXE - CAPS
04.08.2017	B	CIP - HALOholo	FLASH	UHSAS - CCP - PIP	NIXE - CAPS
06.08.2017	B	CIP - HALOholo	FLASH	UHSAS - CCP - PIP	NIXE - CAPS
08.08.2017	B	CIP - HALOholo	FLASH	UHSAS - CCP - PIP	NIXE - CAPS
10.08.2017	B	CIP - HALOholo	FLASH	UHSAS - CCP - PIP	NIXE - CAPS

Tabelle 3 Messkonfigurationen während der StratoClim Kampagne 2017 in tabellarischer Übersicht als Ergänzung zu Abb. 35. Die Reihenfolge der Instrumente entspricht ihrer Anordnung auf der Anschlussposition in Draufsicht von links oben nach unten.

Wie man Abb. 35 und Tabelle 3 entnehmen kann, wurde, die PIP auf zwei verschiedenen Positionen geflogen, in Konfiguration **A1** auf dem gleichen, gegenüberliegenden Tragflächen-Anschluss wie NIXE-CAPS (Außen rechts, oben) und in Position **A2** sogar auf dem gleichen Anschluss (Außen rechts, unten) der gegenüberliegenden Tragfläche. Es kann in guter Näherung angenommen werden, dass die Anströmungsverhältnisse an der Anschlussposition im Mittel eines Fluges auf beiden Tragflächenseiten gleich sind. In Konfiguration **B** wechselte die PIP auf den Innen-linken Anschluss und befand sich damit auf dem gleichen Tragflächenanschluss wie die CCP. Mögliche Unterschiede aufgrund der Anschlusspositionen, sollten daher, sofern sie vorhanden sind, in einer 1:1 Vergleichsdarstellung der PAS pro Instrument und Position als systematische Abweichung sichtbar werden.

Die Belegung der Tragflächenanschlüsse während StratoClim 2017

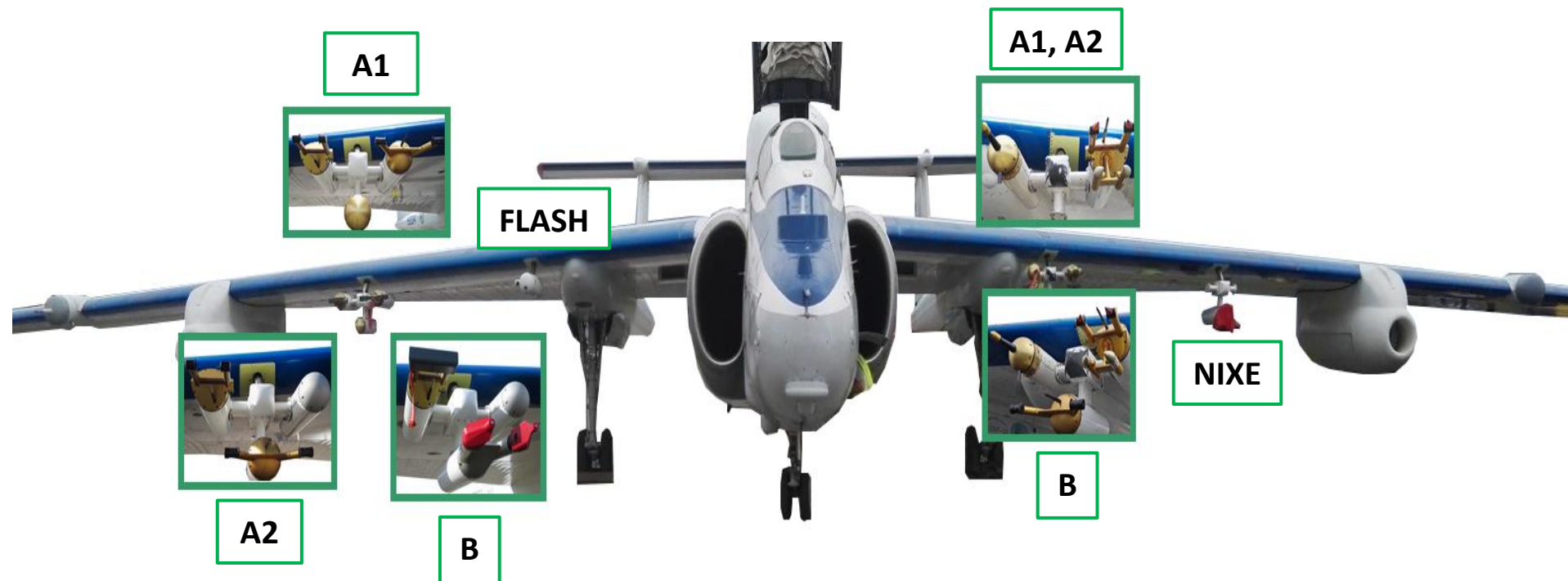


Abb. 35 Vorderansicht der Geophysica während StratoClim 2017. Bei den jeweiligen Tragflächen-Aufhängungen sind Bilder der geflogenen Mess-Konfigurationen A1, A2 oder B eingeblendet, sowie die Position der Instrumente NIXE-CAPS und FLASH.

Wie in Abb. 36 rechts erkenntlich wird, folgt eine Vergleichsdarstellung $PAS_{PIP}(PAS_{CCP})$ in allen Konfigurationen in guter Näherung der 1:1 Linie. Das 99 % Vorhersageband (schwarz gestrichelte Linie) einer Ausgleichsgeraden $y(x) = ax + b$ (schwarze Linie), schließt die Messungen aller drei Anschlusskonfigurationen ein. Das heißt 99 % aller Messwerte werden innerhalb dieses Wertebereiches erwarten und damit kann mit entsprechender Sicherheit gesagt werden, dass die Messungen unabhängig von der Instrumenten Anschlussposition sind. Dies bedeutet, alle Anschlusspositionen auf der Geophysica sind aerodynamisch gleichwertig und beeinflussen nicht die Messungen.

Der Korrelationsplot $PAS_{PIP}(PAS_{NIXE})$ in Abb. 36 rechts hingegen weist eine systematische Abweichung von der 1:1 Linie mit zunehmender PAS auf. Die PIP misst ab etwa 110-120 m/s in allen drei Konfigurationen eine höhere PAS als NIXE-CAPS. Dieser Trend konnte bereit im PAS -Vergleich zwischen CCP und NIXE, dargestellt in Abb.27, beobachtet werden. Es lässt sich daher auch festhalten, dass die Abweichung unabhängig zum verglichenen Instrument CCP oder PIP ist. Auch die verglichenen Sonden zeigen untereinander keine solchen Abweichungen in ihren PAS -Messungen. Und wie die linke PAS -Korrelation gezeigt hat, ist die Abweichung auch unabhängig vom verwendeten Tragflächen-Anschluss zu beobachten. Sie kann daher nur auf die Sensoren der PAS -Messung von NIXE-CAPS zurückzuführen sein.

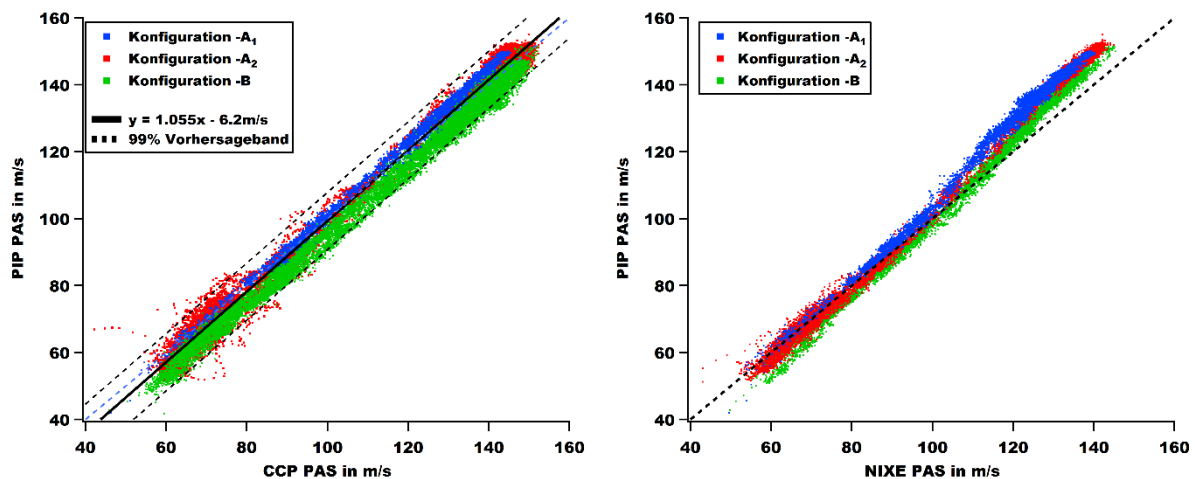


Abb. 36 Links: Funktion $PAS_{PIP}(PAS_{CCP})$ und rechts die Funktion $PAS_{PIP}(PAS_{NIXE})$ während StratoClim 2017 aus 1 Hz Daten der Instrumente. Eine lineare Ausgleichsgerade mit 99 % Vorhersageband ist mit schwarzer und gestrichelter Linie eingezeichnet. Die 1:1 Linie ist der linken Darstellungen hellblau und in der rechten Grafik schwarz gestrichelt eingezeichnet.

Dies soll im Folgenden mit einem Vergleich der Luftmassen Kompression im Messvolumen von CCP und NIXE überprüft werden. Wie bereits erwähnt, haben die beiden Instrumente eine leicht unterschiedliche Bauform (vgl. Abb. 22) und dadurch einen möglicherweise unterschiedlichen Verdrängungsquerschnitt.

3.2.2. Vergleich der Luftmassen-Kompression im Messvolumen der Instrumente

Der von Weigel et al. (2016) eingeführte ξ -Faktor ist aufgrund seiner Berechnung aus den in-Situ gemessenen thermodynamischen Größen, ein direktes Maß für die Kompression der anströmenden Luftmassen im Messvolumen der Geräte. Im folgenden Abschnitt werden mögliche Unterschiede in der Kompressionsstärke der Sonden Messvolumina untersucht. Die Korrektur wurde von Weigel et al. (2016) eingeführt, um die bei hohen Fluggeschwindigkeiten auftretende Kompression der Messvolumen zu berücksichtigen und auf ein einheitliches thermodynamisches Referenzsystem zu beziehen. Mit dieser Methode erhält man von unterschiedlichen Instrumenten vergleichbare Messprodukte wie z.B. der Partikel-Anzahlkonzentration. Als Referenzsystem verwenden Weigel et al. (2016) die meteorologischen Messdaten der Flugzeug–Avionik. Der Korrekturfaktor berechnet sich zu

$$\xi = \frac{p_A}{p_i} \cdot \left(1 + \frac{1}{2c_p T_A} (TAS_A^2 - PAS_i^2) \right), \quad (25)$$

mit den statischen Druckmessungen p_A und p_i , der Umgebungstemperatur Messung T_A und der Geschwindigkeitsmessung TAS bzw. PAS . Der Index A steht für die Messdaten des Flugzeugs und i für die des jeweiligen Instruments. Für die Analyse wurde der Korrekturfaktor ξ für den Datensatz von ML-Cirrus 2014, StratoClim 2016 und StratoClim 2017 und für die Sonden CCP, PIP und NIXE-CAPS nach Weigel et al. (2016) berechnet und in Abb. 37 gegen die Fluggeschwindigkeit TAS der jeweiligen Messplattform aufgetragen. Hierbei sei angemerkt, dass die ML-Cirrus Kampagne mit der Messplattform HALO geflogen wurde, ein Überblick zu dieser Messkampagne geben Voigt et al. (2017). Die Darstellung der ξ -Faktoren gegen die Fluggeschwindigkeit der Messplattform ergibt für die CCP und PIP ein vergleichbares Kompressionsverhalten während allen drei Messkampagnen. Für den StratoClim 2017 Datensatz (blaue Punkte) wurde eine quadratische Modellfunktion $y = ax^2 + bx + c$ berechnet, die den Datensatz gut abbildet (schwarze Linie). Das 95 % Vorhersageband der Funktion (schwarz, gestrichelte Linie) schließt auch die meisten Werte der beiden anderen Messkampagnen mit ein. Es ergeben sich daher nur geringfügige Unterschiede zwischen den Messplattformen, die sich innerhalb der Messunsicherheit der Werte bewegen. Nach der Kampagne 2016 in Kalamata wurden die Sensoren der Staurohr-Systeme neu kalibriert, was in der Folge, bei beiden Instrumenten eine kompaktere Verteilung der ξ -Faktoren ergab, d.h. die Varianz der Eingangsgrößen hat abgenommen. Die Unterschiede der NIXE-CAPS von Kampagne zu Kampagne und im Vergleich mit CCP und PIP hingegen, deuten auf Probleme mit der Kalibrierung ihrer Staurohr-Sensoren hin. Die Kompressionskorrektur für StratoClim 2016 ergibt keine physikalisch sinnvollen Werte (Abb. 37 unten links). Hier war wahrscheinlich der statische Drucksensor falsch kalibriert. Während der Kampagne StratoClim 2017 ergibt sich für eine TAS von 200 m/s eine ca. 10 % höhere Kompression im Messvolumen für die NIXE-CAPS im Vergleich zur CCP. Das spiegelt sich im Verhältnis $\xi_{NIXE}/\xi_{CCP} = 0.9/0.82 = 1.1$ wieder. Dabei ist zu bedenken, dass die NIXE sogar langsamere Anströmgeschwindigkeiten als die CCP gemessen hat (siehe Abb.27). Weigel et al. (2016) konnten in Ihrer Arbeit keine signifikanten Unterschiede zwischen den Instrumenten für den ML-Cirrus Datensatz feststellen (vgl. auch die grünen Wertepaare der verschiedenen Instrumente in Abb. 37). Für die beiden StratoClim-Datensätze hingegen, ergeben sich deutliche Unterschiede, die sich nur durch fehlerhaft kalibrierte Druck-Sensoren erklären lassen.

Wie im vorangegangenen Abschnitt bereits gezeigt werden konnte, unterliegt der dynamische Drucksensor der NIXE-CAPS einer Höhen- bzw. statischen Druckabhängigkeit, die seine Messung beeinflusst. Auch die statische Druckmessung von NIXE weicht mit zunehmender Flughöhe von der Messung der CCP ab (siehe Abb. 24). Zusätzlich konnte eine Drift zwischen den Ta-Messungen der Instrumente beobachtet werden (vgl. Abschnitt 3.1.2). Dieser wird durch die ξ -Korrektur behoben, da sie die UCSE-Temperatur als Referenz verwendet. Daher verursachen sehr wahrscheinlich die beiden Drucksensoren die stark abweichende Kompressionskorrektur. Aufgrund dieses Ergebnisses wurde für den NIXE-CAPS-Datensatz eine Modellfunktion für die Kompressionskorrektur $\xi_{NIXE}(TAS) = ax^2 + bx + c$ aus dem ML-Cirrus Datensatz berechnet und diese für die StratoClim-Datenauswertung verwendet. Dabei entsprechen die x-Werte der gemessenen TAS von StratoClim und der Korrekturfaktor ξ_{NIXE} ergibt sich aus der Modellfunktion mit den Koeffizienten in Tabelle 4. Der korrigierte NIXE-Datensatz ist im Vergleich mit CCP und PIP für StratoClim 2017 in Abb. 37 unten rechts dargestellt.

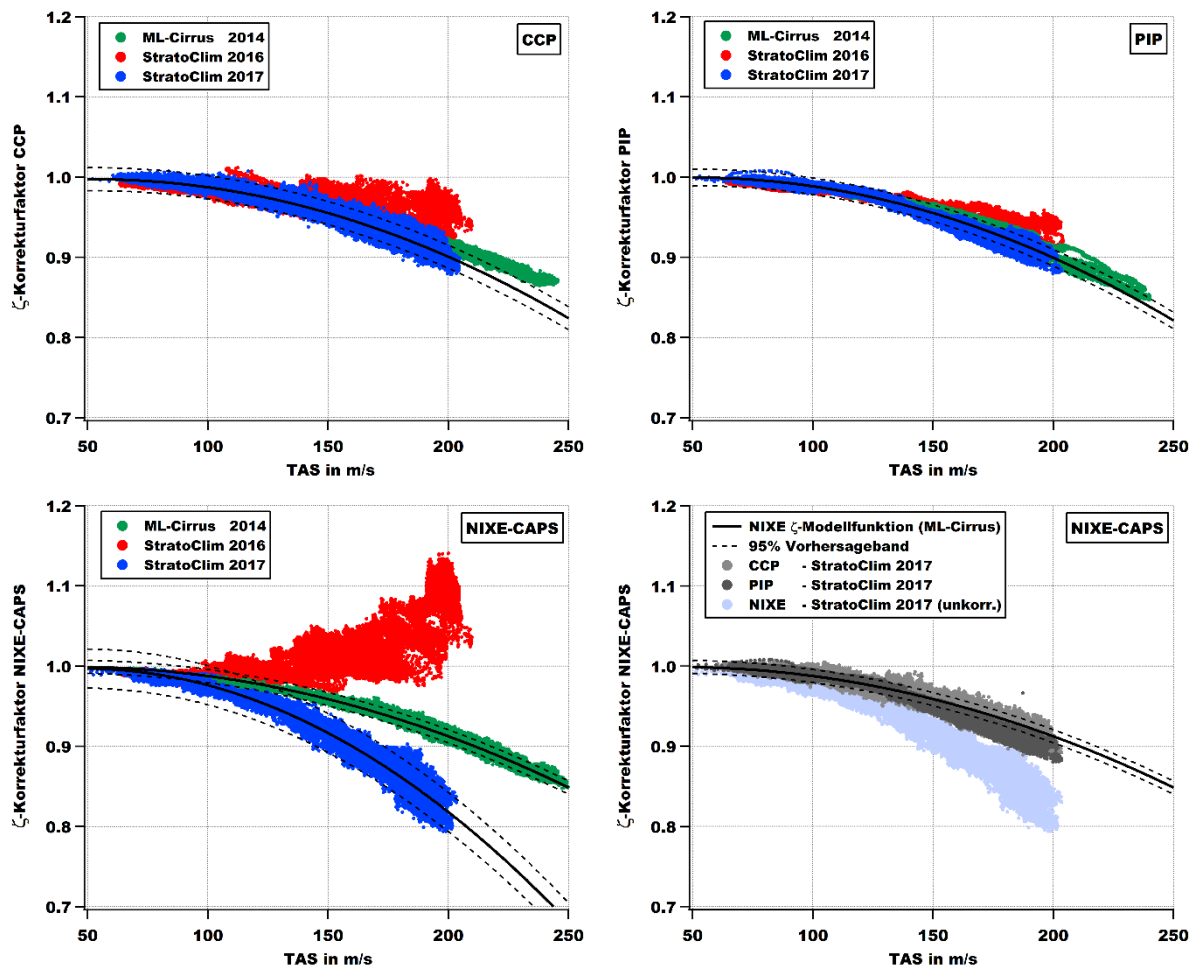


Abb. 37 Kompressions-Korrekturfaktors ξ nach Weigel et al (2016) aufgetragen über der Fluggeschwindigkeit TAS in m/s für die jeweilige Kampagne. Links oben: ξ_{CCP} , rechts oben: ξ_{PIP} und links unten: ξ_{NIXE} , berechnet aus 1 Hz Daten der Instrumente. Die Modellfunktion $y = ax^2 + bx + c$ (schwarze Linie) stellt die beste Näherung an den jeweiligen Datensatz dar und wird zusammen mit ihrem 95 % Vorhersageband (schwarze, gestrichelte Linie) gezeigt. Für NIXE-CAPS ist in der Grafik rechts unten zusätzlich die Modellfunktion des ML-Cirrus Datensatzes aus Tabelle 4 eingezeichnet. Diese wurde verwendet, um für StratoClim 2017 ein korrigiertes ξ_{NIXE} zu berechnen, wie die Grafik unten rechts zeigt (schwarze Linie). Zum Vergleich sind ξ_{CCP} und ξ_{PIP} und das unkorrigierte ξ_{NIXE} ebenfalls eingezeichnet.

Koeffizient	Wert	95% Konfidenzintervall
<i>a</i>	$-3.516 \cdot 10^{-6}$	$\pm 3.09 \cdot 10^{-8}$
<i>b</i>	0.00030293	$\pm 1.12 \cdot 10^{-5}$
<i>c</i>	0.99258	± 0.000987

Tabelle 4 Koeffizienten der $\xi_{NIXE}(TAS)$ -Modellfunktion $y = ax^2 + bx + c$ für die eine Korrektur des NIXE-CAPS ξ -Faktoren.

Ein weiteres Ergebnis dieser Untersuchung ist, dass sich die Kompression im Messvolumen von CCP und PIP unabhängig von der verwendeten Messplattform verhält und damit einen rein instrumentenspezifischen Faktor darstellt. Weigel et al. (2016) zeigten mit einem Vergleich von Messungen auf HALO (Gulfstream G-550) zu denen auf einem Learjet-35A, dass die ξ -Korrektur für die CCP auf dem Learjet bei gleicher TAS_{max} (ca. 250 m/s) geringer ausfällt. Sie vermuteten, dass die Tragflächen- und Aufhängungs-Geometrie eine Rolle spielen. Zeigen aber dann mit einem weiteren Vergleich von CCP-Daten, die an einer Tragflächenaufhängung und zum Vergleich an einem Schleppkörper im freien Luftstrom unterhalb des Learjets gewonnen wurden, dass sich zwar eine höhere Streuung der ξ -Faktoren ergibt, aber die berechneten Werte, im Rahmen der Messunsicherheiten der Eingangsgrößen, derselben Modellfunktion folgen. (Details zum Schleppkörper-Experiment AIRTOSS finden sich z.B. bei Frey et al. (2009) und Klingebiel (2015)). Sie zogen daraus das Fazit, dass die Sonden-Aufhängung keinen Einfluss auf die Kompression vor dem Instrument hat, und dass prinzipiell auf einer langsameren Messplattform eine geringere Kompressionskorrektur nötig sein wird, was sich günstig auf die Messungen mit Unterflügelsonden auswirkt. Diese Vermutung wird mit der hier vorgestellten Analyse der StratoClim Daten bestätigt. Die Unterschiede von Instrument zu Instrument sind vernachlässigbar gering und bewegen sich innerhalb der Messunsicherheiten. Die Bauform und Aufhängungsgeometrie an den Tragflächen der Geophysica zeigte bei den verglichenen Geräten keinen Einfluss auf deren Messvolumenanströmung. Für das Instrument NIXE-CAPS, welches aufgrund seines Designs einen größeren Verdrängungsquerschnitt besitzt, lässt sich angesichts ihrer Kalibrierungsproblematik keine abschließende Aussage treffen, aber wahrscheinlich gelten die gemachten Annahmen ebenso.

3.3. Vergleich der Instrumente am Datensatz von Flug 08.08.2017

Als nächstes wurde beim Vergleich der Instrumente untersucht, ob es während der Bilddaten-Aufzeichnung der beiden Geräte signifikante Unterschiede aufgrund des Verlusts an Laserleistung bei der CCP gegeben hat. Der StratoClim Flug vom 08.08.2017 dient hierbei als Fallbeispiel (Abb. 38). Die Bilddaten des Fluges wurden für beide Geräte identisch ausgewertet (Methode, Größenklassen-Intervalle, Filterkriterien, etc. siehe Kapitel 2). Ebenso wurde die ξ -Korrektur nach (Weigel et al. 2016) auf beide Instrumenten-Datensätze angewendet, für die NIXE-CAPS mit der Modellfunktion aus Tabelle 4. Da die Sonden physisch unter der gleichen Tragfläche in einem geringen horizontalen Abstand von 5.30m verbaut waren (siehe MDB Handbuch Geophysica (2002)), können Unterschiede in der räumlichen Verteilung der Wolkenpartikel quer zur Flugrichtung vernachlässigt werden.

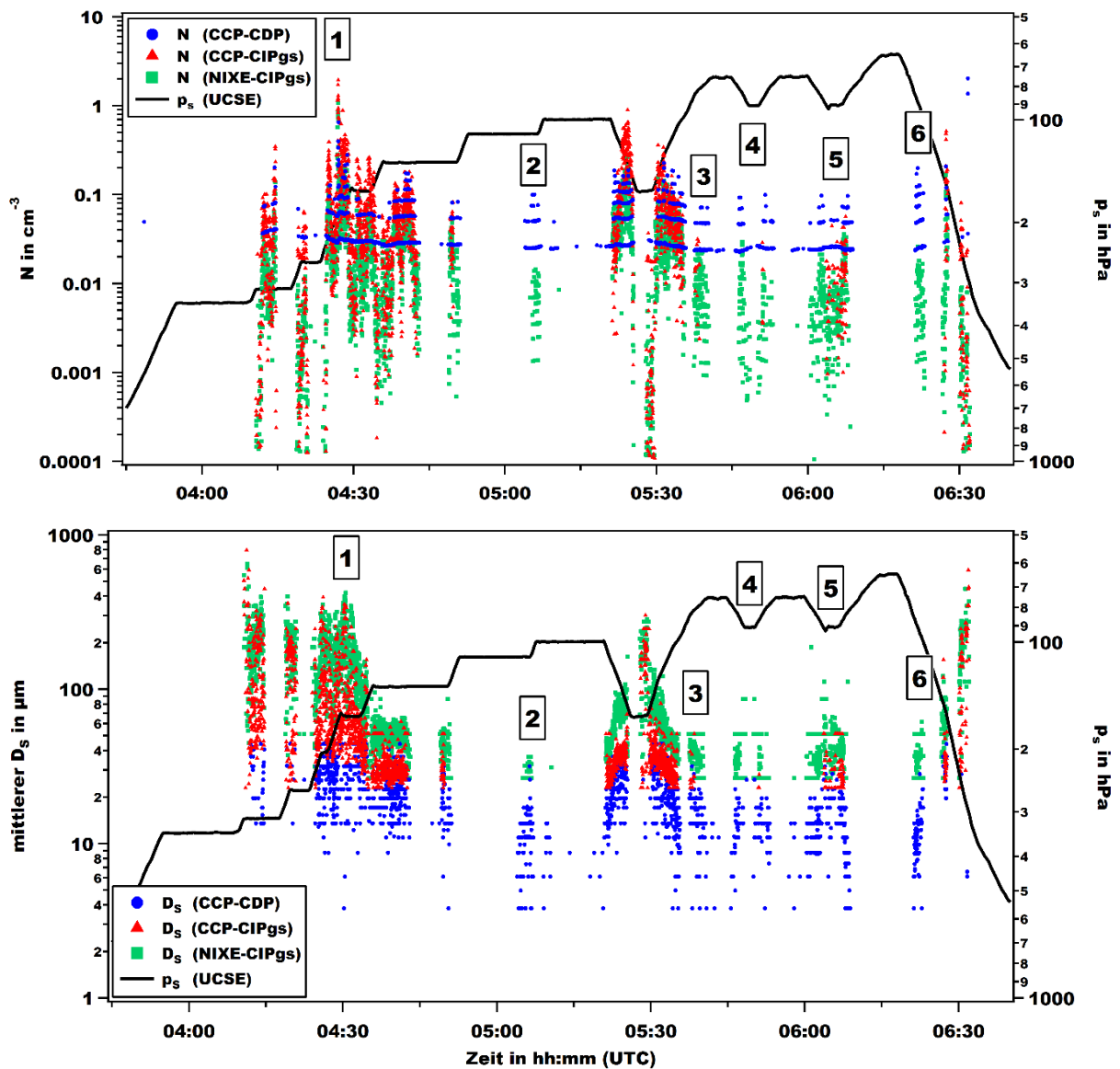


Abb. 38 Zeitreihen der Anzahlkonzentrationen N (oben) und Durchmesser D_s (unten) von CCP-CIPgs (rote Dreiecke), NIXE-CIPgs (grüne Rechtecke) und CCP-CDP (blaue Kreise) für 1 Hz-Daten von StratoClim Flug 08.08.2017. Der statischen Luftdruck p_s von UCSE ist mit schwarzer Linie aufgetragen. Die durchnummerierten Flugabschnitte 1-6 werden im Text diskutiert.

Analyse von Flugabschnitt [1] von 04:25 – 04:43 UTC, zwischen 200 – 130 hPa und $230\text{ K} < T_a < 205\text{ K}$ (StratoClim Flug 08.08.2017)

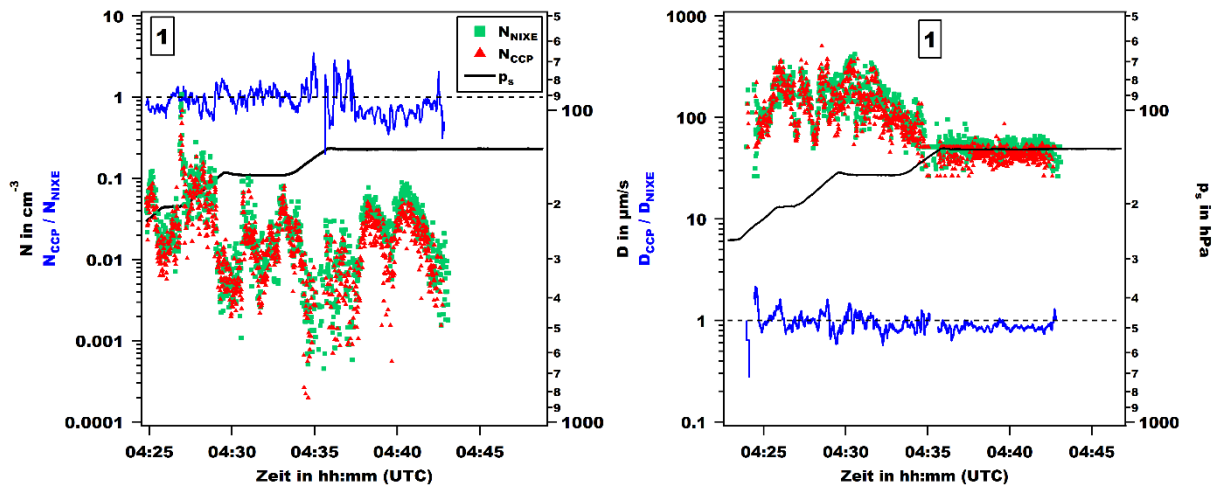


Abb. 39 Zeitreihen der Anzahlkonzentrationen N (links) und Partikeldurchmesser D_s (rechts) für Flugabschnitt [1]. Grüne Rechtecke sind Messwerte der NIXE, rote Dreiecke von CCP. Die blauen Linien sind 10 s gleitende Mittelwerte der Quotienten aus CCP/NIXE Messwerten. Mit schwarzer Linie ist jeweils der statische Luftdruck von UCSE eingezeichnet.

Für den ersten Flugabschnitt [1], dargestellt in Abb. 38 und Abb. 39 wurde ein gleitendes 10 s Mittel des Quotienten der Anzahlkonzentration N_{CCP}/N_{NIXE} und der Partikeldurchmesser D_{CCP}/D_{NIXE} berechnet. Sie sind in Abb. 39 jeweils blau dargestellt. Das in Abb. 39 links gezeigte Verhältnis N_{CCP}/N_{NIXE} bewegt sich von 04:25 bis 04:35 UTC im Mittel um 1. Im weiteren Verlauf sinken die CCP-Messwerte unter die der NIXE (04:35 - 04:43 UTC) und $N_{CCP}/N_{NIXE} < 1$. Die ermittelten Durchmesser aus den CCP-Bildern fallen dagegen zwischen 04:25 - 04:35 UTC kleiner aus als die der NIXE Bilder. Der Quotient D_{CCP}/D_{NIXE} variiert zuerst stark um 1 und für den weiteren Verlauf sinkt D_{CCP}/D_{NIXE} auf ca. 0.8 ab, wobei die Variation des Mittelwertes abnimmt, wie aus Abb. 39 rechts ersichtlich wird. In diesem Flugabschnitt sinkt die durchschnittliche Größe der Eiskristalle auf 30 - 70 μm . Diese Größen liegen an der unteren Auflösungsgrenze der Messgeräte von 15 μm (und Größenfilterung $D_s < 20\text{ }\mu\text{m}$) und dunkelten auf beiden Geräten nur wenige Dioden ab ($D_s = 30\text{ }\mu\text{m} = 2\text{-}4$ Bildpunkte, siehe Abb. 8). Eine weitere Analyse der Partikelereignisse pro Sekunde, der *Counts* zeigt, dass die beiden Sonden zu Beginn des Flugabschnittes vergleichbare Werte lieferten, das Verhältnis $Counts_{CCP}/Counts_{NIXE}$ liegt bei rund 1. Im weiteren Verlauf sinkt $Counts_{CCP}$ unter die Zählereignisse der NIXE ab und ihr Quotient verringert sich ebenfalls auf 0.3 - 0.5. Der Unterschied wird in der vergrößerten Darstellung von Wolkenpassage 1b und 1c in Abb. 40 oben rechts auch visuell deutlich sichtbar. Auch die darunter dargestellten normierten Größenverteilungen der Wolkenpassagen 1a, 1b und 1c weisen sichtbare Unterschiede auf. Die CCP detektiert im Gegensatz zur NIXE in Wolke [1b] und [1c] bis zu zwei Größenordnungen geringere Anzahlkonzentrationen und zählt keine Partikel größer als 125 μm . Das dies ein Artefakt aufgrund ungenügender Zählstatistik ist, kann ausgeschlossen werden, wie ein Blick auf die zählstatistischen Fehlerbalken der CCP pro Größenklasse in den Darstellungen von Wolke-1b mit einer Mittelungszeit von 114 s und $Counts_{CCP} = 1403$ und Wolke-1c mit einer Mittelungszeit von 207 s und $Counts_{CCP} = 2178$ zeigt: Die Messunsicherheiten sind in dieser Darstellung kaum sichtbar und bewegen sich eine bis zwei Größenordnungen unterhalb der Messgröße.

Wolke [1a - 1c] von 04:25 – 04:43 UTC zwischen 200 – 130 hPa und 230 K < T_a < 205 K

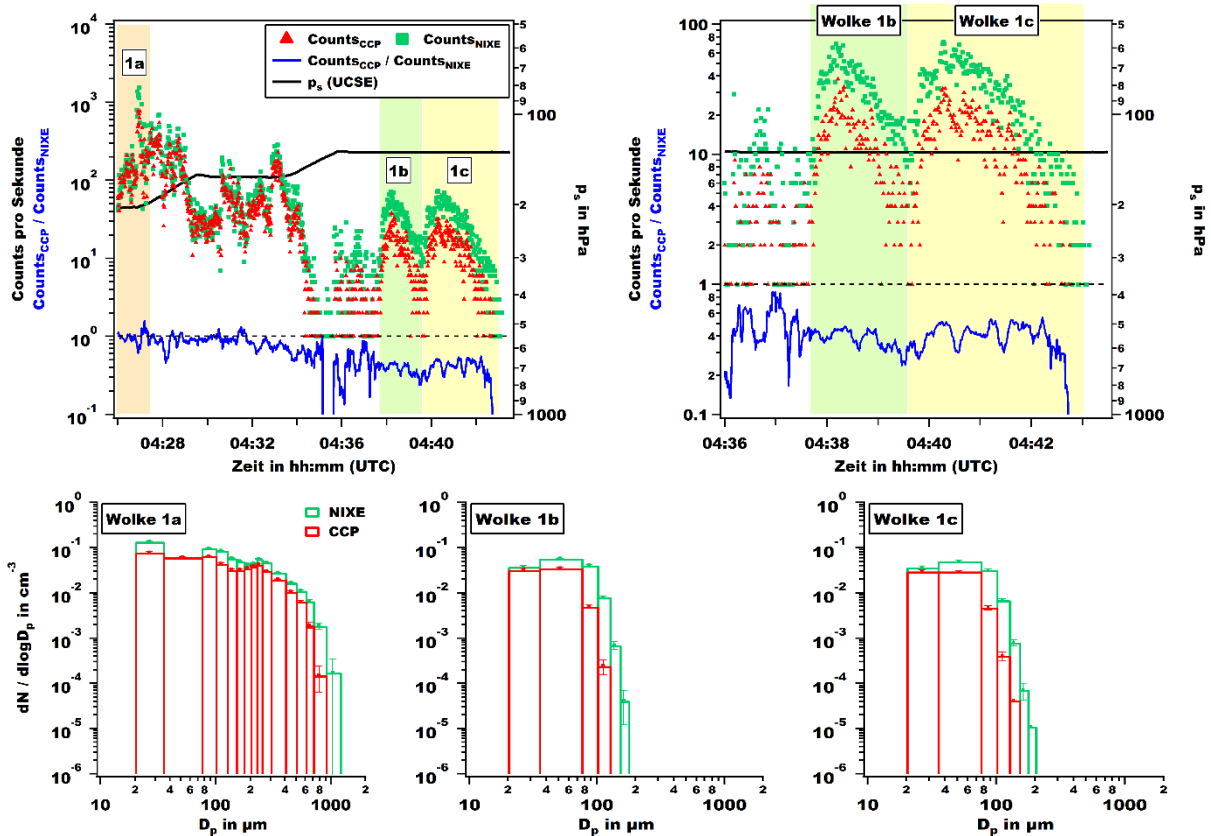


Abb. 40 Links oben zeigt die gezählten Partikelereignisse Counts pro Sekunde von CCP-CIPGs (rote Dreiecke) und NIXE-CIPGs (grüne Rechtecke), sowie den Quotient der beiden Größen (blaue Linie) für Flugabschnitt [1] von 04:26 – 04:43 UTC. Die farbig hinterlegten Abschnitte 1b und 1c sind in der Grafik rechts vergrößert dargestellt (04:36 -04:43UTC). Darunter sind die normierten Größenverteilungen $dN/d\log D_p$ beider Instrumente für die Wolken 1a, 1b und 1c dargestellt.

Auch der Vergleich mit Wolken-[1a], die bei einer Mittelungszeit = 90 s und $\text{Counts}_{\text{CCP}} = 15648$ deutlich höhere Counts pro D_p über ein breiteres Größenspektrum (in weniger Mittelungszeit) aufweist, macht deutlich, dass die CCP in allen Größenklassen weniger Counts verzeichnet. Insgesamt ergibt sich für Wolke-[1a] ein $\text{Counts}_{\text{NIXE}} - \text{Counts}_{\text{CCP}} = 6745$. Insbesondere Partikel mit $D_p = 700 \mu\text{m} - 900 \mu\text{m}$ sind von der CCP um eine ganze Größenordnung seltener detektiert worden mit $dN/d\log D_p (\text{CCP}) = 0.0001 \text{ cm}^{-3}$ zu $dN/d\log D_p (\text{NIXE}) = 0.001 \text{ cm}^{-3}$ und $\text{Counts}_{\text{NIXE}}/\text{Counts}_{\text{CCP}} = 40 : 3$.

Der Flugabschnitt [1] macht deutlich, dass die NIXE-CIPGs im Vergleich zur CCP-CIPGs häufiger und dabei größere Partikel pro Sekunde zählt. Weiterhin registriert NIXE-CIPGs noch Eispartikel in Abschnitten, während denen CCP-CIPGs keine Aufzeichnung mehr macht, wie im weiteren Verlauf des Fluges, die Flugabschnitte [2] – [6] in Abb. 38 belegen.

In Abschnitt [2] von 05:04 - 05:07 UTC detektieren NIXE-CIPGs und CCP-CDP (hellblaue Kreise) Wolkenpartikel, während die CCP-CIPGs fast keine Aufzeichnungen macht (2 Counts, Abb. 41). Es kann sich nicht um ein Messartefakt der NIXE-CIPGs handeln, denn die CCP-CDP registriert im selben Zeitraum vergleichbar viele Partikelereignisse mit 102 Counts und bestätigt damit die NIXE-Messungen von 122 Counts. Sie bestätigt dadurch auch die Existenz von Eiskristallen in diesem Zeitraum in nächster Nähe des Messvolumens von CCP-CIPGs (ca. 15 cm).

Das tatsächlich Eiskristalle und keine Artefakte gemessen wurden, bestätigt (neben den CDP-Daten) eine visuelle Kontrolle der NIXE- und CCP-Bilddaten für diesen Abschnitt und die Größenverteilungen der drei Messsonden für diesen Zeitabschnitt, die in Abb. 41 unten links für Wolke-[2] dargestellt sind. Ein Counts-Verhältnis lässt sich aufgrund mangelnder CCP-Daten für diesen Flugabschnitt nicht bilden. Dass es sich um ein räumliches Phänomen innerhalb der Wolke handelt, kann aufgrund der Nähe der beiden CIPGs-Instrumente zueinander (5.30 m), zusammen mit den die NIXE-Daten bestätigenden Messungen von CDP (direkte Nähe zu SV_{CCP}) und vor allem auch der Länge des Flugabschnittes von ca. 3 min bzw. 32.4 km bei einer durchschnittlichen $TAS \approx 180$ m/s ausgeschlossen werden. Ebenso sind die Stichprobengrößen $Counts_{CCP}$ und $Counts_{NIXE}$, sowie ihre Unterschiede groß genug, um im Falle von NIXE und CDP statistisch belastbar zu sein ($Counts$: CDP=102, NIXE=122, CCP=2 mit $\Delta Counts = 1/\sqrt{Counts}$). Prinzipiell kann man davon ausgehen, dass beide CIPGs-Instrumente im Rahmen ihres optischen und zeitlichen Auflösungsvermögens, unter Annahme einer Poisson-verteilten Menge an Eiskristallen in den mit PAS durchflogenen Strecken innerhalb der Wolken, vergleichbare Größenverteilungen messen. Im weiteren Verlauf des Fluges zeigen weitere Passagen durch hohe dünne Zirren (Wolken [3]-[6] in Abb. 41 rechts) weitere Indizien für die unterschiedliche Gerätesensitivität.

Wolke [2] – [6] von 05:35 – 06:40 UTC zwischen 100 – 60 hPa und $200\text{ K} < T_a < 185\text{ K}$.

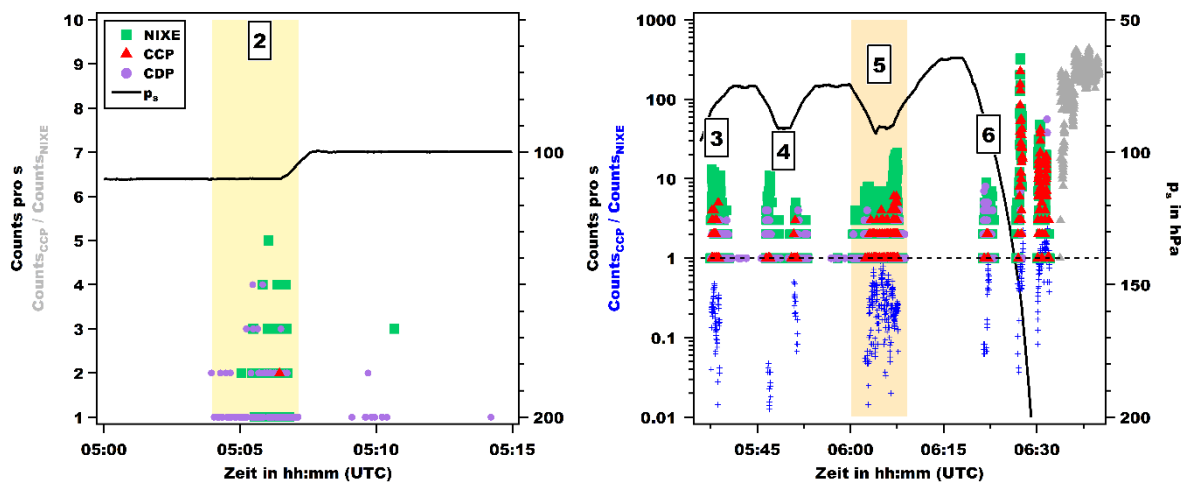


Abb. 41 Zeitreihen der Counts pro Sekunde von CCP-CIPGs (rote Dreiecke), NIXE-CIPGs (grüne Rechtecke) und CCP-CDP (violette Kreise) für Wolken [2] – [6]. Blaue Kreuze zeigen gleitende 10s-Mittel des Quotienten $Counts_{CCP}/Counts_{NIXE}$. Der statische Luftdruck p_s aus UCSE-Daten ist mit schwarzer Linie gezeichnet. Im links gezeigten Messabschnitt hatten die Instrumente keine gleichzeitigen Partikelereignisse, daher kann der Quotient der Counts nicht berechnet werden.

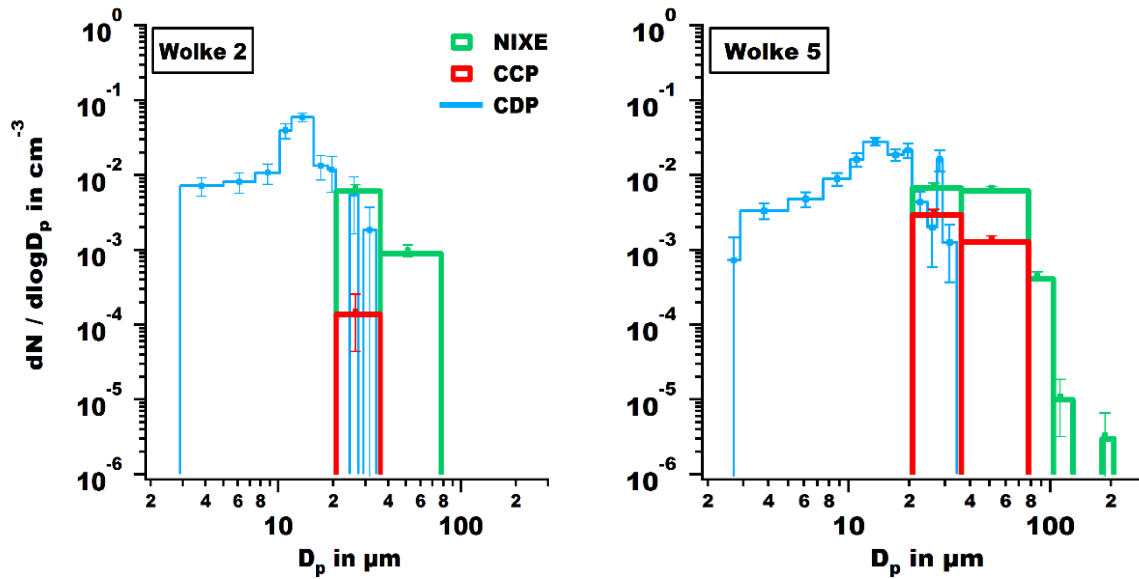


Abb. 42 Größenverteilungen von NIXE (grün), CCP (rot) und CDP (hellblau). Links für Wolke [2] (gelb hinterlegter Abschnitt in Abb. 43) und rechts für Wolke [5] (orange hinterlegter Abschnitt in Abb. 44).

Die Auswertung dieser vier Wolken [3-6], dargestellt in Abb. 41 rechts, zeigt, dass es immer wieder Abschnitte gibt, in denen CCP-CIPGs keine Partikelereignisse detektierte, während die beiden anderen Instrumente deutliche Vorkommen von Eiskristallen gemessen haben. Wenn CCP-CIPGs und NIXE-CIPGs gleichzeitig Partikel-Bilder aufgezeichnet haben, bewegt sich ihr Counts-Verhältnis zwischen $0.01 < \text{Counts}_{\text{CCP}} / \text{Counts}_{\text{NIXE}} < 1$, wie die blauen Kreuze in Abb. 41 rechts veranschaulichen. Die Messungen der CDP in ihrem gesamten Größenbereich (vgl. Abb. 41 links) bestätigen auch hier die Anwesenheit von Eiskristallen auf Höhe der CCP-Tragflächenaufhängung und schließen so eine räumliche Besonderheit der Wolke oder ein Artefakt der Mittelungszeiten aus. Umgekehrt gibt es nur einen Flugabschnitt, in dem die CCP-CIPGs allein Partikeldetektionen verzeichnet, diese wurde allerdings als Rauschen auf ihrer Diodenzeile identifiziert und im Zuge der Datenverarbeitung gefiltert (graue Dreiecke in Abb. 41 rechts oben, ab 06:36 UTC).

Zur Detailanalyse wurden Wolke-[5] mit der höchsten Anzahl von Eiskristallen gewählt und Größenverteilungen für die Instrumente berechnet, siehe Abb. 42 unten rechts. Hier verzeichnete die NIXE-CIPGs in den Größenklassen $20 \mu\text{m} < D_p < 35 \mu\text{m}$ und $35 \mu\text{m} < D_p < 75 \mu\text{m}$ durchgehend höhere Werte für die normierten Größenverteilung $dN/d\log D_p$ wie die CCP-CIPGs. Weiterhin misst NIXE-CIPGs noch Partikelereignisse zwischen $75-100 \mu\text{m}$ und registriert auch in Größenklassen $> 100 \mu\text{m}$ noch Counts, die sämtlich von CCP-CIPGs nicht erfasst werden.

3.3.1. Diskussion eines Zwischenergebnisses – Informationsverlust bei CCP-CIPGs

Es lässt sich mit diesem Vergleich von in-Situ gewonnenen Daten abschließend festhalten, dass die CCP mit hoher Wahrscheinlichkeit aufgrund der diskutierten Probleme an ihrem Laserthermistor und der daraus folgenden niedrigen Grundspannung an der Diodenzeile, die hier gezeigten Unterschiede in Counts pro Sekunde sowie Partikelgröße aufweist, was entsprechend auch die abgeleiteten Parameter wie Anzahlkonzentration, etc. betrifft. Die schwächere Ausleuchtung führt zu einem geringeren Unterschied zwischen den Spannungs- bzw. Stromsignalen bei voller Illumination gegenüber der Signalstärke während einer Partikeldetektion. Damit einher geht ein schlechteres Signal-zu-Rausch-Verhältnis, was den Messbereich des Instruments einschränkt, dass es kleine Partikel am unteren Detektionslimit bis ca. 120 μm häufiger nicht registriert, bzw. wahrscheinlich auch zu klein abbildet, wenn Graustufeninformationen verloren gehen.

Eine geringere Ausleuchtung des Bildfeldes bedeutet auch, dass die Bildfeldtiefe DOF ebenfalls eingeschränkt wird, weil das Signal zum Bildfeldrand hin früher unter ein nutzbares Signal zu Rausch-Verhältnis sinkt. Dadurch wird der Schwellwert von 50 % Abschattung bzw. Stromänderung auf den Dioden, der die Bildaufzeichnung startet seltener ausgelöst und es kommt zu einem Verlust an zählbaren Partikelereignissen. Damit sinkt die Wahrscheinlichkeit für eine Bildaufzeichnung, was sich direkt in der gemessenen Anzahl von Partikeln bemerkbar macht. Die Bilddetails nehmen ebenfalls ab, weil die Graustufen-Unterteilung in einem niedrigeren Amplitudenbereich und dessen differentiellen Unterschieden von der bildverarbeitenden Elektronik geleistet werden muss (priv. Komm mit T. Cardenas von DMT, 2018) und ebenfalls diskutiert von Korolev (2007) und Baumgardner (2017)).

Zusammenfassend gesagt; führt eine schwächere Ausleuchtung der Diodenzeile zu weniger Kontrast in der Graustufendarstellung; Das schränkt die Bildfeldtiefe ein; und ein Partikel im Randbereich des kleineren Bildfeldes erzeugt ein schwächeres Signal auf den abgeschatteten Dioden, was bei gleichen Filterkriterien dann unter Umständen verworfen wird, bzw. keine Bildaufzeichnung mehr auslöst. Diese Effekte führen zu einer geringeren Detektion von Partikelereignissen bei unveränderter Anzahlkonzentration in-Situ, die von den Instrumenten CCP-CDP und NIXE-CIPGs gemessen wurden.

3.3.2. Vergleich mit den Messergebnissen von HALOholo für Flug 08.08.2017

HALOholo ist der Name eines weiteren optisch arbeitenden Messinstruments zur Charakterisierung von Wolkenpartikeln. Im Gegensatz zu den Streulichtmessgeräten CDP und CAS sowie den 2-D bildgebenden Verfahren von CIP, CIPgs und PIP, arbeitet das Gerät mit einem holographischen Bildgebungsverfahren. Die Messmethode hat die Eigenschaft, dass ihr Probenvolumen nicht von der Partikelgröße und der Anströmgeschwindigkeit abhängt, sondern die Momentaufnahme eines stationären Probenvolumens darstellt, welches mithilfe eines Nanosekunden Laserpulses ausgeleuchtet wird. Die Frequenz der Laserpulse bestimmt den Abstand zwischen den einzelnen Messvolumen entlang des Flugweges. Für Details zum Messverfahren sei auf die Dissertation von Oliver Schlenczek verwiesen (Schlenczek, 2017).

Durch diesen Unterschied im Messverfahren bot es sich an, eine ergänzende Vergleichsstudie zu den baugleichen CIPgs-Instrumenten mit HALOholo durchzuführen. HALOholo wurde unter den Tragflächen der M-55 neben der CIP montiert (vgl. Abb. 35). Der Datensatz wurde mit den ζ -Faktoren der CCP korrigiert, denn das Instrument besitzt kein eigenes Staurohr-Messsystem. Nachfolgend wurden für dieselben Zeitabschnitte, wie sie im vorangegangenen Abschnitt für Flug 08.08.2019 diskutiert wurden, Größenverteilungen aus HALOholo Daten berechnet und zusammen mit denen von CCP und NIXE-CIPgs in Abb. 46 dargestellt.

Es zeigt sich, dass die Übereinstimmungen in Wolkenpassage 1a bis 1c sehr gut sind. In Maximum und Breite der Größenverteilungen sind die drei Instrumente in der Darstellung nahezu deckungsgleich. Auffällig ist in Fall 1a, dass HALOholo deutlich weniger 20-60 μm große Partikel detektiert als CCP- und NIXE-CIPgs. Bei der Anwesenheit von vielen großen Partikeln verschlechtert sich das S/R-Verhältnis für das untere Detektionslimit von HALOholo und in Folge werden weniger Partikel durch den Bildanalyse-Algorithmus gefunden (priv. Komm. mit O.Schlenczek 2019).

Bei den in den darauf folgenden, dünneren Zirruswolken in Wolke-[2] und -[5] sind die Maxima von CDP und HALOholo gegeneinander verschoben, wobei die Anzahlkonzentrationen in der gleichen Größenordnung liegen. Hier sieht man einen Unterschied im Messprinzip: Instrumente wie die CDP, die auf Vorwärtsstreuung basieren, tendieren dazu, bei rauen und bereiften Partikeln, ihre Größe zu unterschätzen, da die Oberflächenrauigkeit die Intensität des Streusignal reduziert (Stegmann, 2015). Dies führt zu kleineren Partikeldurchmessern bei der Größenbestimmung über die Mie-Kurven (Größenbestimmung über „Mie-Kurve“ erläutert in Molleker (2013)). Bei HALOholo führt eine geringe Signalintensität dazu, dass Partikel um 1-2 Pixel größer geschätzt werden als sie tatsächlich sind. Dies ergibt eine maximale Abweichung von 3-6 μm im Durchmesser und zusammengefasst, kann so der Unterschied in den Maxima erklärt werden (priv. Komm. mit O. Schlenczek 2019).

Die von CCP-CIPgs und NIXE-CIPgs gemessenen Größenverteilungen in Wolke-[2] und [5] stimmen mit HALOholo überein, allerdings detektierte das holografische Instrument 2-3 Größenordnungen mehr Partikel als die CCP und ca. eine Größenordnung mehr als NIXE, wie man den Größenverteilungen von Wolke-[2] entnehmen in Abb. 46 entnehmen kann. In diesen Wolkendurchflügen arbeiteten die CIPgs Instrumente an ihren unteren Detektionsgrenzen von zwei Bildpunkten (30 μm), was sich sowohl in der Größenbestimmung als auch der Zählstatistik niederschlägt. Weiterhin bestätigten die von HALOholo gemessenen Größenverteilungen in Wolke-[2] und Wolke-[5], die Messungen von NIXE-CIPgs. Diese Tatsache bestätigte, dass die im vorangegangenen Abschnitt diskutierten Unterschieden zwischen den beiden CIPgs Instrumenten existieren und keine Besonderheit der Datenlage sind, sondern tatsächlich auf die Einschränkung des CCP-CIPgs Bildfeldes und den damit einhergehenden Informationsverlust zurückzuführen sind.

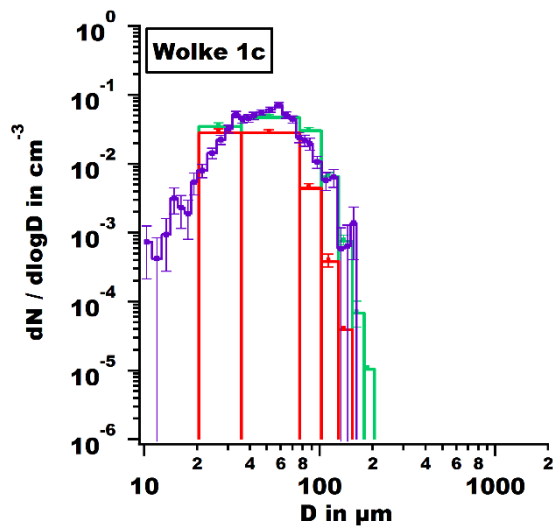
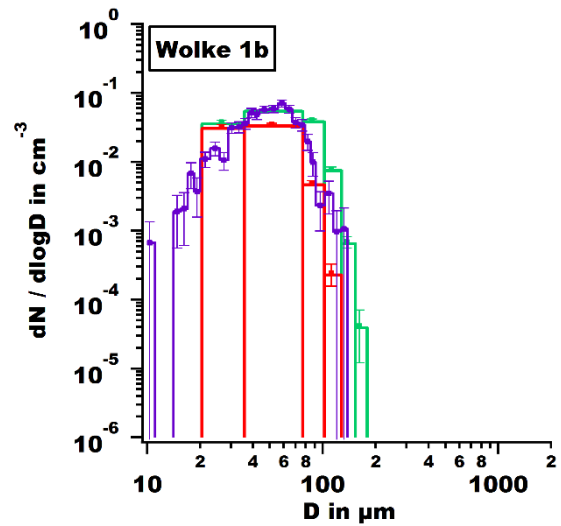
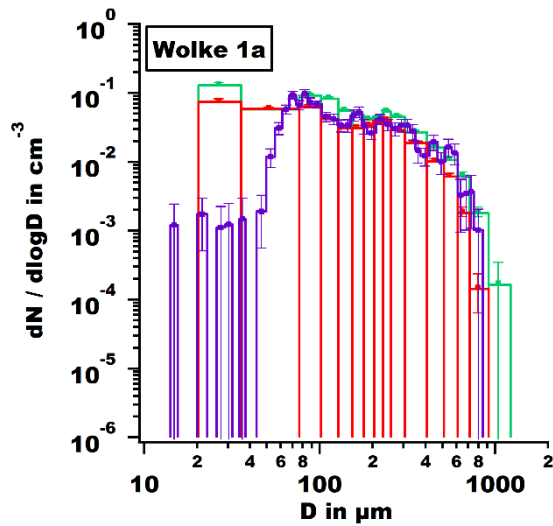


Abb. 45 Normierte Größenverteilungen von HALOholo im Vergleich mit NIXE-CIPGs und CCP-CIPGs für dieselben Messabschnitte Wolke-[1a] bis Wolke-[1c] des Fluges vom 8.08.2017 aus 1 Hz Daten der Instrumente. Grüne Balken: NIXE, rote Balken: CCP, lila Linie: HALOholo. CDP-Daten werden in dieser Abbildung nicht dargestellt.

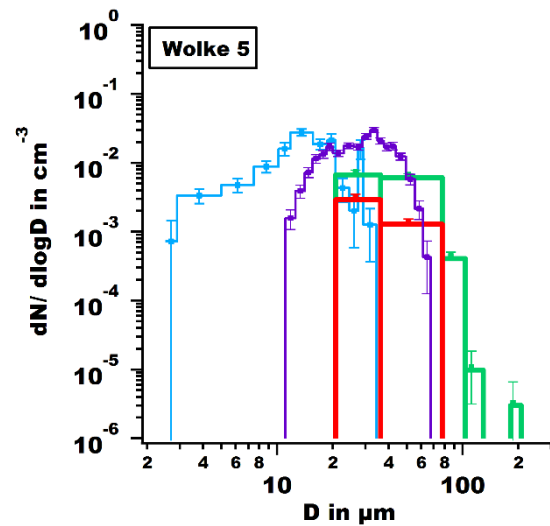
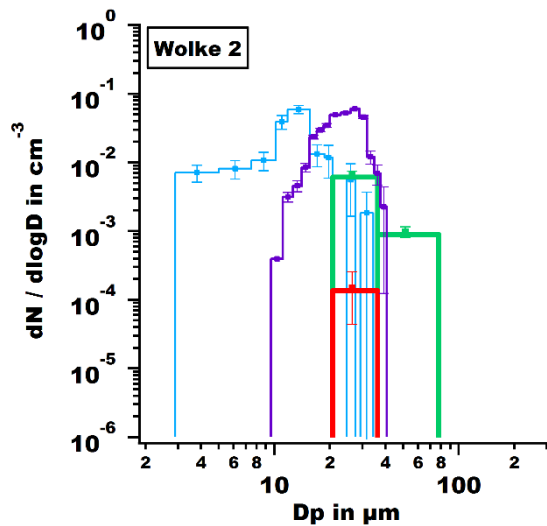
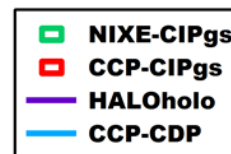


Abb. 46 Fortsetzung der normierte Größenverteilungen von HALOholo im Vergleich mit NIXE-CIPGs, CCP-CIPGs und CCP-CDP für dieselben Messabschnitte. Links: Wolke-[2] und Rechts: Wolke-[5].

Abschließend fällt auf, dass die NIXE-CIPGs in den oberen Größenklassen, während aller Wolkenpassagen noch Ereignisse detektiert, obwohl HALOholo keine Partikel mehr aufgezeichnet hat. Wie man in Abb. 46 beim Vergleich der Größenverteilungen für Wolke-[2] und Wolke-[5] erkennen kann. Hier zeigt sich ein Vorteil der 2D-bildgebenden Verfahren: Für größere Partikeln bilden die CIPGs ein größeres Messvolumen ab und damit steigt wiederum die Wahrscheinlichkeit große Partikel zu detektieren. Dieser Vorteil zeigte sich bei allen Wolkenpassagen, zumindest bei der NIXE-CIPGs (priv. Komm. mit Oliver Schlenczek, 2019 und auch beschrieben in Schlenczek (2017)).

3.4. Vergleich von CCP und NIXE am gesamten StratoClim 2017 Datensatz

Mit Blick auf die erhobenen Datensätze beider Instrumente während StratoClim 2017, zeigt sich im Vergleich ein genaues Bild ihrer Messwertverteilung. Abb. 47 zeigt oben für CCP und unten für NIXE-CAPS eine Darstellung der gemessenen Anzahlkonzentrationen N in Abhängigkeit vom mittleren Durchmesser D für alle StratoClim Flüge 2017 als 1-Hz Daten. Dabei wurden nur Messdaten in Temperaturbereichen kälter als $T_a < 235$ K verwendet. In diesem Bereich gelten die gemachten Schlussfolgerungen für Eispartikel. Bei wärmeren Temperaturen im Bereich der Mischphasen oder Flüssigwasserwolken hingegen würde die Vergleichbarkeit der Daten dadurch erschwert, dass in Mischphasenwolken z.B. die Anzahl an irregulär geformten und optisch inhomogenen Eiskristallstrukturen (Aggregate, Rosetten, Nadeln, Wasser-Eis Mischung) stark zunimmt (Korolev et al. 2017). Dies würde eine hohe Messunsicherheit in der Partikelgrößenbestimmung mit sich bringen (vgl. Abb. 7) und die Vergleichbarkeit der Messdaten und Abschätzung der Einflüsse von Instrumenten-Hardware und Auswertungsmethode erschweren.

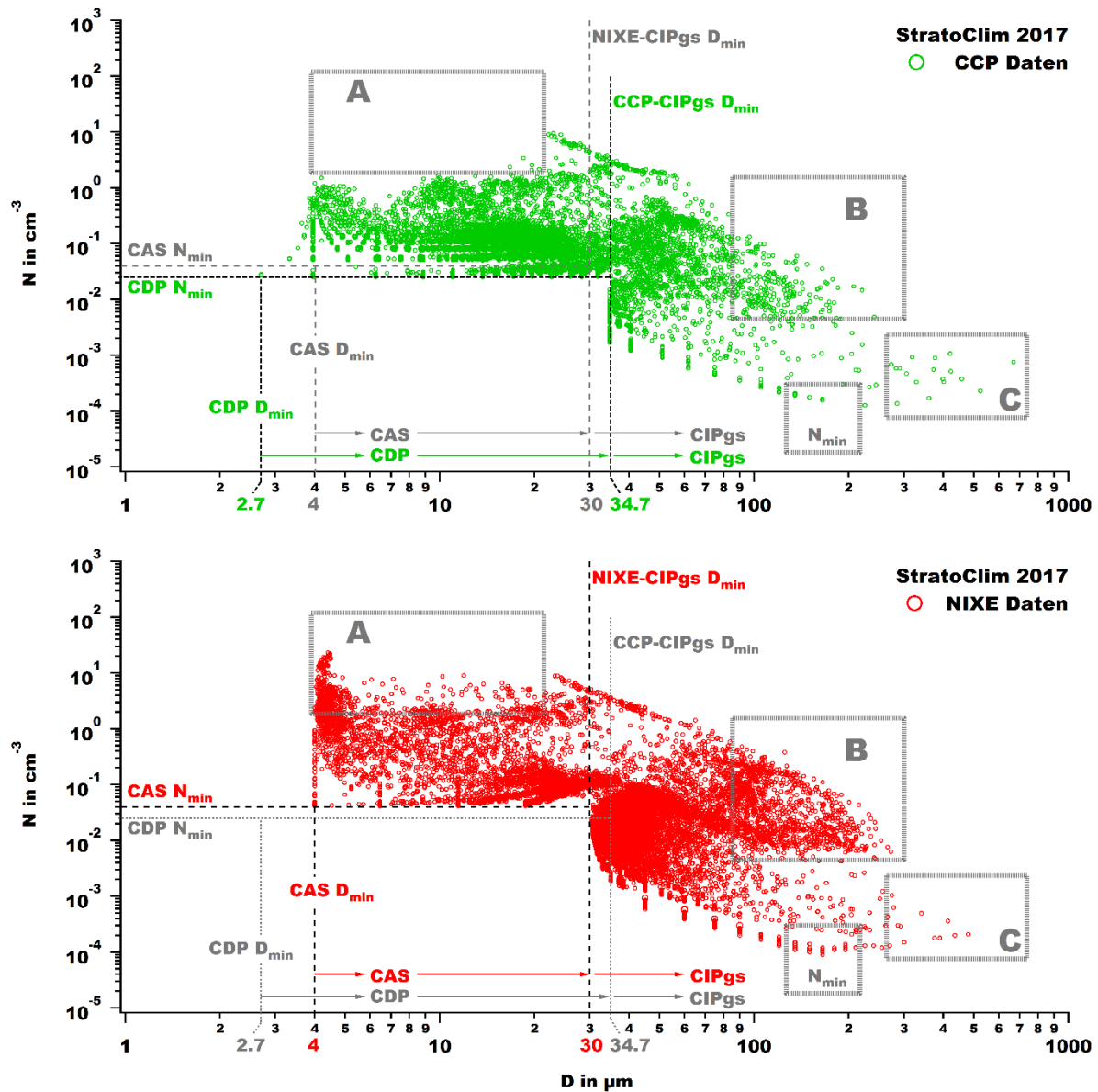


Abb. 47 Anzahlkonzentrationen N in Abhängigkeit vom mittleren Durchmesser D für alle StratoClim Flüge 2017 aus 1-Hz Daten von CCP und NIXE. Dargestellt sind Messwerte für Temperaturbereiche kälter als $T_a < 235 \text{ K}$ und für Größenbereiche der Instrumente von $D_{\text{CCP}} = \{2.5\text{--}940 \mu\text{m}\}$ und $D_{\text{NIXE}} = \{4.0\text{--}940 \mu\text{m}\}$. CCP-Daten sind in der oberen Grafik mit grünen Kreisen und NIXE-Daten in der unteren Grafik mit roten Kreisen eingezeichnet.

Da die Datenstruktur wie z.B. Größenklasseneinteilung sich für die Instrumente CDP und CAS unterscheiden, wurde für die Darstellungen in Abb. 47 als bester Kompromiss zwischen den beiden Datensätzen der CAS-Messbereich von NIXE-CAPS erst ab $4 \mu\text{m}$ Durchmesser verwendet.

Als erstes fällt in Abb. 47 links die untere Detektionsgrenze der Anzahlkonzentration $N_{\min}$ auf, die für beide Streulichtmessgeräte CAS und CDP mit gestrichelten horizontalen Linien eingezeichnet ist. Für $(N_{\min})_{\text{CAS}} = 0.04 \text{ cm}^{-3}$ und für $(N_{\min})_{\text{CDP}} = 0.027 \text{ cm}^{-3}$. Gleichzeitig sind $D_{\min}$ von CDP und CAS bei $2.7 \mu\text{m}$ bzw. $4.0 \mu\text{m}$ markiert. Sie stellen die Mittelwerte der jeweils ersten Größenklasse der Geräte dar. Der erste deutliche Unterschied zwischen den beiden Instrumenten findet sich im Bereich A, der sich von $4 \mu\text{m} < D < 20 \mu\text{m}$ erstreckt. Der Bereich zeigt bereits visuell signifikante Unterschiede in der Menge der detektierten Partikel in diesem Größenbereich, sichtbar an der Abwesenheit grüner CCP-Datenpunkte.

Während NIXE-CAS Anzahlkonzentrationen von $10\text{-}30\text{ cm}^{-3}$ in diesem Bereich misst, detektiert die CDP eine Größenordnung weniger Partikel mit einem N_{max} von 1 cm^{-3} bis höchstens 2 cm^{-3} , oder sogar gar keine Partikel (vgl. Bereich A in Abb. 47 unten).

Im Bereich ihrer ersten Größenklasse von $2.5 - 2.9\text{ }\mu\text{m}$ zeichnete die CDP insgesamt nur sehr wenige Daten auf, hier arbeitet das Gerät an seiner unteren Sensitivitätsgrenze. Die darauffolgenden Größenklassen-Mittelwerte der CDP von $3.95\text{ }\mu\text{m}$ und $6.25\text{ }\mu\text{m}$ sind als vertikale Häufungslinien der Messwerte in der $N(R)$ -Darstellung erkennbar. Zudem sind die unteren Detektionsgrenzen für N der CAS mit $N_{min} = 0.04\text{ cm}^{-3}$ und der CDP mit $N_{min} = 0.02\text{ cm}^{-3}$ bis zum Übergang in den NIXE-CIPGs-Messbereich ($31.4\text{ }\mu\text{m}$) und CCP-CIPGs-Messbereich ($34.7\text{ }\mu\text{m}$) deutlich sichtbar.

Die Unterschiede in den unteren CIPGs-Detektionsgrenzen für D bedingen sich durch die unterschiedliche Lage der Übergangs-Größenklasse und deren Breite bei der Auswertung der Bilddatensätze beider Instrumente: Die Übergangsgrößenklasse von NIXE-CAS zu NIXE-CIPGs erstreckt sich von $22.5\text{ }\mu\text{m} < D < 37.5\text{ }\mu\text{m}$ und die Übergangsgrößenklasse von CCP-CDP zu CCP-CIPGs liegt zwischen $34.4\text{ }\mu\text{m} < D < 35\text{ }\mu\text{m}$. Beide treten in der Datenstruktur in Abb. 47 deutlich hervor.

Ein weiterer markanter Bereich ist mit N_{min} umrahmt: Hier zeichnen sich die Mittelwerte der Größenklassen-Einteilungen beider Instrumente mit vertikalen Häufungslinien an deren unteren Detektionsgrenze von ca. $N_{min} = 10^{-4}\text{ cm}^{-3}$ ab. Der Bereich von N_{min} lässt auch darauf schließen, dass die NIXE um einen Faktor 2 - 4 niedrigere N detektieren kann als die CCP, wie sich aus dem Vergleich der Lage der Datenpunkte auf der Ordinate ergibt. Dafür liefert die CCP am oberen Ende des Größenspektrums (trotz Laserproblematik) bessere Aufnahmen, denn sie zeichnete deutlich häufiger Eiskristalle am oberen Ende des Größenspektrums auf als NIXE-CAPS, wie man aus dem Vergleich der Datenpunkte in Bereich C ablesen kann. Die Problematik der schlechteren Bildausleuchtung der CCP-CIPGs aufgrund ihres defekten Laserthermistors, zeigt sich wiederum sehr deutlich im Bereich B, der einen Größenbereich von $90 - 300\text{ }\mu\text{m}$ umfasst. Das Instrument detektierte hier bis zu einer ganzen Größenordnung weniger Eiskristalle als NIXE-CAPS. Auch die Dichte der grünen Datenpunkte ist im Vergleich zu den roten Messpunkten geringer, d.h. die Gesamtanzahl von Messdaten fällt niedriger aus. Weitere wichtige Kenngrößen wie Partikeldurchmesser, effektiver Radius sowie deren höheren statistischen Momente wie Flächendichte und Varianz von R_{eff} werden in den nachfolgenden Grafiken in Abb. 48 dargestellt. Jeder Punkt repräsentiert einen 10 s Mittelwert der 1 Hz Messdaten.

Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung von N mit einer leichten Dispersion der Messwerte, wenn die Konzentrationen gering sind (Abb. 48 oben links). Der mittlere Durchmesser von NIXE-CAPS hingegen, fällt um einen Faktor 2 größer aus als der von CCP (Abb. 48 Mitte links, rote Linie).

Dabei ist der untere Messbereich von $2.5 - 15\text{ }\mu\text{m}$, in dem CAS und CDP miteinander verglichen werden, wenig davon betroffen. Hier streuen die Werte um die 1:1 Linie (rot), wie man auch in den grau hinterlegten 1-Hz Daten erkennen kann. Ebenso sind sie am oberen Ende des Größenspektrums ab ca. $100\text{ }\mu\text{m}$ wenig davon betroffen, hier gruppieren sich die Messwerte wieder mehr entlang der 1:1 Linie. Ein ähnliches und noch deutlicheres Bild zeigt sich beim 1:1 Vergleich der effektiven Radien R_{eff} , dabei beträgt der Faktor 2.5 zwischen CCP und NIXE. Im unteren R_{eff} Bereich bis ca. $15 - 20\text{ }\mu\text{m}$ liegen die beiden Instrumente auf der 1:1 Linie, dann folgt ein mittlerer Bereich bis ca. $80\text{ }\mu\text{m}$ in dem NIXE deutlich größere R_{eff} ermittelt hat, hier liegt der Faktor zwischen den Instrumenten teilweise deutlich über 2. Im Bereich großer Eiskristalle nähern sich die Instrumente in ihren R_{eff} erneut an, ab einem R_{eff} von ca. $100\text{ }\mu\text{m}$ tendiert die Werteverteilung wieder in Richtung 1:1 Linie (Abb. 48 unten links). Der Vergleich der Varianzen von R_{eff} bestätigt dieses Bild ($\text{Var}(R_{eff})$ in Abb. 48 unten rechts).

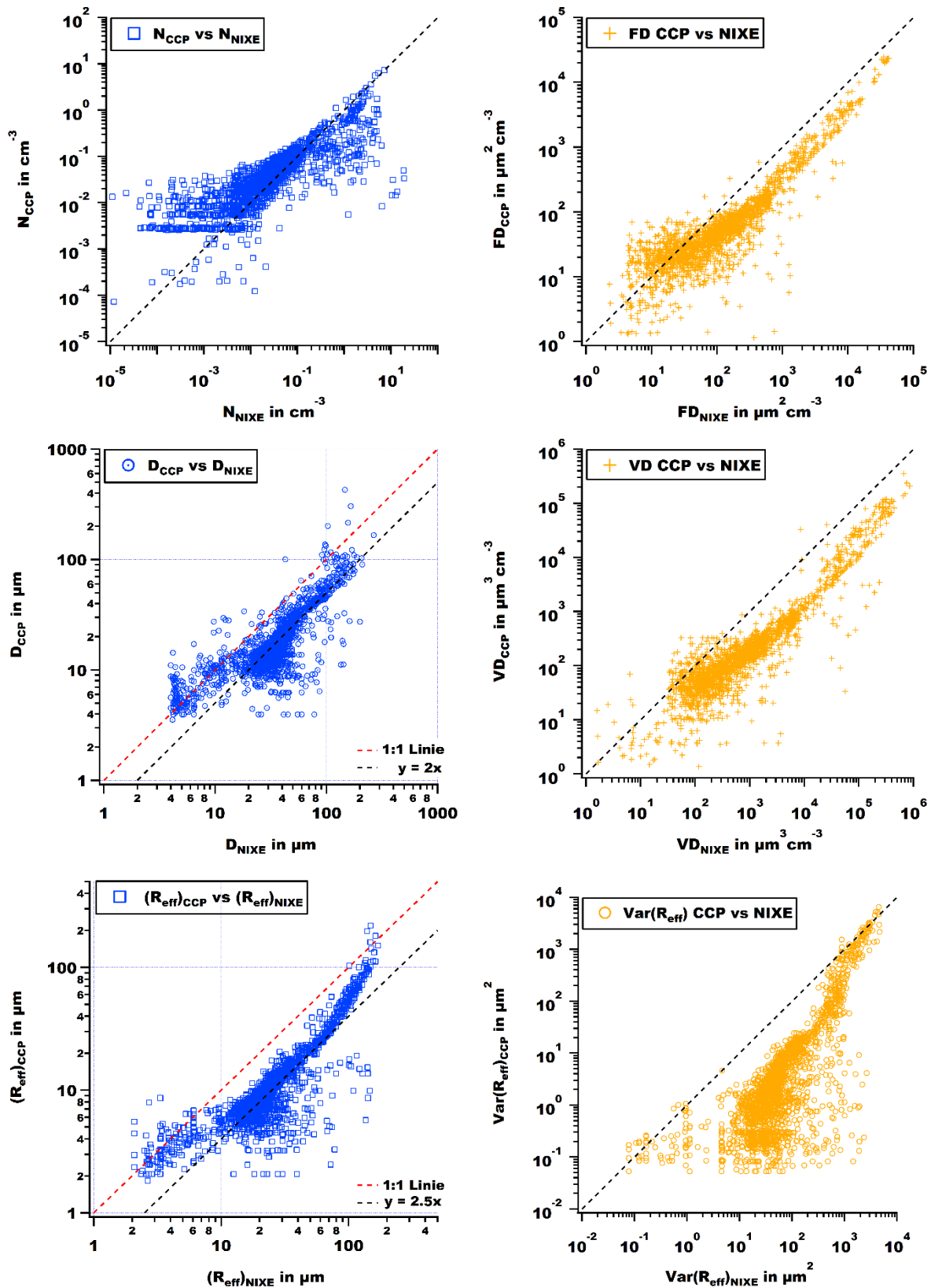


Abb. 48 1:1 Vergleiche von CCP zu NIXE Messdaten für StratoClim 2017. Oben links: N_{CCP} über N_{NIXE} , Mitte links: D_{CCP} über D_{NIXE} , Unten links: $(R_{eff})_{CCP}$ über $(R_{eff})_{NIXE}$, Oben rechts: FD_{CCP} über FD_{NIXE} , Mitte rechts: VD_{CCP} über VD_{NIXE} , Unten rechts: $\text{Var}(R_{eff})_{CCP}$ über $\text{Var}(R_{eff})_{NIXE}$. Die dargestellten Daten sind 10s-Mittelwerte aller StratoClim Flüge 2017 für Temperaturbereiche kälter als 235 K. Der NIXE-Datensatz wurde ab $D_{min} = 3 \mu\text{m}$ berechnet, der CCP-Datensatz ab $D_{min} = 2.5 \mu\text{m}$.

Der Unterschied in den ermittelten Partikelgrößen spiegelt sich sowohl im Vergleich der R_{eff} , als auch bei den 1:1 Vergleichen von Flächendichte FD und Volumendichte VD wieder. Die FD bzw. VD wurde nach Schumann et al. (2011) berechnet und Ihre Definitionen werden in Abschnitt 4.5 erläutert.

Wie in den Grafiken in Abb. 48 rechts oben und rechts mittig zu erkennen ist, liegt die Verteilung auf der Seite der NIXE-Messwerte und nähert sich nur für niedrige Werte der 1:1 Linien an. Der Informationsverlust ist daher auf Seiten der CCP-CIPGs, sowohl bei der gemessenen Gesamtanzahl der Partikel wie auch bei den ermittelten Partikelgrößen aufgetreten. Diese Unterschiede ergeben sich nicht aus verschiedenen Auswertungsprozeduren. Beide CIPGs-Datensätze wurden nach derselben Bildauswertungsmethode ASM mit SODA3, sowie identischen Einstellungen bei der weiteren Datenverarbeitung in IGOR analysiert (Kriterium für die Bildfeldtiefe „All-in“, effektive Diodenzeilenweite und Bild-Filterkriterien identisch: Filter für $AR > 0.2$ & $ASPR > 0.3$, Rauschfilter aktiv, Interarrival-Time Filter aktiv (0.1 ms) und Größenklassen-Einteilung identisch).

3.5. Die Vorteile der doppelten Instrumentenführung bei Messkampagnen

Eine zweifache Ausrüstung mit dem gleichen Messgerät bietet für eine Messkampagne die Vorteile der Redundanz und Vergleichbarkeit der Messergebnisse, und damit auch eine Konsistenzprüfung der Daten, wie es in den vorangegangenen Abschnitten diskutiert wurde. Im Folgenden soll die Möglichkeit geprüft werden, ob es sinnvoll ist, die erhobenen StratoClim 2017 Datensätze der CIPGs-Instrumente zu einem einzigen Datensatz zu kombinieren. Das so entstehende virtuelle Instrument hätte ein dementsprechend „doppeltes“ Messvolumen und damit auch eine günstigere Zählstatistik pro Messabschnitt gegenüber dem Einzelinstrument.

3.5.1. Herleitung eines kombinierten Messvolumens beider CIPGs-Instrumente

Die Kombination beider Messvolumina setzt deren thermodynamische Vergleichbarkeit voraus, die während in-Situ Messungen aufgrund der diskutierten, instrumentenspezifischen Unterschiede und Anströmungsverhältnisse erstmal verschieden sind. Hinzu kommen systematischen Fehlerquellen, die von unterschiedlich kalibrierten Sensoren stammen, sowie die Probleme des optischen Systems der CCP. Die von Weigel et al. (2016) eingeführte Korrektur der Messvolumen von Unterflügelsonden schafft durch ihren Bezug der Instrumenten-Messvolumen auf ein einheitliches Referenzsystem (dort die meteorologischen Messgrößen der Flugavionik) eine thermodynamisch korrekte Basis für eine Vergleichbarkeit der Instrumente. Dadurch eröffnet sich die Möglichkeit bei mehrfach vorhandenen Geräten, diese wie ein Instrument mit einem Messvolumen zu behandeln, dass eine Kombination aus beiden Einzelvolumina darstellt. Die sich hieraus ergebenden Vor- und Nachteile werden im Folgenden erläutert.

Für die Zusammenlegung der Messvolumen muss eine Annahme gemacht werden, die in dieser Form in der aktuellen Literatur bislang nicht näher diskutiert wird. Wenn ein Instrument kein Partikel detektiert, ist der allgemein verwendete Ansatz, dass damit das Messvolumen nicht definiert ist, denn das SV definiert sich über den gemessenen Partikeldurchmesser (Siehe Abschnitt 2.5.3). Die Datensätze der Instrumente liegen zuerst als Zeitreihen von Bilddaten und meteorologischen Parametern vor und werden dann durch die Software-Auswertung in Matrizenform gebracht, wie z.B. **Counts_{ij}** oder **SV_{ij}**. Bei der Auswertung sind jene Fälle nicht definiert, in denen kein Partikel gemessen wurde, d.h. **Counts_{ij} = 0**, und damit **D_{s,ij} = NaN**, wie auch das Messvolumen **SV_{ij} = NaN**. Die Abkürzung **NaN** steht in den Programmiersprachen IDL und IGOR für „Not a Number“, d.h. keine Zahl im mathematischen Sinne.

Daraus folgt, dass die rechnerische Addition der gemessenen SV -Matrizen aufgrund der „NaN“ bzw. mathematisch undefinierten Einträge nicht möglich ist. Dies war aber notwendig, damit man beide Datensätze zu einem Gesamtdatensatz kombinieren konnte und die entsprechenden Datenprodukte wie N und D_i oder R_{eff} berechnen konnte. Dabei kam es beim Vergleich der Datensätze sehr häufig vor, dass eines der beiden Geräte in Flugsekunde i und Größenklasse j keine Daten aufgezeichnet hat, wo hingegen das andere Instrument, währenddessen Partikel detektierten, wie man Abb. 49 oder Abb. 50 entnehmen kann. Um eine rechnerische Addition der Matrizen zu ermöglichen, wurde daher das Messvolumen $SV_{ij} = 0$ definiert, wenn kein Partikel, d.h. $Counts_{ij} = 0$ detektiert wurde. Eine direkte Zusammenführung der rohen Bilddatensätze war nicht möglich, weil diese zuerst mit den instrumentenspezifischen Randbedingungen ausgewertet werden mussten, wie z.B. PAS , SV und ξ -Korrektur. Erst dann waren die prozessierten Datensätze thermodynamisch vergleichbar und konnten zusammengeführt werden. Hinzu kam die Besonderheit der NIXE-CAPS mit ihrer Modellfunktion für die ξ -Korrektur (siehe Tabelle 4 und Abb. 37).

Zusätzlich wurden in dem Datensatz die Fälle identifiziert, bei denen beide Instrumente exakt gleichzeitig ein Partikelereignis pro Sekunde und Größenklasse gemessen haben, also Bilder, die identische Zeitstempel aufwiesen. Dieser Fall ist im Auswertungsalgorithmus für ein einzelnes Instrument nicht vorgesehen und daher wurden zu einem Zeitwert $5 \cdot 10^{-5}$ s hinzuaddiert. Das war die einfachste Lösung diesen Sonderfall in den bestehenden Auswertungs-Algorithmus zu integrieren. Im diskutierten Datensatz betraf das rund 0.5 % der Messwerte.

Für das Verständnis des erweiterten Messvolumen-Begriffs DSV , sei kurz erläutert, wie sich der Ansatz für die Berechnung der SV - und $Counts$ -Matrizen darstellt. Die Menge m an Partikelbildern mit ihren daraus bestimmten Durchmessern D_m wird nach j -Größenklassen für alle Messsekunden i in 1 Hz Intervallen eingeteilt und ihr jeweiliges Messvolumen SV_m berechnet. Eine Wahl größerer Intervalle ist möglich. SV_m wird in einer Matrix SV_{gesamt} pro Sekunde i und Größenklasse j aufsummiert

$$SV_{gesamt,ij} = \sum_{ijm} (SV_m)_{ij} \quad (26)$$

Dabei wird für jede Zuordnung eines D_m pro Messsekunde i und Größenklasse j ein Zählerereignis (+1) in eine $Counts_{ij}$ Matrix geschrieben

$$Counts_{ij} = \sum_{ijm} (Counts_m)_{ij} \quad (27)$$

Daraus folgt $SVmean_{ij}$, der ξ -korrigierten, mittleren Messvolumen-Matrix des Instruments mit

$$SVmean_{ij} = \frac{SV_{gesamt,ij}}{Counts_{ij}} \cdot \frac{1}{\xi_{ij}} \quad (28)$$

Die differenzielle Anzahldichte-Matrix dN_{ij} ergibt sich anschließend zu

$$dN_{ij} = \frac{Counts_{ij}}{SVmean_{ij}} \quad (29)$$

Aus dN_{ij} ergeben sich die weiteren Messprodukte wie z.B. Anzahlkonzentration, normierte Größenverteilungen oder effektive Radien. (vgl. Unterabschnitt 2.5.1 und Klingebiel (2015)). Die $SVmean_{ij}$ -Matrizen wurden dann gemäß der zuvor gemachten Annahmen an den Stellen i,j gleich Null gesetzt, für die $Counts_{ij} = 0$ war, damit die Berechnung von DSV nach folgendem Ansatz durchgeführt werden konnte.

$$dN_{DSV} = \frac{Counts_{CCP} + Counts_{NIXE}}{SVmean_{CCP} + SVmean_{NIXE}} \quad (30)$$

Es addieren sich also die Zählereignisse $Counts_{ij}$ pro Messsekunde und Größenklasse der Instrumente und ihre korrespondierenden, mittleren Messvolumen $SVmean_{ij}$, auch für den Fall, dass eines der Instrumente in Sekunde i und Größenklasse j keine Daten aufgezeichnet hat. Daraus ergeben sich für dN_{DSV} folgende Möglichkeiten, wie Abb. 49 anhand eines Beispiels aus StratoClim Flug 10.08.2017 veranschaulicht. Es haben beide Instrumente pro Messsekunde i und Größenklasse j eine bestimmte Menge Partikel gemessen, wie in Abschnitt [1] in Abb. 49, dann entspricht dN_{DSV} einer mittleren Anzahlkonzentration aus beiden Instrumenten. Diese mittlere Anzahlkonzentration ist dabei nach SV- und Counts-Anteilen gewichtet. Dasselbe gilt für andere Messprodukte wie z.B. dem mittleren Durchmesser (vgl. Formel (30) und Abb. 49-Abb. 51).

Für Messabschnitte, in denen nur eines der beiden Instrumente Partikel detektiert hat, wie beispielsweise in Abschnitt [2] in Abb. 49, wird auch nur dessen Messvolumen zur Berechnung von dN_{DSV} verwendet. Das dN_{DSV} entspricht für diesen Fall dem dN des jeweiligen Instruments. Dies gilt sowohl für ganze Intervall-Abschnitte wie in [2] (1 Hz Mittel der m-Messwerte für D), als auch Fälle in denen nur eine Größenklasse eines Instruments zum Zeitpunkt i keine Counts aufweist, denn die Addition an der Stelle i,j ist aufgrund der Nullsetzung möglich. Hat keines der beiden Instrumente ein Partikel detektiert, bleibt, wie auch im Falle eines einzelnen Instruments, dN_{DSV} undefiniert.

Die beiden Datenprodukte Anzahlkonzentration N und mittlerer Durchmesser D_5 wurden für den Flugabschnitt in Abb. 51 in 1 Hz Intervallen berechnet. Der Vergleich mit dem arithmetischen Mittel aus beiden Instrumenten (blaue Kreuze) zeigt, dass das DSV (grüne Kreise) einen mittleren, gewichteten Wert zwischen beiden Instrumenten abbildet (vgl. Abb. 51 oben). Der arithmetische Mittelwert liefert z.B. für Abschnitt [2] für N einen um Faktor 0.5 verminderten Wert (Abb. 49), weil nur ein Messgerät Daten ausgezeichnet hat. Das entspricht nicht der physikalischen Situation in der Wolke. Ebenso ist für Fall [2] der mittlere Durchmesser aufgrund der Division durch Null nicht definiert (siehe Abb. 51). Dies gilt für alle Quotienten aus beiden Instrumenten. Ebenso können höhere Momente der Partikelpopulation, wie z.B. R_{eff} oder IWC nicht dargestellt werden.

Die Berechnung mit der DSV-Methode ist daher eine Möglichkeit die CIPGs-Datensätze miteinander zu kombinieren und dabei weiterhin alle Datenprodukte aus dem erweiterten Datensatz zu berechnen. Durch die Erweiterung des Messvolumens erhöht sich zudem die Wahrscheinlichkeit auf ein Zählereignis pro zurückgelegte Flugstrecke und Messzeit während einer Wolkenpassage mit Anzahlkonzentration N . Damit verkürzt sich die notwendige Messzeit und Strecke bis zu einer zählstatistisch ausreichenden Probengröße. Das ist für Messungen in sehr dünnen vereisten Wolken und Zirren von Vorteil, insbesondere wenn diese Wolken räumlich begrenzt auftreten, wie z.B. als konvektives Ausströmen oder Überschießen von Gewitterzellen. Bei dichten Eis- oder Mischphasen Wolken und auch Flüssigwasserwolken hat die Methode möglicherweise das Potential neue Erkenntnisse zur kleinskaligen Struktur innerhalb der Wolken zu liefern, wie im nächsten Abschnitt diskutiert wird.

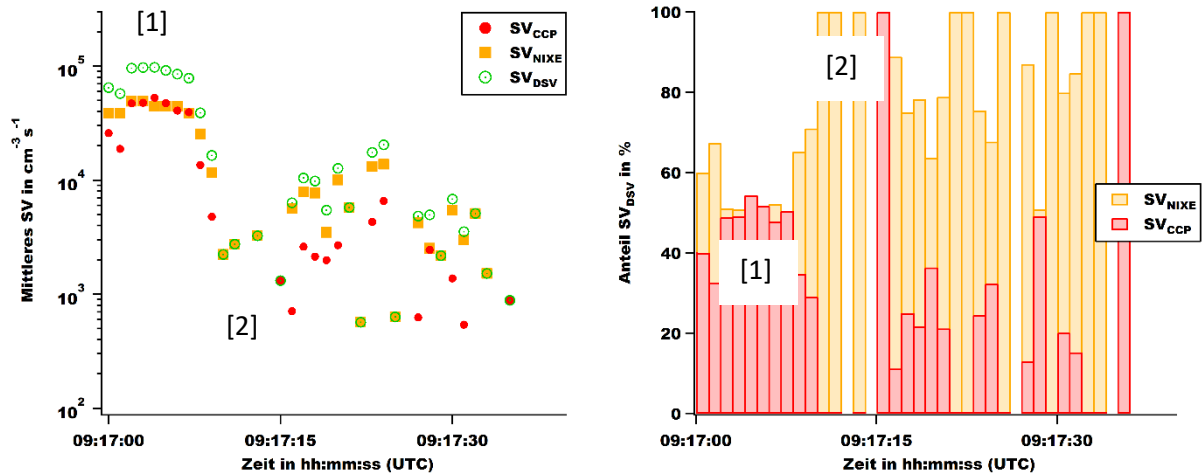


Abb. 49 Links: Mittleres Messvolumen SV pro Sekunde für StratoClim Flug 10.08.2017 des dargestellten Zeitabschnitts. Rote Kreise stehen für das SV_{CCP} , gelbe Vierecke für SV_{NIXE} und grüne Kreise für das kombinierte SV_{DSV} beider Instrumente. Rechts: prozentualen Anteil der Instrumente am gemeinsamen SV_{DSV} .

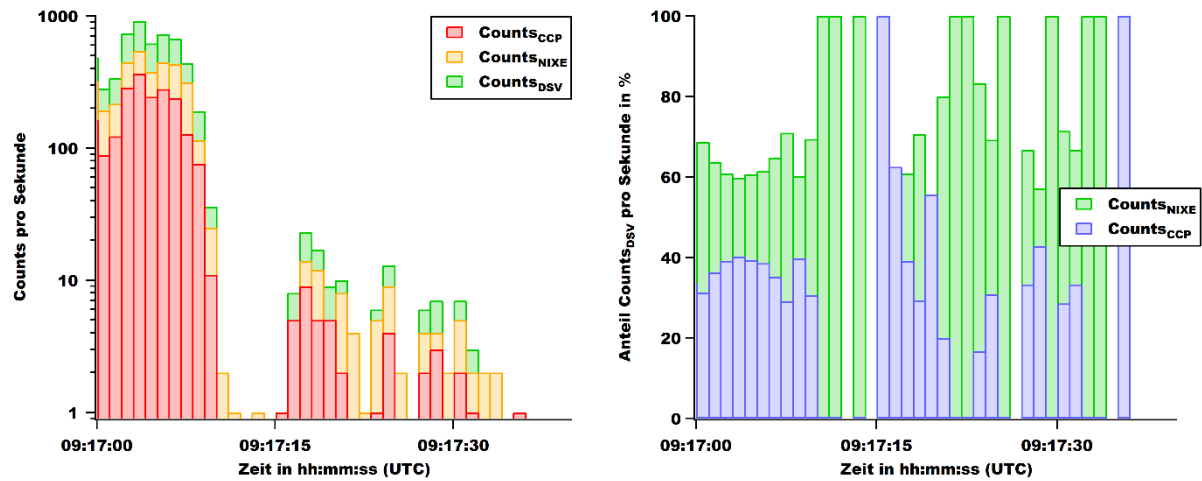


Abb. 50 Links: Counts pro Sekunde und Messgerät sowie $Counts_{DSV}$ für denselben Flugabschnitt wie in Abb. 49. Rechts: Prozentualen Anteil der Counts pro Instrument und Sekunde am gemeinsamen $Counts_{DSV}$.

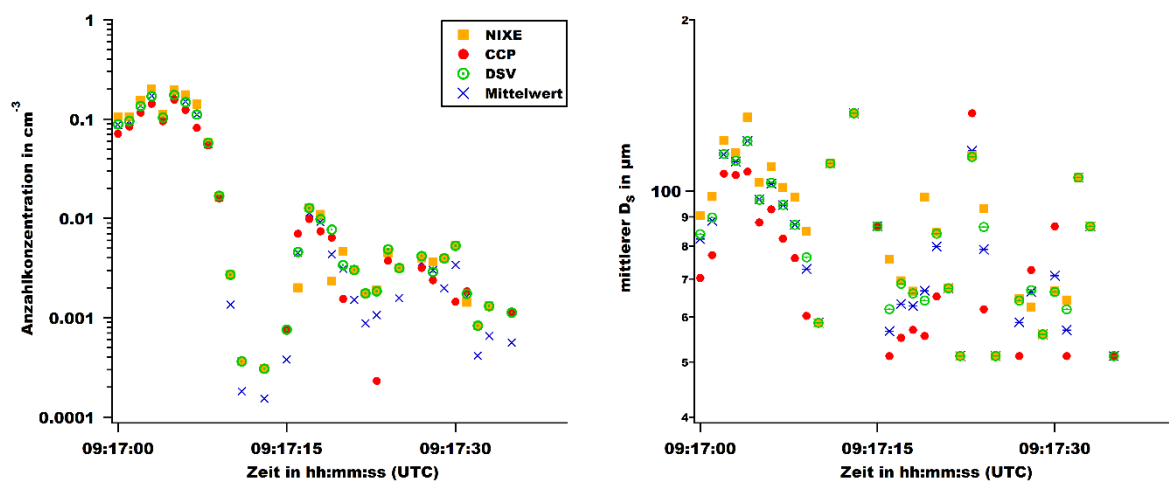


Abb. 51 Anzahlkonzentrationen (links) und Durchmesser D_5 (rechts) der einzelnen Instrumente für denselben Flugabschnitt wie in Abb. 49. CCP-Daten sind mit roten Kreisen, NIXE mit gelben Rechtecken und die DSV-Berechnung mit grünen Kreisen gezeichnet. Zum Vergleich ist der arithmetische Mittelwert aus beiden Instrumenten in blauen Kreuzen dargestellt.

3.5.2. Diskussion des kombinierten Messvolumens

Zwei CIPGs-Datensätze zu kombinieren hat den Vorteil, dass sich die Zählungen der Partikel erhöhen und damit sich auch das Messvolumen erhöht. Prinzipiell ist die Zählstatistik des kombinierten Messvolumens für einen beliebigen Mittelungszeitraum gegenüber dem einzelnen Instrument verbessert, denn die Wahrscheinlichkeit ein Partikel pro Zeit und Streckeneinheit während einer Wolkenpassage mit Anzahldichte N zu detektieren ist aufgrund des vergrößerten Wahrscheinlichkeitsraumes (Die zwei Messvolumen der Geräte) den ein Partikel passieren kann, entsprechend erhöht. Dementsprechend verringert sich die notwendige Messzeit und damit Flugstrecke bis eine nach Wendisch und Brenguier (2013) signifikanten Probengröße n von mindestens $n = 100$ Zählereignisse erreicht ist, die zu einer akzeptablen Messunsicherheit Δn bei der Zählung führt mit $\Delta n = \frac{1}{\sqrt{n}} \leq 0.1$. Kürzere Messabschnitte von Wolkenpassagen und insbesondere solche mit geringen Anzahlkonzentrationen pro Sekunde wie z.B. Subvisible-Zirren können dadurch zählstatistisch belastbarer ausgewertet werden.

Allerdings ist bei dieser Überlegung zu bedenken, dass dabei, wie in Kapitel 2.5.1 diskutiert wird, die Messunsicherheiten bei der Partikelgrößenbestimmungen und die damit verbundenen SV-Messunsicherheiten für beide Instrumente jeweils berücksichtigt werden müssen. Da in Kapitel 2.5.1 bereits gezeigt werden konnte, überwiegt die SV Fehlergröße den zählstatistischen Fehler sowohl für hohe als auch niedrige Anzahlkonzentrationen (vgl. Abb. 21). Daher verbessert oder verringert sich die Gesamt-Messunsicherheit mit der Einführung eines doppelten Probenvolumens nicht. Sie stellt eine Linearkombination aus den beiden Einzelvolumen und ihren Messunsicherheiten dar. Die Partikel-Größenbestimmung aus den Bilddaten bleibt daher der limitierende Faktor, auch für die Messunsicherheiten eines zusammengeführten Messvolumen DSV, zumal die Größenbestimmung der Partikel quadratisch in die Bestimmung des Messvolumens einfließt.

Eine andere Möglichkeit, die für zukünftige Messkampagnen und die Neu-Auswertung vorhandener Datensätze mit doppelter Instrumentierung interessant sein könnte, ist die das sich aus zwei Datensätzen möglicherweise Aussagen zu einer räumlichen Verteilung von Hydrometeor- und insbesondere Eispartikel-Populationen treffen ließen, die über bekannte Annahmen hinausgehen. Dafür wäre eine weiterführende Untersuchung der zeitlichen und räumlichen Verteilung der gezählten Partikelereignisse im kombinierten Messvolumen notwendig. Arbeiten von Kostinski und Jameson (2002) und später Larsen (2012), sowie Larsen, Briner und Böhner (2014) haben mit der Korrelation radialer Verteilungsfunktionen (Shaw, 2003) von in-Situ gemessenen Zeitreihen von Anzahlkonzentrationen zeigen können, dass für flüssige Hydrometeore eine kleinteilige, räumliche Struktur innerhalb von warmen Wolken vorkommt, die über eine homogene Poisson-Verteilungen der Hydrometeore hinaus geht, das sogenannte „*Raindrop-Clustering*“. Diese Methoden sind prinzipiell auch auf Messungen von Hydrometeoren in der Eisphase anwendbar. Kostinski und Jameson (2002) schlugen weiterhin vor, dass es bei der Auswertung der räumlichen Verteilungsfunktionen von Vorteil sein könne, wenn man die Partikel-Koinzidenzen aus Volumenzählstatistiken zweier baugleicher, optischer Messgeräte, die in einem fixen Abstand zueinander angebracht sind, miteinander vergleicht. Dieser Vorschlag ist bislang, nach aktuellem Stand der Literatur, experimentell nicht umgesetzt worden und könnte Ausgangspunkt einer neuen Datenauswertung auf Grundlage der DSV-Methode sein.

3.6. Diskussion des Instrumentenvergleichs

Die Bedingungen, unter denen die Messungen, während StratoClim stattfanden, haben die Geräte über ihre angegebenen Operationslimits von 50,000 ft bzw. 120 hPa Druckhöhe hinaus belastet. Das führte zu Abweichungen bei den Messungen der Basis-Parameter wie Druck und Temperatur. Der Vergleich zeigte auch, dass es weiterhin für eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse von Vorteil wäre, wenn die Gerätesensoren vor einer Kampagne auf eine gemeinsame Referenz kalibriert würden. Damit wären systematische Messunsicherheiten ausgeschlossen. Auch während Messkampagnen wäre es sinnvoll die Sensoren zu recalibrieren.

Das zeigten insbesondere die Messungen der Umgebungstemperatur, die im zunehmenden Maße im Laufe der Kampagne voneinander abwichen. Weiterhin zeigten die NIXE-CAPS Sensoren der statischen und dynamischen Druckmessung systematische Abweichungen gegenüber den CCP- und PIP-Sensoren. Dies schlug sich in der Kompressionskorrektur der NIXE-CIPgs Messvolumen nieder. Ein Vergleich der ξ -Korrekturfaktoren für die drei Instrumente ergab eine ungewöhnlich hohe Kompressionskorrektur für NIXE-CIPgs. Vergleiche mit den Datensätzen der ML-Cirrus 2014 und StratoClim 2016 Kampagne ergaben, dass ein Kalibrierungsfehler des statischen Drucksensors bei NIXE-CAPS vorlag. Hinzu kamen Abweichungen ihrer dynamischen Druckmessung und damit ihrer *PAS*. Es war daher notwendig, die Korrektur des NIXE-Messvolumens in modifizierter Form anzuwenden. Dafür wurde aus dem NIXE-Datensatz der ML-Cirrus Kampagne eine Modellfunktion $\xi(TAS)$ berechnet, mit der das Messvolumen des Instruments für den StratoClim Datensatz korrigiert wurde. Dies ergab im Vergleich mit den beiden anderen Instrumenten die beste Näherung. Die Datensätze der CCP und PIP ergaben zu der von Weigel et al. (2016) veröffentlichten Studie vergleichbare Ergebnisse für die Kompressionskorrektur und wurden angewendet. Es zeigte sich, dass der ξ -Faktor ein hilfreicher Indikator für eine Konsistenzprüfung der Messdaten des Prandlschen Staurohr-Systems ist.

Im Rahmen der StratoClim Kampagne war es auch möglich geworden die These zu überprüfen, ob die Anschlussposition am Flügel einen Einfluss auf die Messungen hat. Dafür wurden die Daten von CCP mit denen von PIP verglichen, die an unterschiedlichen Anschlüssen gemessen wurden. Hierbei konnten im Rahmen der Messgenauigkeiten keine Unterschiede festgestellt werden.

Weiterhin zeigte sich im Vergleich, dass der in beiden CIPgs-Modellen verbaute dynamische Drucksensor vom statischen Umgebungsdruck abhängig ist. Ein Gesamtvergleich des StratoClim Datensatzes beider CIPgs zeigte für Umgebungsdrücke unter 100 hPa ein deutliches Absinken der dynamischen Druckmessung bei gleichbleibender *TAS*. Im Zusammenspiel mit den Messunsicherheiten der anderen Eingangsgrößen, ergab sich eine höhenabhängige Differenz $dPAS$ zwischen den *PAS*-Messungen der Geräte. Eine Sensitivität des Q_c -Sensors und damit der *PAS* gegenüber dem statischen Luftdruck wirkt sich auf die berechneten Messvolumen und Abtastrate der Diodenzeile und damit der Bilderfassung aus. Ein asynchrones Verhältnis zwischen *PAS* und Abtastrate verzerrt die Partikelbilder. Eine weitere Analyse des StratoClim CIPgs-Datensatzes zeigte, dass die stärksten Abweichungen oberhalb der Höhen- und damit Druckniveaus auftraten, auf denen Wolkenpartikel beobachtet wurden. Die Bilddaten waren nicht feststellbar von Verzerrungen betroffen. Für die Aerosol-Messungen des NIXE-CAS-Instruments könnte dies allerdings eine systematische Fehlerquelle bei der Berechnung des Messvolumens sein.

Einen weiteren Fehler konnte der Vergleich der in-Situ Partikeldaten der StratoClim 2017 Kampagne ebenfalls aufklären. Die beiden bildgebenden Instrumententeile CIPgs der CCP und NIXE-CAPS wichen in Anzahlkonzentration und Partikelgröße voneinander ab. Hier zeigte sich ein Problem in der Ausleuchtung des Messvolumens der CCP, das aufgrund einer defekten Laserheizung bestand.

Die defekte Heizung führte zu einem Einbruch der Laserleistung mit zunehmender Höhe bzw. abnehmender (Umgebungs-) Temperatur. Das wiederum führte zu einer geringeren Grundspannung auf der Photodiodenzeile und damit war die Qualität der Bilddaten in zweierlei Hinsicht beeinträchtigt: Zum einen war die korrekte Graustufenunterteilung als differenzielle Spannungsunterschiede in Relation zum Dunkelstrom pro Diode nur noch eingeschränkt gewährleistet. Dabei gingen Bildinformationen verloren. Aus der schwächeren Ausleuchtung des Messvolumens, das mit $1/I^2$ zum Rand hin abnimmt, folgte eine Verkleinerung der Bildfeldtiefe, weil das S/R-Verhältnis früher unter ein nutzbares Verhältnis sank und damit Abschattungen von kleineren Partikeln oder Partikel (oder Teilen ihrer Strukturen), die weiter weg von der Fokusebene liegen, nicht mehr genügend Intensitäts- und damit Spannungsdifferenz auf der Diodenzeile erzeugen. Dies war nach Rücksprache mit DMT ab einer unverdunkelten Diodenspannung von 1.5 V der Fall. Während des als Beispiel gezeigten Fluges vom 31.07.2017 sank die Diodenspannung mehrfach in diesen Grenzbereich.

Es wurden alle Flüge analysiert und insbesondere der Messflug vom 08.08.2017 wies Passagen auf, in denen die CCP-CIPGs keine Aufzeichnungen mehr machte, obwohl theoretisch Partikel in ihrem Messbereich vorhanden gewesen sein mussten, denn von den anderen Instrumenten CCP-CDP und NIXE-CIPGs wurden zeitgleich Partikel aufgezeichnet. An diesen Stellen war eindeutig Informationsverlust aufgetreten.

In einer vergleichenden Darstellung aller StratoClim 2017-Messdaten von Partikelgröße und Anzahlkonzentration zeigte sich, dass die CCP-CIPGs durch die schlechte Messvolumenausleuchtung gegenüber der NIXE-CIPGs im Mittel weniger und um den Faktor 2 kleinere Partikel als die NIXE-CIPGs gemessen hatte. Dadurch fielen die gemessenen Anzahlkonzentrationen geringer aus. Eine Analyse der Flächen- und Volumendichte sowie der Varianz der Partikelgrößen zeigte, dass im mittleren Messbereich der CCP die Unterschiede zur NIXE am größten waren, also genau im unteren Drittel des Messbereichs der CIPGs-Instrumente. Die Unterschiede nahmen dabei mit sinkenden Umgebungstemperaturen und des damit verbundenen Verlusts an Laserleistung zu, wie die Analyse in Abb. 39 und Abb. 40 zeigte. Beide Instrumente wurden exakt gleich ausgewertet, Unterschiede durch Auswertalgorithmen und unterschiedliche Datenfilter-Einstellungen sind damit ausgeschlossen.

Eine Stärke dieses Instrumentenvergleichs lag somit darin, dieses Problem der CCP identifiziert zu haben, denn unter Labor- bzw. Normalbedingungen trat dieser Fehler nicht auf. Daher konnte er bei der Wartung des Instruments durch den Hersteller vor der Kampagne und weiteren Geräteüberprüfungen durch das wissenschaftliche Teams von IPA und MPIC während der Messkampagne nicht entdeckt werden. Ohne die direkten 1:1 Vergleiche, insbesondere der Counts-pro-Sekunde-Zeitreihen, wäre er unter Umständen nicht weiter aufgefallen und hätte die Datenqualität auf zukünftigen Kampagnen beeinträchtigt.

Es kann dennoch festgehalten werden, dass die StratoClim Datensätze von NIXE und CCP mit den diskutierten Einschränkungen voll verwendbar sind. Das zeigt ein weiterer Vergleich für Flug 08.08.2017 mit dem HALOholo Datensatz. Der Vergleich bestätigt, dass sowohl die CCP als auch die NIXE-CAPS im Rahmen der Messungenauigkeiten in guter Übereinstimmung mit HALOholo arbeiteten. Die beobachteten Wolkencharakteristika wurden damit von drei unabhängig voneinander messenden Instrumenten bestätigt. Bedenkt man die Bandbreite der beobachteten Größen wie die der Anzahlkonzentrationen von $10^{-6} \text{ cm}^{-3} < N < 10^3 \text{ cm}^{-3}$ und Partikeldurchmesser von $2 \mu\text{m} > D_i > 1000 \mu\text{m}$, als auch die Umgebungsbedingungen unter denen die Messungen stattfanden, haben beide CIPGs-Instrumente im Vergleich zueinander als auch im Vergleich mit HALOholo die mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken unabhängig voneinander übereinstimmend gemessen. Diese Annahme bestätigt auch der Gesamtvergleich der Instrumenten Datensätze.

Dennoch sind die hier diskutierten Unterschiede nicht vernachlässigbar, auch wenn die häufig verwendete logarithmische Darstellung der Messprodukte diesen Schluss nahelegen könnte, sondern sie haben zweifelsfrei zu einer Steigerung der Datenqualität des StratoClim Datensatzes beigetragen. Hiervon profitieren auch zukünftige Analysevorhaben. Um der Problematik der CCP-Daten Rechnung zu tragen, können bei der Auswertung ihre Größenklassen verbreitert werden. Damit wird sich zumindest die zählstatistische Unsicherheit pro Größenklasse verringern. Auch die lineare Kombination mit einer festen systematischen Messunsicherheit, die sich aus der Differenz zu den NIXE-Messdaten ergibt, wäre eine Möglichkeit der zweifelsfrei höheren Messunschärfe der CCP gerecht zu werden.

An dieser Stelle sei angeregt, dass ein regelmäßiger Vergleich baugleicher Instrumente wie den CIPgs und ihrer wichtigsten Messprodukte, ein wertvolles Werkzeug bei der Daten-Qualitätssicherung darstellen kann. Vor StratoClim gab es noch keine Messkampagne, bei der zwei baugleiche Messgeräte dieser Art eingesetzt worden sind. Dafür sind flugzeuggetragene Messkampagnen mit einem zu hohen finanziellen und personellen Aufwand verbunden. Zusätzlich ist auch technisch die Menge an Unterflügelanschlüssen für diesen Typ von Instrument begrenzt. Daher werden in der Regel die vorhandenen Messplätze von einer Kombination aus Geräten belegt, die ein möglichst diverses und breites Spektrum an Aerosol- und Wolkenpartikeln erfassen können. Die Geophysica hat hier durch ihre technischen Möglichkeiten eine Sonderstellung, aber auch auf deutschen Messplattformen wie HALO des DLR könnten solche Studien sehr nützlich sein.

An diese Überlegung schließt sich die Diskussion beide Instrumente zu einem virtuellen Instrument mit kombiniertem Messvolumen zu vereinen an. Die Methode ist prinzipiell eine Möglichkeit die Zählstatistik in dünnen Wolken zu verbessern, um daraus belastbare Aussagen über die gemessenen Partikelpopulationen treffen zu können. Das erschließt sich aus der Tatsache, dass man eine kürzere Messzeit und damit Messstrecke zurücklegen musste, um eine statistisch signifikante Probengröße zu erhalten. Die von Weigel et al. (2016) eingeführten Kompressionskorrektur des Messvolumens von Unterflügelsonden leistete für diesen Vorschlag wertvolle Pionierarbeit, denn durch sie werden die unter unterschiedlichen Bedingungen gemessenen Messvolumen auf ein einheitliches physikalisches Referenzsystem bezogen und dadurch überhaupt erst zusammenführbar. Wie die Analyse zeigte, ist diese Methode allerdings nur unter der Voraussetzung optimal kalibrierter Staurohr-Systeme und einer identischen Auswertung der Datensätze sinnvoll anwendbar. Sie wurde in diesem Kapitel an Beispielen gezeigt und sei mit dieser Arbeit zur Diskussion gestellt. Weiterhin könnte eine doppelte Instrumentenführung bzw. die gemeinsame Auswertung zweifach vorhandener Bilddatensätze von Instrumenten wie der CIPgs oder CIP, neue Aufschlüsse zur die räumliche Verteilung von Hydrometeoren liefern, wie Arbeiten von Kostinski und Jameson (2002), sowie Larsen (2012) und Larsen, Briner und Boehner (2014) in Erwägung ziehen, aber bislang nur an Daten eines einzelnen Instruments zeigen könnten.

Ebenso muss hinzugefügt werden, dass mit den Betrachtungen zu den Messunsicherheiten des Prandlschen Staurohr-System, die im vorangegangenen Kapitel 2.5.1 diskutiert wurden (siehe auch Abb. 21), auch gezeigt werden konnte, dass selbst im Falle idealer Kalibration der Instrumenten-Optiken und Messsensoren, die Messunsicherheit aller Eingangsgrößen des kombinierten Messvolumens den Vorteil einer geringeren zählstatistischen Unsicherheit insgesamt doch überwiegt. Das wäre bei anders gearteten Messinstrumenten, die die gleichen Messvolumina SV für alle Partikelgrößen haben, wie z.B. der CDP grundsätzlich anders.

4. Berechnung von Rückstreuoeffizienten aus Partikelmessungen – Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Koeffizienten

In diesem Kapitel soll auf eine vorangegangene Studie aus dem Jahre 2011 aufgebaut werden. In ihrer Studie vergleichen Cairo et al. (2011) berechnete Rückstreusignale von Zirrus-Eispartikeln anhand von in-Situ Daten einer FSSP-100, einem Vorläufer der CDP (siehe Baumgardner (1983)), mit den gemessenen Rückstreusignalen eines Mehrkanal Aerosol Spektrometers (MAS, siehe Buontempo et al. (2006)). Sie untersuchen dabei über einen Messbereich von $2.7 - 31 \mu\text{m}$ Partikeldurchmesser mit einer Zeitauflösung der Daten von 2 Hz, die Ergebnisse beider Streulichtinstrumente. Sie konnten zeigen, dass die aus FSSP-Partikeldaten berechneten Rückstreu-koeffizienten in guter Übereinstimmung mit den in-Situ gemessenen Rückstreuoeffizienten von MAS lagen, und dass die Koeffizienten linear mit den gemessenen Anzahlkonzentrationen der Partikel skalierten.

Mit der StratoClim Kampagne 2017 wurden erweiterte Datensätze von Eispartikel-Messungen aus Streulichtinstrumenten erhoben. Die CDP und CIPs-Messungen, sowie CDP und CIP-Messungen während StratoClim umfassen insgesamt einen Messbereich von $2.5 - 1600 \mu\text{m}$ in 1 Hz Auflösung. Weiterhin stehen ein für die in-Situ Messungen von Rückstreusignalen MAS- sowie zwei MAL-Datensätze (für eine Beschreibung von MAL siehe (Mitev, Matthey und Makarov (2011)) für einen Vergleich zur Verfügung. Zusätzlich konnte für den Vergleich auf die Datensätze von PIP und NIXE-CAPS zurückgegriffen werden. Daher wurde eine auf die Studie von 2011 aufbauende Arbeit in Kooperation mit Francesco Cairo (ISAC-CNR, Rom) durchgeführt.

Ergänzend zur Arbeit von Cairo et al. (2011) wurde mit statistischen Methoden ausgewertet, bis in welche Größen- und Anzahldichtebereiche, die zugrundeliegenden Annahmen für die Berechnung der Rückstreuoeffizienten ihre Gültigkeit bewahren. Für die Berechnung der Rückstreuoeffizienten aus den Eispartikelmessungen verwenden Cairo et al. (2011) eine eigens entwickelte Software, die zugrundeliegende Methode ist im Detail dort beschrieben und stützt sich auf die Annahmen der Gültigkeit der Lorenz-Mie Streutheorie an sphärischen Objekten mit konstanten Brechungsindizes. Weiterhin wurden auf den Instrumentenvergleich des vorangegangenen Kapitels aufbauend, die Ergebnisse von CCP und NIXE miteinander vergleichen und damit weitere Rückschlüsse auf die Vergleichbarkeit der Instrumente geschlossen. Als erstes folgt eine kurze Übersicht zur Funktion von CAS, CDP und MAS mit ihren wichtigsten Messgrößen.

4.1. Streulicht-Messungen an Hydrometeoren

Die sich am längsten im Einsatz befindliche Methode zur in-Situ Messung von mikrophysikalischen Kenngrößen wie der Größe und Anzahldichte von Hydrometeoren, basiert auf der Detektion der Intensität des an ihnen gestreuten Laserlichts innerhalb eines definierten Messvolumens und Streuwinkels. Die größenabhängige Intensität des am Partikel vorwärts-gestreuten Lichts wird hierbei mit klassischer Mie-Theorie beschrieben (Bass und Mahajan 2010).

Diese Methode wurde 1972 mit der *Forward Scattering Spectrometer Probe* (FSSP-100) von Robert Knollenberg entwickelt und anschließend durch *Particle Measurement Systems Inc.* kommerziell verfügbar gemacht (Wendisch und Brenguier 2013). Später wurde diese Technik mit der *Cloud Droplet Probe* (CDP) und der *Cloud Aerosol Scatterometer* (CAS) durch *Droplet Measurement Technologies Inc.* (DMT) weiterentwickelt. Alle „Cloud-Probes“, die während StratoClim zum Einsatz kamen und deren Daten für diese Arbeit ausgewertet wurden, sind von DMT entwickelt worden:

Die CDP, CIPgs, CIP und PIP sowie die NIXE-CAPS als Kombination aus einer CAS und CIPgs (siehe dazu auch Abschnitt 2.1). Für weiterführende Literatur zur CDP und CAS und ihrer Messtechnik sei auf die Arbeiten von Baumgardner (1983), Lance et al. (2010) und Faber, French und Jackson (2018) hingewiesen. Ebenso finden sich in den Dissertationen von Frey (2011), Molleker (2013) und Klingebiel (2015) detaillierte Beschreibungen zu den Grundlagen der verwendeten Auswertungsmethoden.

4.1.1. Die Cloud Droplet Probe - CDP

Der optische Strahlengang der CDP ist in Abb. 52 für zwei Fälle eines detektierten Partikels eingezeichnet. Im ersten Fall befindet sich das Partikel (hellblauer Kreis) beim Durchqueren des Messvolumens im Fokus des Laserstrahls. Sein vorwärts-gestreutes Licht (roter Strahlkegel) wird über ein optisches System auf einen „Qualifier-“ und einen „Sizer“-Detektor gelenkt. Wird der Qualifier ausgelöst, so bestimmt die einfallende Intensität am Sizer die gemessene Partikelgröße. Im zweiten Fall befindet sich das Partikel außerhalb der von der Qualifier Maske festgelegten Bildfeldtiefe und das Streulicht (blauer Strahlengang) wird von der Maske ausgeblendet. Der Qualifier-Detektor löst in diesem Fall keine Detektion aus (Molleker, 2013). Der Messbereich der CDP umfasst Partikelgrößen von 2.5 - 46 μm Durchmesser bei Anzahlkonzentrationen von 0.027 – 2000 cm^3 und einer zeitlichen Auflösung von 1Hz (DMT, 2014a). Damit liegen die Partikelgrößen in einem Grenzbereich zwischen Mie-Streuung und geometrischer Optik. Das in der NIXE-CAPS verwendete Messgerät CAS ist im Prinzip ein baugleiches Instrument, nur dass CAS einen weiteren Strahlteiler und Detektor vor dem Sizer zur Unterscheidung von s- und p-Polarisation besitzt. Dadurch liegt die minimale Partikelgröße der CAS bei 0.6 μm Durchmesser. Für den Vergleich der beiden Instrumente wird nur der gemeinsame Messbereich von CDP und CAS verwendet. Leichte Unterschiede in der niedrigsten Größenklasse ergeben sich aufgrund der Unterschiede in der vorliegenden Datenstruktur durch die im Vorfeld festgelegten Grenzen der CAS-Größenklassen. Für Details zu Messtechnik von CAS sei auf die Dissertation von Meyer (2013) hingewiesen. Weiterführende Literatur zur Theorie der Lichtstreuung findet sich bei Bass und Mahajan (2010) sowie in Bohren und Huffman (2004) und speziell für flugzeuggetragene Messungen bei Wendisch und Brenguier (2013) in Kapitel 4 und 5.

Instrument - CDP

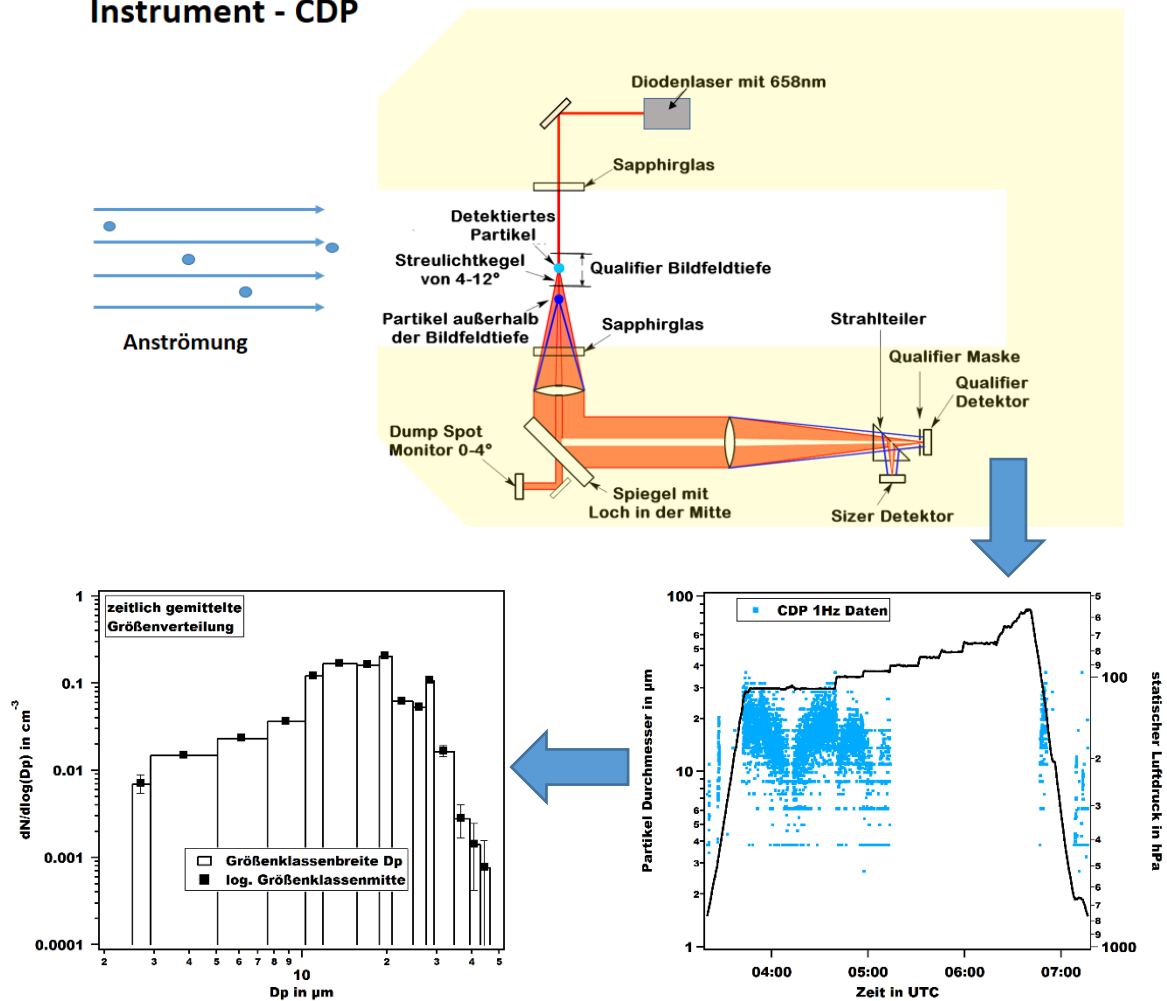


Abb. 52 Schematische Darstellung des optischen Strahlengangs der CDP nach Lance et al. (2010) (mit Änderungen). Darunter ist die grafische Auswertung ihrer Messprodukte gezeigt: Unten rechts ist der Partikel-Durchmesser in μm als 1 Hz Zeitreihe der Daten des StratoClim Fluges vom 31.07.2017 dargestellt. Zusammen mit der Anzahlkonzentration N in cm^{-3} pro Größenklasse D_p , ergeben sich logarithmisch normierte Größenverteilungen $dN/d\log D_p$ in cm^{-3} , wie unten links für einen ausgewählten Zeitabschnitt des Fluges beispielhaft dargestellt ist, als typische Datenrepräsentationen dieses Instruments.

4.1.2. Das Multiwavelength Aerosol Spektrometer – MAS

Das zweite Streulicht-Messgerät, dessen Daten in dieser Studie verwendet werden, ist das *Multiwavelength Aerosol Spectrometer* – MAS. Das Instrument basiert auf der Messung der Intensität des rückgestreuten Lichts und seiner Depolarisation, das von drei, gepulsten Laser Lichtquellen ausgeht (Wellenlängen: 532, 1064 und 1550 nm). Die polarisationsabhängige Messung der Laser-Rückstreuung im Messvolumen erlaubt Rückschlüsse auf darin vorhandene Partikelmengen, -größen, -formen und ihrer Aggregatzustände. Die Methode eignet sich für Partikel, die mindestens in der Größenordnung der verwendeten Wellenlänge liegen und ist ebenfalls eine Anwendung der Lorenz-Mie-Streutheorie. MAS ist eine Eigenentwicklung von Adriani und Francesco et al. (1999). Der optische Strahlengang des Geräts ist in Abb. 53 für die 532 nm Laserlichtquelle schematisch dargestellt. Das Instrument misst im Abstand von ca. 3-10 m vor dem Emitter die optischen Parameter der Atmosphäre. MAS wurde auf Geophysica so installiert, dass es quer zur Flugrichtung die Rückstreuungssignale der Luftmassen vor der linken Tragfläche detektiert.

Die ebenfalls unter diesem Flügel verbauten Partikelmessgeräte CCP und NIXE-CAPS, für einige Flüge auch PIP, messen daher die gleichen Luftmassen wie MAS und waren am besten für den Vergleich der Messergebnisse geeignet. Das Messvolumen von MAS umfasst ca. 10^{-3} m^3 , die zeitliche Auflösung des Instruments beträgt 5 s, was einer horizontalen Auflösung von 1 km bei einer mittleren Fluggeschwindigkeit von 200 m/s entspricht.

Instrument - MAS

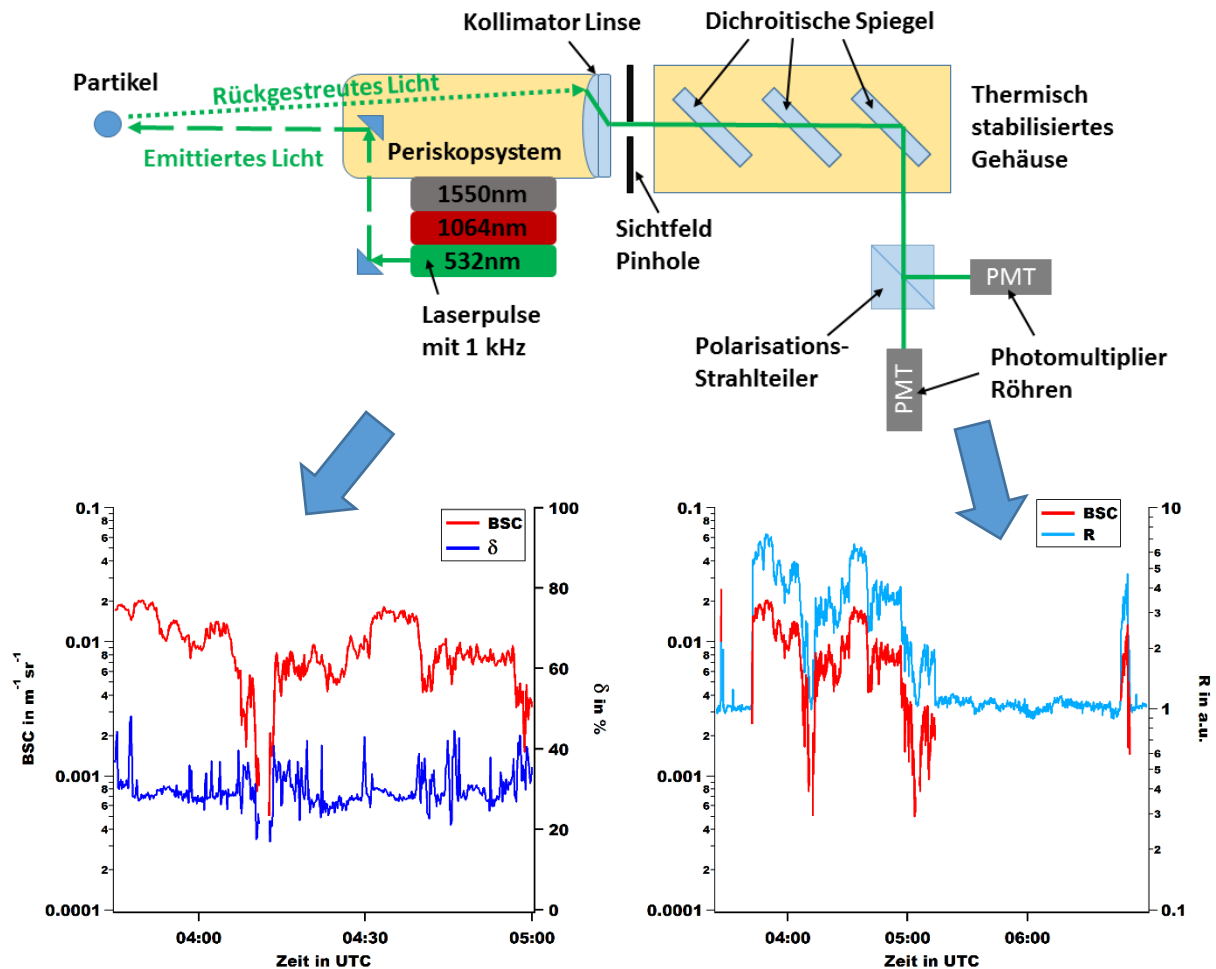


Abb. 53 Schema des optischen Strahlengangs von MAS, dargestellt für die 532 nm Wellenlänge nach Buontempo et al. (2006) und Cairo et al. (2011). Die Wellenlängenbereiche 1064 nm und 1550 nm arbeiten nach demselben Prinzip. Die wichtigsten Messgrößen Rückstreukoeffizient BSC in $1/\text{m} \cdot \text{sr}$ und Depolarisation δ in % sind in der Grafik links unten als rote, bzw. blaue Linie dargestellt. In der Grafik rechts unten ist der BSC zusammen mit dem Rückstreuverhältnis R abgebildet (rote und hellblaue Linie). Die Grafiken sind beispielhaft mit Daten des Fluges vom 03.08.2017 erstellt worden.

Die in dieser Studie verwendeten Messgrößen sind die Depolarisationsrate δ , die Partikel-Depolarisation δ_p , das Rückstreuverhältnis R und der Partikel-Rückstreukoeffizient, im Engl. *backscatter coefficient* - BSC. Das gemessene Rückstreuverhältnis R ist definiert als

$$R = \frac{BSC + \beta_M}{\beta_M}, \quad (31)$$

mit dem Partikel-Rückstreukoeffizienten BSC und dem molekularem Rückstreukoeffizienten β_M . Letzterer wird durch die Intensität I_R des rückgestreuten Signals während einer Kalibrierungsprozedur bestimmt, die in partikelfreien Luftmassen durchgeführt wird: Ausgehend von der idealen Gasgleichung und unter Berücksichtigung von Druck p und Temperatur T , kann so die Luftdichte im Messvolumen, sowie eine Konstante k errechnet werden, die den molekularen Streuquerschnitt und die Instrumenten-Sensitivität berücksichtigt. In partikelfreien Luftmassen muss dabei für R gelten:

$$R = k \cdot I_R \cdot \frac{p}{T} = 1 \quad (32)$$

Der Partikel BSC aus Gleichung (31) ist definiert als

$$BSC = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q(r) N(r) dr. \quad (33)$$

In dieser Darstellung wird der Streuquerschnitt eines sphärischen Partikels durch seinen geometrischen Streuquerschnitt $\pi \cdot r^2$ mit Streukoeffizienten $Q(r)$ und der Anzahlkonzentration $N(r)$ pro Partikel mit Radius r ausgedrückt. Der Streukoeffizient $Q(r)$ ist von Wellenlänge und Brechungsindex der Partikel abhängig. Für die vorliegenden Analysen wurden nur die Daten des $\lambda = 532$ nm Messkanals von MAS verwendet und von homogenen Eiskristallen ($T_a < 235$ K, gewöhnliche hexagonale, orthogonale Kristallstruktur Typ Ih) mit einem konstanten Brechungsindex von $n_{Eis} = 1.3116$ nach Warren und Brandt (2008) ausgegangen. Es wurde angenommen, dass der Brechungsindex für Eis und die Wellenlänge des Lasers konstant sind. Daten aus warmen und Mischphasen-Wolken sind bei den hier beschriebenen Auswertungen nicht berücksichtigt worden. Daher kann in guter Näherung angenommen werden, dass $Q(r)$ nur mit der Partikelgröße skaliert und zudem konstant wird für Partikel, deren Größe relativ zur Wellenlänge das geometrische optische Limit nach Bohren und Huffman (2004) erreichen mit $R_{eff} > 5\lambda$. Die Integration in Formel (33) kann durch die Messung eines zeitlichen Mittels von N -Partikeln pro Größenklassen-Intervall $N_i = N(r; \Delta r_i)$ angenähert werden:

$$BSC = \sum_i \int_{\Delta r_i} \pi r^2 Q(r) N_i dr \quad (34)$$

Weiterhin relevant ist das Volumen-Depolarisationsverhältnis δ , das sich aus dem Quotienten von orthogonalen $BSC_{\perp}$ zu parallelen $BSC_{\parallel}$ bzw. aus dem Verhältnis der an den jeweiligen Detektoren gemessenen Signalintensitäten ergibt und damit auch die molekulare Depolarisation beinhaltet:

$$\delta = \frac{BSC_{\perp}}{BSC_{\parallel}} = \frac{I_{\perp}}{I_{\parallel}} \quad (35)$$

Es wird meistens in % angegeben (siehe Abb. 53 unten links) und zur Berechnung der in dieser Arbeit verwendeten Partikeldepolarisation δ_p benötigt. Der hier dargestellte Einführung zum Messprinzip von MAS dienen die Arbeiten von Cairo et al. (1999); Cairo et al. (2011) und Buontempo et al. (2003) als Grundlage.

4.2. Berechnung von Rückstreuoeffizienten aus Partikelmessdaten

Für die Ermittlung der Rückstreuoeffizienten aus den Partikeldatensätzen wird als erstes anhand einzelner Wolkenpassagen von Flug 08.08.2017 mit verschiedenen Ansätzen ermittelt, welche Vorgehensweise bei der Berechnung der BSC die besten Resultate liefert. Dazu werden die berechneten Ergebnisse mit den gemessenen BSC von MAS verglichen. Der erste Ansatz besteht darin, aus den von CDP gemessenen Anzahlkonzentrationen Histogramme zu erstellen (blaue Säulen in Abb. 54). Die Histogramme werden anschließend mit einer bimodalen Lognormalfunktion angenähert (rote Linie in Abb. 54). Aus den Koeffizienten der Funktion ergeben sich die Eingabe-Parameter zur Berechnung der Rückstreuoeffizienten. Diese Vorgehensweise entspricht dem Ansatz der Studie von Cairo et al. (2011)

Der zweite Ansatz ist die BSC über die Größenklassenbreite und –höhe der Histogramme zu errechnen, d.h. die Eingabeparameter werden in diesem Fall die Größenintervalle der Histogramme, deren halbe Breite den Partikelradius r und Höhe die Anzahldicke $N(r)$ liefern. Die Verwendung des zweiten Ansatzes liefert Ergebnisse, die besser mit den gemessenen BSC-Werten von MAS übereinstimmen, wie der Vergleich beider Ansätze in Abb. 55 zeigt. Die gemessenen BSC sind mit roten Linien und Kreisen dargestellt, die BSC aus der Histogramm-Berechnungsmethode mit dünnen schwarzen Kreuzen und für die BSC, die aus der bimodalen Lognormalfunktion berechnet wurden, dicke schwarze Kreuze.

Darauf aufbauend wird der Einfluss verschiedener Mittelungszeiten für die Berechnung der Histogramme aus den Partikeldaten untersucht. Es werden 10 s und 30 s Mittelungsintervalle auf den CDP-Datensatz angewendet. Hier zeigt sich, dass die Wahl unterschiedlicher Intervall-Längen wenig Einfluss auf die Ergebnisse hat, wie beim Vergleich der hell- und dunkelblauen BSC-Berechnungen in Abb. 56 deutlich wird. Anschließend wird der Datensatz von CDP-, CIPgs-, CIP- und PIP-Messungen zusammengeführt, um die Gesamtpopulation an Partikeln darstellen zu können, aus dem die Histogramme mit den dazugehörigen BSC mit 30 s Mittelung berechnet werden (schwarze Linie und Quadrate in Abb. 56).

Das Zusammenführen der Messbereiche zu einer Gesamtpopulation an Partikeln mit anschließender BSC-Berechnung bringt deutliche Abweichungen zu den Messwerten von MAS (rote Linie in Abb. 56). Die Unterschiede betragen bis zu einer Größenordnung. Um die Ergebnisse noch mit einem anderen Instrument zu vergleichen, werden zusätzlich aus 1 Hz Daten von N von NIXE-CAPS Messungen die BSC-Signale berechnet. Das Ergebnis zeigt, dass die berechneten BSC aus den NIXE 1 Hz Daten für N noch stärker von MAS abweichen (rosa Punkte in Abb. 56). Hier betragen die Differenzen bis zu zwei Größenordnungen.

Zur Bestimmung der möglichen Ursachen für diese Differenzen wird eine Analyse der gesamten BSC-Zeitreihen von Flug 08.08.2017 durchgeführt, die BSC sind in diesem Fall für jedes Instrument separat aus seinem 1 Hz Datensatz der Anzahlkonzentration N berechnet worden (Abb. 57). Es zeigt sich, dass während Flugabschnitten mit niedrigen N und Eispartikelgrößen $< 100 \mu\text{m}$ (für die Abschnitte ohne Messereignisse der PIP stehen wie z.B. 04:40 – 05:20 UTC und 05:35 – 06:20 UTC), die BSC-Berechnungen mit den Messungen von MAS wieder übereinstimmen. Deutliche Abweichungen von bis zu einer Größenordnung zeigen sich in Wolkenpassagen mit hohen Anzahlkonzentrationen und großen Partikeldurchmessern, wie sie zu Beginn des Fluges von 04:10 – 04:40 UTC oder später beim Tauch-Manöver zwischen 05:22 – 05:35 UTC beobachtet wurden (siehe Abb. 57, für Zeitreihen von N und D_i siehe Abb. 38). Hier liegen die Messungen bis zu zwei Größenordnungen niedriger als die Werte der kalkulierten BSC.

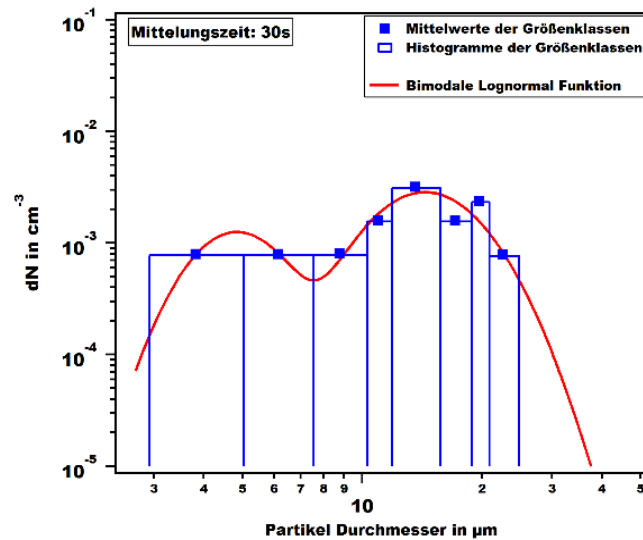


Abb. 54 Beispiel für die Anpassung mit einer bimodalen Lognormalfunktion (rote Kurve) an die Histogramm-Darstellung einer über 30s gemittelten Anzahlkonzentration dN (blauen Säulen) aus CDP-Daten von Flug 08.08.2017.

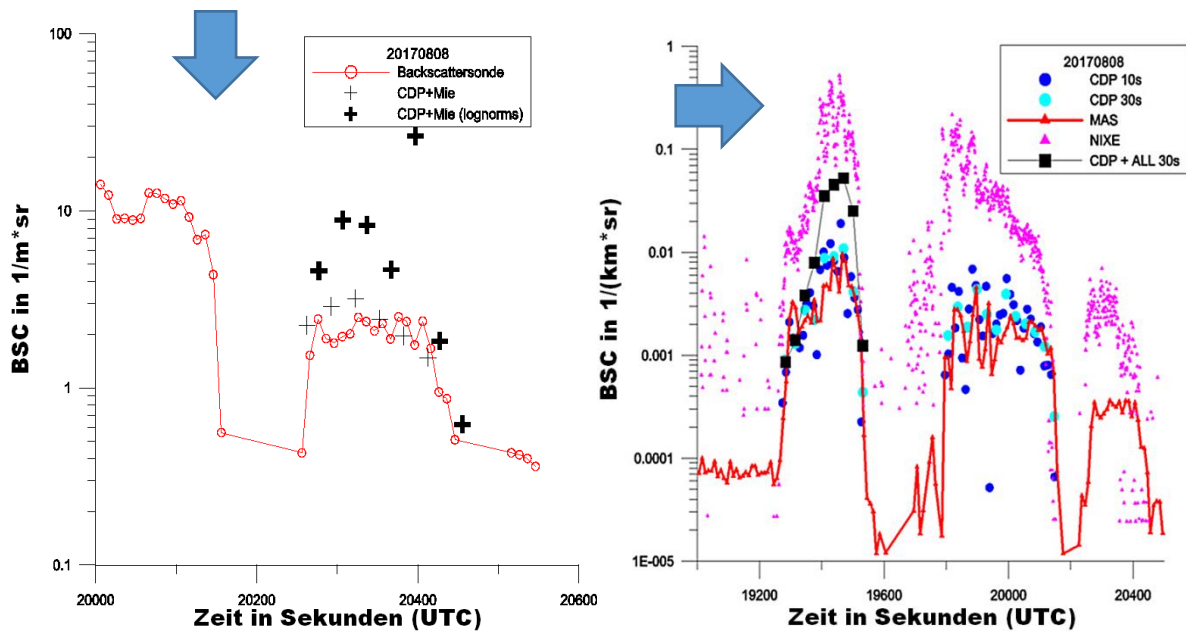


Abb. 55 Links: Berechnungen und Darstellungen der zwei Auswertemethoden der CDP-Messdaten. Die dünnen Kreuze sind unter Verwendung der Histogramme berechnete BSC und die dicken schwarzen Kreuze zeigen die BSC-Berechnungen auf Grundlage bimodaler-lognormal-Ausgleichsfunktionen, die in 10 s Abständen für einen Flugabschnitt aus StratoClim 08.08.2017 berechnet wurden. Die rote Linie mit Kreisen zeigt die gemessenen BSC von MAS.

Abb. 56 Rechts: Mit verschiedenen Histogramm-Mittelungszeiten berechnete BSC eines längeren Flugabschnitts desselben Fluges. Die CDP-Daten mit 10 s und 30 s Mittelungsintervallen sind mit hell- bzw. dunkelblauen Punkten dargestellt. Die Ergebnisse eines zusammengeführten Datensatzes aus CDP, CIP, CIPs und PIP Messungen „CDP + ALL“ mit 30 s Mittelungsintervall sind als dünne schwarze Linie mit Quadraten eingezeichnet. Die rosa Dreiecke repräsentieren die berechneten BSC aus 1 Hz Daten der Anzahlkonzentration von NIXE-CAPS ohne Histogramm-Mittelung.

Die beiden Grafiken wurden von F. Cairo erstellt und mit dessen freundlicher Genehmigung mit Änderungen übernommen.

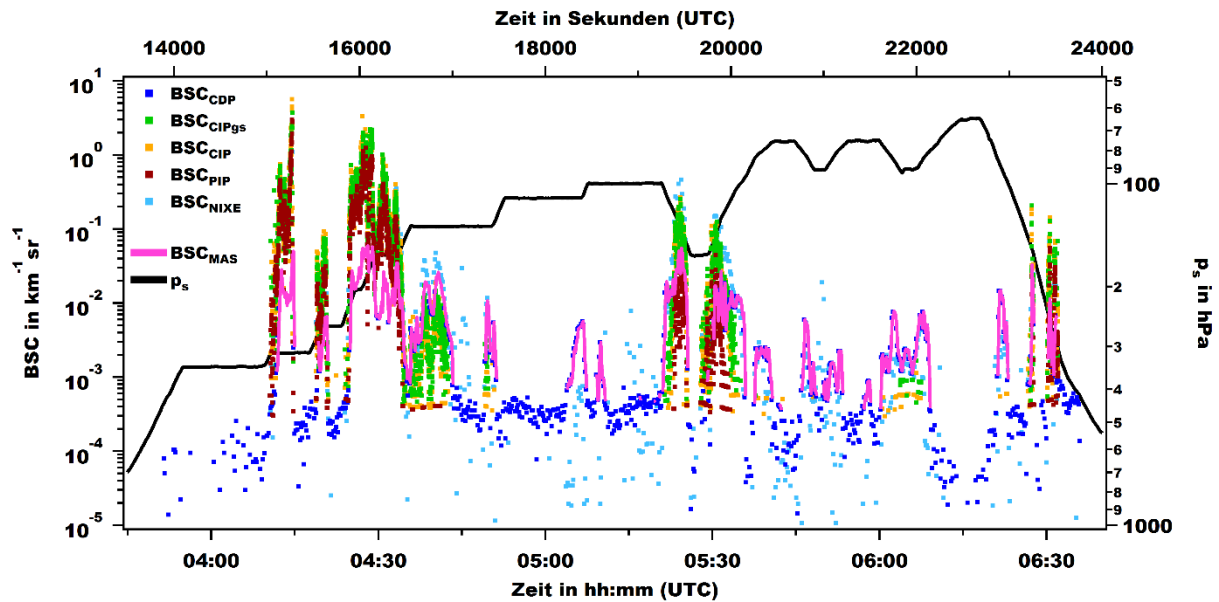


Abb. 57 Berechnete Rückstreuoeffizienten BSC aus 1 Hz Messdaten von N der CDP, CIPgs, CIP, PIP und NIXE in farbigen Punkten zusammen mit den von MAS gemessene BSC (rosa Linie) für die Daten von StratoClim-Flug 08.08.2017.

Die Analyse führt außerdem zu dem Ergebnis, dass die in 1 Hz Auflösung vorliegenden Daten der Anzahlkonzentrationen pro Größenklasse direkt verwendet werden können, um die BSC zu berechnen. Die Verwendung zeitlich gemittelter Histogramme war nach einer Anpassung und Weiterentwicklung der Berechnungssoftware durch Francesco Cairo nicht mehr notwendig. Dies ist ebenfalls ein wichtiger Unterschied zur Vorgehensweise bei der Studie aus dem Jahre 2011 (priv. Komm. mit F. Cairo, 2018). Im weiteren Verlauf der Auswertung sind daher die BSC direkt aus den 1 Hz Daten der Instrumente berechnet worden (Abb. 57). Ob diese neue Vorgehensweise für den gesamten StratoClim-Datensatz gültig ist, wird im Folgenden anhand dreier Hypothesen getestet.

4.2.1. Diskussion der berechneten Rückstreuoeffizienten

Es zeigt sich in Abb. 57, dass die berechneten BSC für niedrige Werte in guter Übereinstimmung mit BSC_{MAS} sind, für höher Anzahlkonzentrationen und damit BSC zeigte sich ein Faktor von 10 - 40 zwischen gemessenen und berechneten BSC . Um mögliche Ursachen für die in Abb. 56 und Abb. 57 beobachteten Unterschiede zwischen BSC_{MAS} und dem BSC des jeweiligen Instruments auszumachen, werden drei Hypothesen formuliert:

- 1) Das Signal des MAS-Detektors verhält sich nicht-linear in Wolken mit hohen N und es kommt dabei zu einer Sättigung des Detektors.
- 2) Die auf der Theorie der Mie-Streuung basierenden Berechnungen sind für große Partikeldurchmesser im Messbereich von CIPgs, CIP oder PIP nicht gültig.
- 3) Die auf der Theorie der MIE-Streuung an sphärischen, homogenen Partikeln basierenden Berechnungen sind für asphärische und optisch inhomogene Partikelpopulationen nicht gültig.

Diese drei Hypothesen, von denen auch mehrere gleichzeitig zutreffen können, werden im Folgenden auf ihre Gültigkeit überprüft.

Zur Überprüfung von **Hypothese 1)** war es möglich die Messdaten von MAS mit einem weiteren LIDAR-Instrument an Bord der Geophysica zu vergleichen.

Dafür kam MAL infrage, weil es nach dem gleichen optischen Prinzip wie MAS arbeitet und dabei die gleiche Laser-Wellenlänge von 532 nm verwendet (Mitev, Matthey und Makarov 2011). MAL erfasst mit MAL-1-(up) oberhalb und mit MAL-2-(down) unterhalb des Flugzeuges die optischen Parameter der Atmosphäre. Während eines Wolkendurchflugs mit entsprechend hohen N , sollten sowohl MAL als auch MAS ein gleich hohes Rückstreuverhältnis R messen, wenn die Detektionseinheit von MAS aufgrund starker Rückstreusignale nicht in Sättigung geht. MAL misst die Rückstreuung im Fernfeld in bis zu 3 km Entfernung. Daher ist MAL in der Regel weniger bzw. erst bei sehr viel höheren N (die in den betrachteten Eiswolken nicht auftreten) von Sättigungseffekten aufgrund starker Rückstreusignale betroffen (Mitev, Matthey und Makarov 2011). MAS hingegen misst im Nahfeld wenige Zentimeter bis Meter vor der Instrumentenoptik die Rückstreuung der Eispartikel und kann daher früher Probleme mit den empfindlichen Photomultiplier-Detektoren bekommen, wenn die Partikeldichte zunimmt.

Die Datensätze wurden auf solche Fälle hin untersucht und ein Beispiel ist in nachfolgender Grafik in Abb. 58 mit den Daten von MAS und MAL-2-(down) für eine Wolkenpassage des Messfluges vom 08.08.2017 gezeigt. Das nach unten gerichtete MAL-2-(down) wurde gewählt, weil sich in diesem Abschnitt die Geophysica im Sinkflug in eine Wolkendecke hinein befand. Es zeigt sich, dass innerhalb des dichteren Teils der Eiswolke mit $N \geq 0.1 \text{ cm}^3$, MAS gegenüber MAL das Rückstreuverhältnis um ca. 50 - 60 % unterschätzt, wenn man in Abb. 58 die Spitzenwerte von R , links von MAL und rechts von MAS, miteinander vergleicht. Dieser Unterschied weist auf einen nichtlinearen Sättigungseffekt des MAS- Photomultipliers hin.

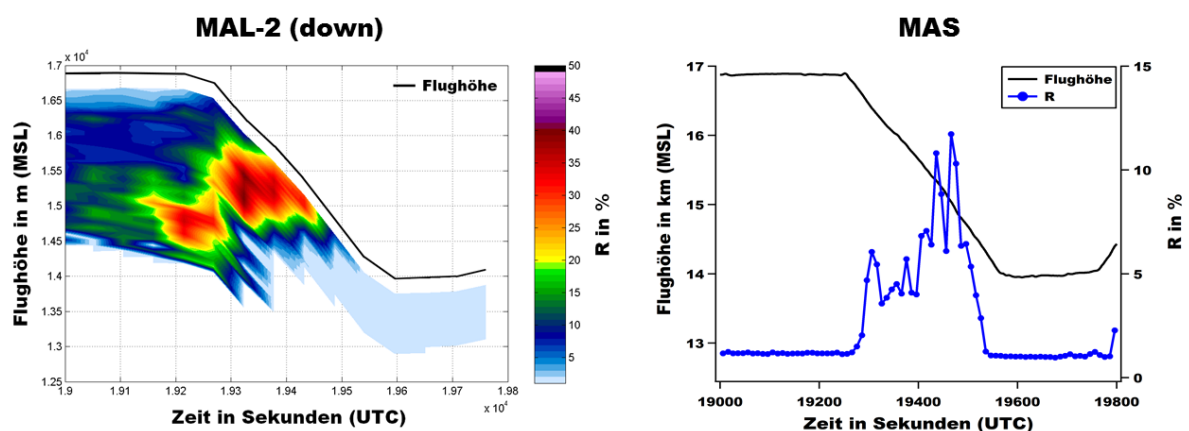


Abb. 58 Vergleich der Rückstreuverhältnisse R von MAL-2 (links) und MAS (rechts) in einer Wolkenpassage während Flug 08.08.2017. Die MAL-2 Grafik links wurde mit freundlicher Genehmigung von Valentin Mitev bereitgestellt (CSEM, Schweiz) und mit Änderungen übernommen. Die MAS-Daten für R sind rechts in 10 s Auflösung zusammen mit der Flughöhe aus UCSE-Daten dargestellt.

Trägt man die von MAS gemessenen Depolarisation über dem normierten Rückstreuverhältnis $1-(1/R)$ zusammen mit der Signalintensität auf, lässt sich der Signalbereich ausmachen, für den eine Detektorsättigung einsetzt (siehe Abb. 59). Mit der Darstellung in Abb. 59 lässt sich ein Grenzwert definieren, ab dem die Detektorsättigung auftritt: Die Depolarisation sollte 80 %, bei einer Signalintensität von maximal 2.3 (w.E.) und einer normierten Rückstreurate von 0.9 nicht überschreiten, wie es mit schwarz gestrichelten Linien veranschaulicht in Abb. 59 wird (priv. Komm. mit F. Cairo, 2018). Die Darstellung zeigt, dass **Hypothese 1)** richtig ist und der Detektor von MAS teilweise in Sättigung geht.

Um Messungen auszuschließen, während denen der Detektor gesättigt war, wurde der MAS-Datensatz mit den genannten Randbedingungen gefiltert. Zusätzlich wurden einige Werte mit besonders hohen Intensitäten manuell entfernt (priv. Komm. mit F. Cairo, 2018).

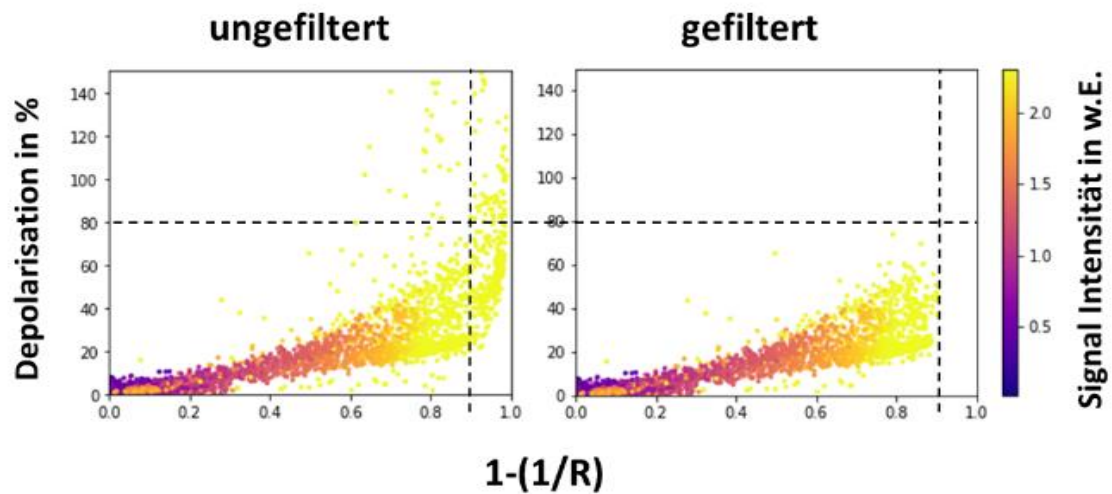


Abb. 59 zeigt die Depolarisation in % gegen das normierte Rückstreuverhältnis $1-(1/R)$ aufgetragen. Die Farbskala gibt die Intensität des rückgestreuten Signals in w. E. an. Links ist der ungefilterte Datensatz gezeigt, rechts der Datensatz ohne übersättigte Werte (Mit freundlicher Genehmigung bereitgestellt von F. Cairo und mit Änderungen übernommen).

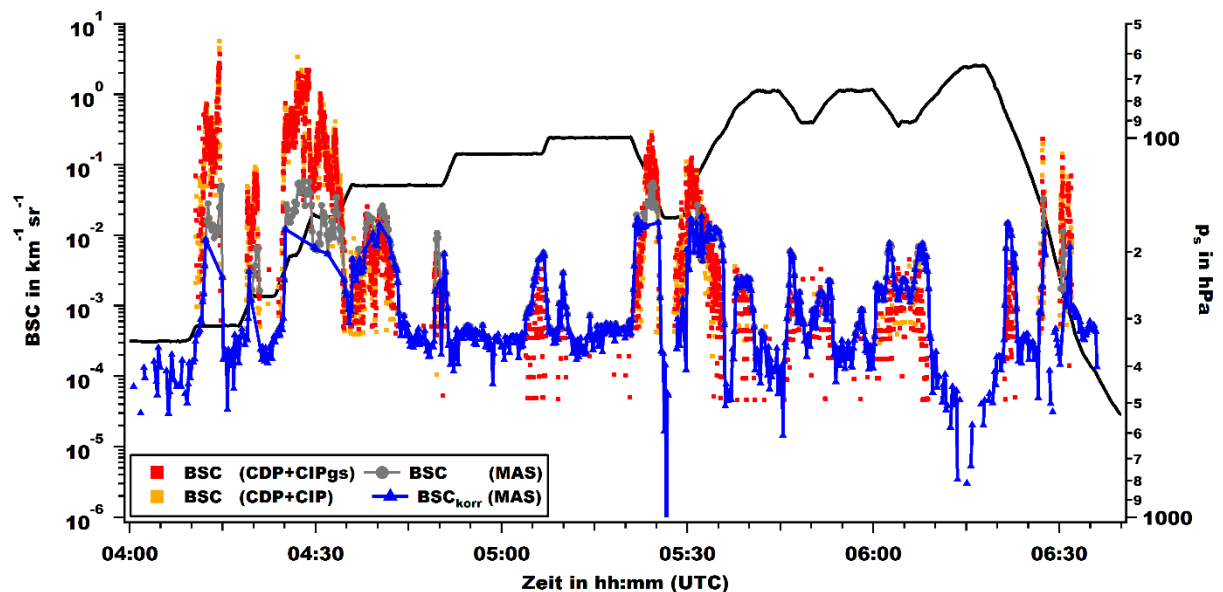


Abb. 60 Zeitreihe berechneter und gemessener BSC für StratoClim Flug 08.08.2017. Rote Quadrate sind berechnete BSC für den kombinierten Datensatz aus CDP+CIPgs, gelbe Quadrate für die Kombination aus CDP+CIP, graue Linien und Kreise zeigen MAS gemessene BSC ohne Korrektur, blaue Linien und Dreiecke korrigierte BSC_{korr} . Die schwarze Linie zeigt die statische Druckmessung p_s von UCSE.

Das Ergebnis des Sättigungsfilters ist für Flug 08.08.2017 in Abb. 60 dargestellt. Ein Vergleich der aus den Partikeldaten berechneten BSC (rote und gelbe Kästchen), ungefilterten (graue Linie) und gefilterten MAS-Daten (blaue Linie) zeigt, dass von 04:35 - 06:25 UTC die berechneten und gemessenen BSC-Daten in guter Übereinstimmung sind, nach der Filterung, aber diese Korrektur nicht ausreicht, um alle Unterschiede zu erklären bzw. systematische Messunsicherheiten herauszurechnen.

Dies betrifft hauptsächlich die dichteren Mischphasen-Wolken in niedrigeren Flughöhen zu Beginn des Fluges mit hohen Anzahlkonzentrationen (04:10 – 04:40 UTC, $p_s > 300$ hPa, $-20\text{ °C} < T_o < -35\text{ °C}$).

In diesen Wolken liegt eine Mischung von Eis- und Wasserphase vor, mit den damit verbundenen unregelmäßigen Eiskristallstrukturen und schwankenden Brechungsindizes, die stark von der Annahme homogener und sphärischer Partikel abweichen, dafür verantwortlich, dass die Messungen sehr viel niedriger ausfallen, als die berechneten Werte (asphärische Streuung fällt niedriger aus, als die von sphärischen Streuzentren, siehe Bohren und Huffman (2004)). Die dünnen Zirruswolkenfelder, die größeren Höhen gemessen wurden, führten ebenfalls nicht zu einer Übersättigung des Detektors (Flugzeit 04:40 – 06:30 UTC). Nur für den bereits in Abb. 58 diskutierten Fall des Eintauchens in einen dichten Zirrus von 05:20 – 05:35 UTC, weichen Berechnung und Messung der BSC voneinander ab.

Daher stellte sich die Frage nach **Hypothese 2)** Sind die BSC-Berechnungen nach MIE-Theorie für alle Partikelgrößen bzw. Durchmesser gültig? Für einen Test dieser Hypothese wird, wie es bereits in Abb. 60 dargestellt ist, die Messbereiche der einzelnen Geräte kombiniert und aus der Gesamtpopulation an Partikelmessungen der jeweilige BSC pro Messsekunde berechnet (1 Hz Daten). Nachfolgende Abb. 61 zeigt die berechneten BSC der kombinierten Messbereiche von „CDP+CIPgs“ und „CDP+CIP“ über die effektiven Radien R_{eff} der Partikelpopulation (pro Sekunde) für die Wolkenbeobachtungen oberhalb der 200 hPa Druckfläche von 04:40 – 06:20 UTC.

Falls **Hypothese 2)** korrekt ist, sollte man in Abb. 61 für die berechneten BSC eine größenabhängige Verteilung der Werte beobachten, die von einer quadratischen Abhängigkeit nach Formel (34) abweicht. Für die dargestellten Datenmengen von CDP, CDP+CIPgs und CDP+CIP wurden drei Ausgleichsfunktionen berechnet und in Abb. 61 über die Datenpunkte gelegt. Bildet man einen Mittelwert aus den drei Koeffizienten k , deren 95 % Konfidenzintervalle sich überschneiden, so erhält man $k = 2 \pm 0.07$, was in guter Näherung dem quadratischen Zusammenhang aus der abgeleiteten Relation für den Rückstreuoeffizienten in Formel (34) entspricht. Dieses Ergebnis spricht somit gegen **Hypothese 2)** und würde bedeuten, dass die gemachten Annahmen mit Mie-Streuung auf den gesamten Größenbereich anwendbar sind. Wie man sieht, folgt im Bereich kleiner Partikel mit $D_i \leq 30\text{ }\mu\text{m}$ (blaue Fünfecke, CDP-Messbereich), ein erheblicher Teil der Datenmenge der Ausgleichsgerade. Für größere R_{eff} von $20\text{ }\mu\text{m} > R_{eff} > 120\text{ }\mu\text{m}$, in den Messbereichen von CIPgs und CIP nimmt die Streuung der Werte allerdings stark zu und variiert bis zu zwei Größenordnungen um die Ausgleichsfunktion. Erst für $R_{eff} > 120\text{ }\mu\text{m}$ nimmt die Streuung der Werte wieder ab. Daher ist diese Interpretation der Daten nicht eindeutig.

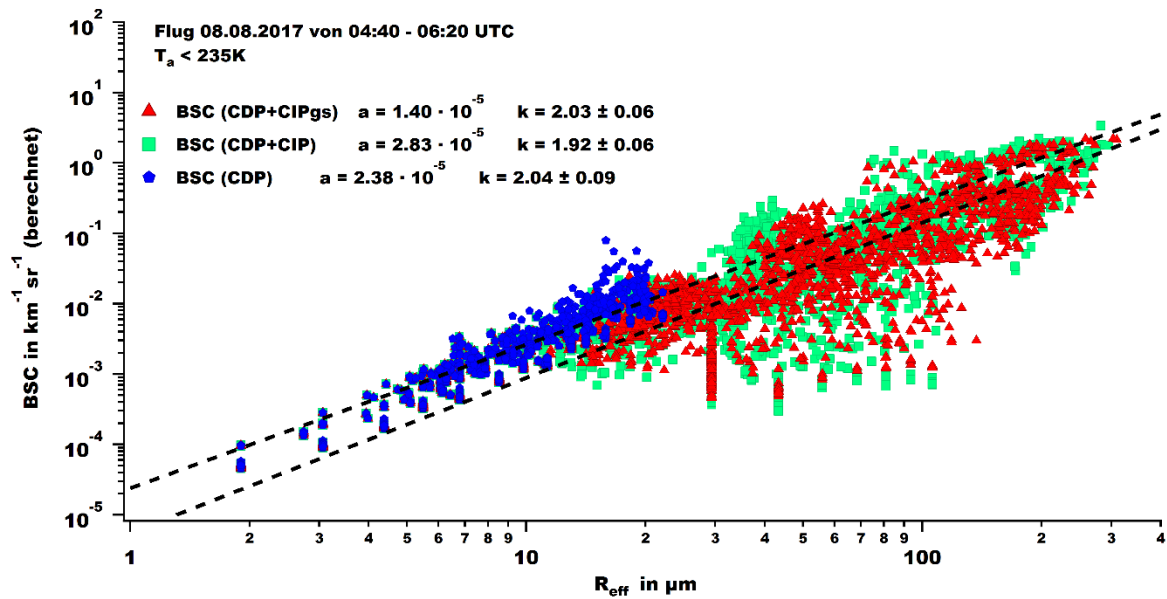


Abb. 61 Berechnete BSC über R_{eff} für den Messbereich von CDP (blaue Fünfecke), CDP+CIPGs (rote Dreiecke) sowie CDP+CIP (grüne Vierecke) für Eispartikelmessungen bei Temperaturen unter 235 K während des StratoClim Fluges vom 08.08.2017. Ausgleichsfunktionen der Form $y = ax^k$ wurden für jeden Datensatz berechnet. Die schwarz gestrichelten Linien deuten die Bandbreite der möglichen Ausgleichsfunktionen durch den Datensatz an.

Dem folgend wird ein zweiter Test für **Hypothese 2)** an dem Datensatz durchgeführt. Unter Annahme einer konstanten Anregungswellenlänge und konstantem Brechungsindex der Partikel, die sich für $T_a < 235$ K vollständig in der Eisphase befinden mit $n_{Eis} = 1.3116$, und Verwendung von (35) gilt für den Rückstreuoeffizienten die Beziehung

$$BSC \propto N(r) \cdot Q(r) \cdot \pi \cdot R_{eff}^2, \quad (36)$$

mit der Anzahlkonzentration $N(r)$ und der Rückstreuoeffizienz $Q(r)$ der Partikel. Die Rückstreuoeffizienz ist zudem von der einfallenden Wellenlänge, Partikelgröße und Partikelform abhängig. Nach Bohren und Huffman (2004) wird $Q(r)$ für $R_{eff} > 5\lambda$ konstant, wenn der Streuquerschnitt einer Population sphärischer Eispartikel gegenüber der Wellenlänge groß genug wird, um das geometrische, optische Limit für die Rückstreuung zu erreichen. Mit der verwendeten MAS-Laserwellenlänge von $\lambda = 0.532 \mu m$ ist dieses Kriterium theoretisch ab der dritten Größenklasse der CDP mit Radien größer $2.5 \mu m$ und über den gesamten Messbereich von CIPGs bzw. CIP erfüllt (der CDP-Messbereich beginnt bei $r_{min} = 1.25 \mu m$). Schumann et al. (2011) bestätigen diese Annahme für $Q(r)$ und bringen Berechnungen von $Q(r)$ für $\lambda = 0.55 \mu m$ mit Messungen von Partikel-Größenverteilungen in Zirruswolken in Relation. Sie zeigten, dass $Q(r)$ für Zirrus typische Eiskristall-Populationen (und Formen) im Bereich von $1 \mu m < R_{eff} < 10 \mu m$ zwischen 1.9 und 2.5 oszilliert und für $R_{eff} > 30 \mu m$ konstant 2 wird. Ab diesem Größenbereich ist der BSC nur noch eine Funktion von $N(r)$ und R_{eff} .

Normiert man die berechneten BSC mit der Anzahlkonzentration $N(r)$, erhält man den differentiellen Streuquerschnitt BSC/N . Eine Darstellung von BSC/N über R_{eff} sollte bei konstantem $Q(r)$ ebenfalls einem quadratischen Zusammenhang folgen. Für die Messbereiche CDP (blaue Fünfecke), CDP+CIPGs (rote Dreiecke) und CDP+CIP (grüne Kreise) ist dieses Verhältnis in Abb. 62 dargestellt worden. Die schwarz gestrichelte Linie stellt, analog zu Formel (36), die Funktion $y = ax^2$ dar. Der Koeffizient a wurde mit einem 95 %-Intervall zu $a = 0.0004 \pm 3.5 \cdot 10^{-5}$ ermittelt.

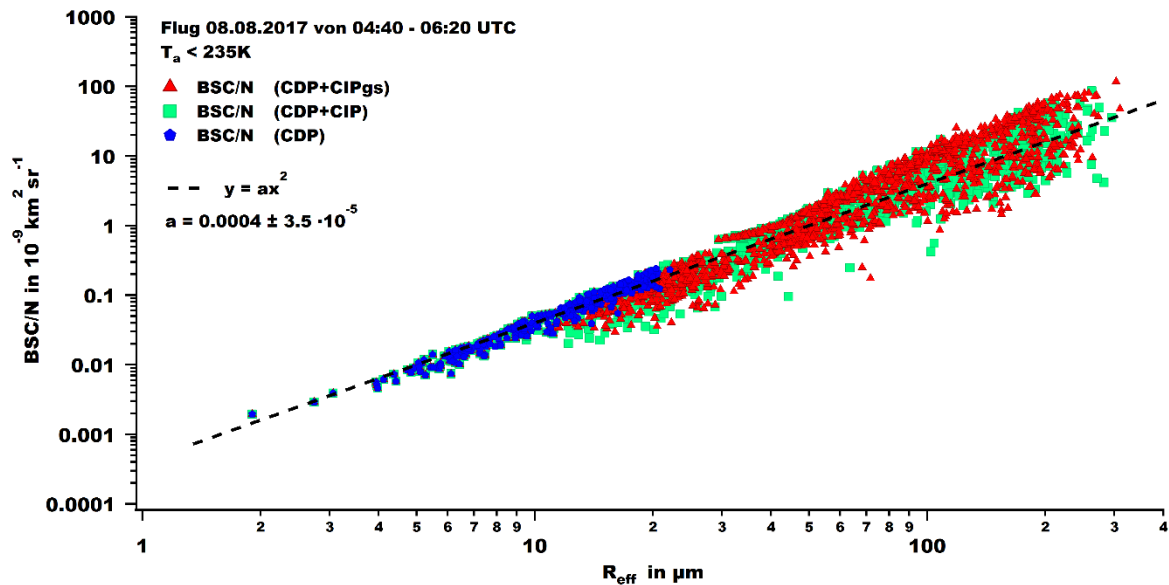


Abb. 62 unten zeigt berechnete BSC/N über R_{eff} des Messbereiches CDP (blau, 1 Hz Daten), CDP+CIPgs (rot, 1 Hz Daten) sowie CDP+CIP (grün, 1 Hz Daten) für Eispartikelmessungen bei Temperaturen unter 235 K während des StratoClim Fluges vom 08.08.2017. Die Ausgleichsfunktion der Form $y = ax^2$ wurden für den gesamt-Datensatz berechnet. Der Koeffizient a ist mit 95 % Konfidenzintervall angegeben.

Weiterhin können mit der Darstellung des differentiellen Streuquerschnitts zwei Charakteristika der gemessenen Partikelpopulation deutlich gemacht werden: Zum einen wird BSC/N als Funktion von R_{eff} über den gesamten Größenbereich streng dem quadratischen Zusammenhang folgen, wenn die gemessenen Eiskristalle monomodal verteilt sind, d.h. jedes Partikel der Population den gleichen Radius wie R_{eff} hat und die Population für alle Radien in gleichen Anzahlkonzentrationen $N(r)$ vorliegen. Ist dies nicht der Fall, daher Bereiche im gemessenen Größenspektrum existieren, wo die Partikel weniger monomodal verteilt sind, also die gemessenen Population eine weitere Streuung um den ermittelten R_{eff} aufweist, dann werden die Werte dort weniger gruppiert vorliegen und stärker vom Verlauf der Funktion $y = ax^2$ abweichen (schwarz gestrichelte Linie in Abb. 62).

Dem folgend zeigt sich Abb. 62, dass die Eispartikelpopulation des Messfluges vom 08.08.2017 im unteren Größenbereich der CDP von $1.25 \mu m < R_{eff} < 15 \mu m$ in guter Näherung in monomodaler Verteilung vorliegen. Eine Größenabhängigkeit von $Q(r)$ ist in diesem Größenbereich grafisch nicht feststellbar. Bis zu einem $R_{eff} \approx 30 - 50 \mu m$, weichen die Werte hauptsächlich in Richtung niedriger BSC/N von der Funktion ab. Das heißt, die Population weist in diesem Bereich eine erhöhte Anzahl kleinerer Partikel als ihr R_{eff} auf, die zu den berechneten BSC beitragen.

Im Größenbereich der Population von $60 \mu m - 300 \mu m$ liegt das Verhältnis BSC/N zunehmend auch über der blauen Geraden, was bedeutet, dass in diesem Bereich eine erhöhte Anzahl größerer Partikel zum R_{eff} beitragen, die in die Berechnung des BSC einfließen. Die BSC -Werte streuen dabei stärker um die Gerade und sind hier weniger gruppiert. Mit zunehmenden Partikelgrößen ab $R_{eff} > 80 \mu m$ ist die Partikelpopulation daher auch weniger monomodal.

Die Analyse zeigt, dass die BSC -Berechnung für alle R_{eff} der gemessenen Eispartikelgrößen und unter Berücksichtigung ihrer vorliegenden Anzahlkonzentrationen gültig ist. Hypothese 2) ist dadurch widerlegt. Es lassen sich zudem Annahmen zur Dispersität der Partikel-Population treffen.

Damit lässt sich als erstes Fazit festhalten, dass die Methode von Cairo et al. (2011) für Eiswolken bei Temperaturen kälter als 235 K auf einen Größenbereich von $1.25 \mu m < R_{eff} < 400 \mu m$ erweitert werden kann, bei einer doppelt so hohen Datenrate von 1 Hz.

Die Unterschiede zwischen Berechnung und Messung innerhalb der Mischphasenwolke zu Beginn des Fluges vom 08.08.2017 (vgl. Abb. 60), sind sehr wahrscheinlich auf andere Eiskristallformen als Sphären und zusätzlich auf Hydrometeore aus Wasser-Eis-Gemischen zurückzuführen, die ein komplexeres Streuverhalten besitzen, als es die zugrundeliegende Annahme elastischer Streuung im sichtbaren Wellenlängenbereich an kugelförmigen, homogenen Partikeln wiedergeben kann (Randbedingungen der Mie-Theorie). Mit der Randbedingung $T_a < 235$ K für die reine Eisphase bei sind diese Fälle ausgeschlossen worden und mit der Darstellung des differentiellen Streuquerschnitts BSC/N über R_{eff} kann kein Einfluss der reinen Skalierung der Partikeldurchmesser festgestellt werden (siehe Abb. 62). **Hypothese 2)** kann damit für Flug 08.08.2017 ausgeschlossen werden und diese Schlussfolgerung wird im Folgenden am gesamten StratoClim-Datensatz getestet. Eine Abweichung von dieser Annahme aufgrund von großen, stark asphärischen Partikelformen wie Aggregaten, Säulen, Rosetten oder Plättchen, wie sie in Hypothese 3) formuliert ist, wird im Detail in Abschnitt 4.5 diskutiert.

4.3. Berechnung von Rückstreuoeffizienten aus den CCP- und NIXE-CAPS-Datensätzen von StratoClim 2017

Für eine Erweiterung der Studie werden Rückstreuoeffizienten für den gesamten StratoClim-Datensatz von CCP und NIXE berechnet. Es wird dabei auf den CCP, d.h. „CDP+CIPs“ Datensatz zurückgegriffen, weil dieser im Gegensatz zu CDP+CIP die meisten Flüge umfasst (siehe Tabelle 10). Ebenso kann mit diesem und dem NIXE-CAPS Datensatz auf die Erkenntnisse aus Kapitel 3 aufgebaut werden und der Instrumenten Vergleich erweitert werden. Der vollständige StratoClim 2017 Datensatz von NIXE-CAPS wurde mit freundlicher Genehmigung von Martina Krämer bereitgestellt (FZ-Jülich, IEK-7). Die hier gezeigten Daten sind gleitende 10 s Mittelwerte der 1 Hz Aufzeichnungen der Instrumente. Die Datensätze werden mit der Randbedingung $T_a < 235$ K verwendet und stellen somit nur Messungen von vollständig vereisten Hydrometeoren dar. Die R_{eff} , die Flächendichte FD und Volumendichte VD wurde nach Schumann et al. (2011) berechnet. Die Definitionen dieser Größen werden in verkürzter Form in Abschnitt 4.5 erläutert.

Der Instrumenten-Vergleich in Kapitel 3 hat für die wichtigsten Größen N und D und daraus abgeleitet R_{eff} festgestellt: für niedrige N nimmt die Abweichung der Wertepaare zu, die CDP kommt etwas später als CAS an ihre Detektionsgrenze von $N_{min}(CDP) = 0.025 \text{ cm}^{-3}$ zu $N_{min}(CAS) = 0.04 \text{ cm}^{-3}$ und die CCP-CIPs ist in ihrem unteren und mittleren Anzahlkonzentrations-Bereich vom diskutierten Informationsverlust betroffen. Im hohen N Bereich liegen die Instrumente wieder besser beieinander (vgl. hierzu Abb. 47 und Abb. 48 oben links). Die Größenbestimmung der Partikel liefert einen mittleren Unterschied mit Faktor 2, d.h. $D_{NIXE} = 2D_{CCP}$. Die kleinen Partikelgrößen mit $D_{CCP} < 15 \text{ }\mu\text{m}$ stimmen wieder besser überein, die R_{eff} zeigen den gleichen Trend, allerdings mit einem systematischen Offset mit Faktor 2.5. Wieder in besserer Übereinstimmung liegen die Wertepaare für $R_{eff} < 7 \text{ }\mu\text{m}$ und für große Werte mit $R_{eff} > 150 \text{ }\mu\text{m}$ ergibt sich ebenfalls wieder eine Annäherung der Wertepaare, wie aus Abb. 48 unten links ersichtlich wird. Interessanterweise zeigt sich dieser Trend nicht im 1:1 Vergleich der Durchmesser, sondern muss demnach einer besseren Übereinstimmung der Werte für N geschuldet sein. Die nachfolgenden Grafiken in Abb. 63 zeigen den berechneten BSC, jeweils in Abhängigkeit von N und von R_{eff} des jeweiligen Instruments. Links zeigt in roten Kreuzen die Werte der CCP und rechts mit grünen Kreuzen die Werte von NIXE. Für die CCP ergibt sich eine lineare Regression der BSC, sowohl für die Abhängigkeit von N als auch für R_{eff} . Für NIXE ergibt sich kein so eindeutiger Zusammenhang, die Aufteilung der BSC-Werte in zwei „Äste“ für Werte kleiner $10^{-3} \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$ wird augenscheinlich, auch wenn sich hierfür keine Erklärung anbietet.

Ebenso zeigt sich für die Abhängigkeit des BSC von R_{eff} für NIXE eine Unterrepräsentation von kleinen R_{eff} , die gleichzeitig nur geringe Rückstreuungen verursachen, wie man es im Vergleich mit den CCP-Werten erwartet. Hier sind möglicherweise, die im unteren R_{eff} -Messbereich von CAS gemessenen, hohen Anzahlkonzentrationen für die hohen berechneten BSC-Werte verantwortlich. Darauf deutet ein Vergleich der Werteverteilungen der beiden Instrumente hin. Für das R_{eff} Intervall von 2- 4 μm ergeben die Berechnungen für CCP höchstens BSC-Werte bis ca. $0.002 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$, die NIXE-Partikelmessungen hingegen ergeben berechnete BSC-Werte bis $0.05 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$.

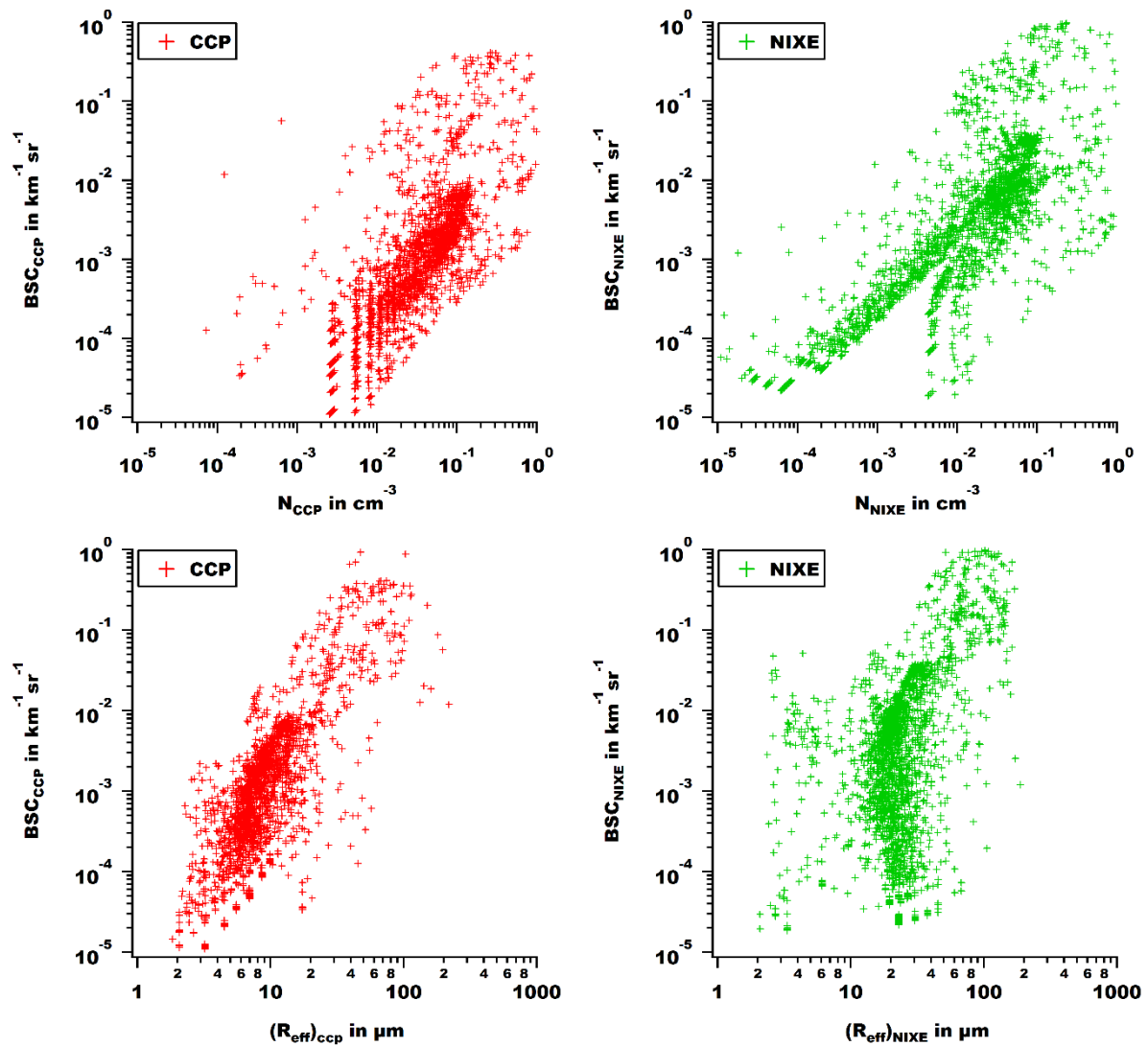


Abb. 63 Darstellung der berechneten BSC über ihre abhängige Variable N und R_{eff} . Links: Daten von CCP mit roten Kreuzen, Rechts: Daten von NIXE mit grünen Kreuzen. Die Datenpunkte repräsentieren 10 s Mittelwerte der StratoClim 2017 Messdaten.

Normiert man die berechneten BSC mit den gemessenen Anzahlkonzentrationen ergibt sich der differentielle Streuquerschnitt BSC/N in m^2sr^{-1} der in nachfolgender Abb. 64 ebenfalls für beide Instrumente visualisiert ist. Dabei wird im Datensatz zwischen den Flügen 2-7 vom 29.07.2017 – 08.08.2017 (rote Kreuze für CCP, grüne Kreuze für NIXE) und Flug 8 am 10.08.2017 unterschieden (dunkelblaue Kreuze). Für die CCP ist der Verlauf der berechneten Werte wie es aus der allgemeinen Relation zu erwarten ist und folgt der quadratischen Funktion $y = 3.9 \cdot 10^{-4} x^2$ (schwarz gestrichelte Linie in Abb. 64). Auch Flug 8 am 10.08.17 passt gut in dieses Bild (blaue Kreuze in Abb. 64).

In der rechten Grafik ist die quadratische Funktion von CCP für die BSC/N von NIXE ebenfalls eingezeichnet worden. Für $R_{eff} > 20 \mu\text{m}$ folgen die Werte genau wie die Daten von CCP in guter Näherung einer quadratischen Funktion, mit einem leichten Off-set, der durch eine Anpassung des Faktors a berücksichtigt werden kann.

Für kleinere R_{eff} folgten die NIXE-Messungen der Flüge 2-7 ebenfalls der Ausgleichsfunktion, nur für Flug 8 ergibt sich ein deutlich abweichender differentieller Streuquerschnitt der Partikelpopulationen mit niedrigem $R_{eff} \leq 20 \mu\text{m}$. Flug 8 zeigt insgesamt eine sehr starke Streuung der differentiellen Streuquerschnitte (blaue Kreuze in Abb. 64). Dies mag einer Häufung von asphärischen Eiskristallen mit entsprechendem Streuverhalten geschuldet sein (deren Formen NIXE besser abbilden konnte) und wird in Abschnitt 4.5 untersucht. Ohne Flug 8 zeigt die Darstellung von BSC/N für beide Instrumente die Proportionalität des mittleren Partikel-Streuquerschnitts zu R_{eff}^2 . Wie bereits für Flug 08.08.2017 gezeigt werden konnte, ist damit für den überwiegenden Teil der beobachteten Eispartikelpopulation, während StratoClim 2017 eine quadratische Abhängigkeit von R_{eff} zu BSC_{CCP} gegeben und die zu Beginn gemachten Annahmen bleiben erfüllt. Die Partikel sind im Vergleich zu Wellenlänge groß genug, um das geometrische optische Limit zu erreichen ($R_{eff} \geq 5\lambda$) und über den gesamten Messbereich folgt der differentielle Streuquerschnitt BSC/N einer quadratischen Funktion mit $y = ax^2$ bzw. für CCP mit $y = 3.9 \cdot 10^{-4} x^2$. Der Faktor a stimmt dabei im Rahmen eines 95 % Konfidenzintervalls mit dem Wert für den Flugabschnitt vom 08.08.2017 überein (vgl. Abb. 62). **Hypothese 2)** kann daher auch für den gesamten CCP-Datensatz und mit Ausnahme von Flug 8 auch für den NIXE-Datensatz verneint werden.

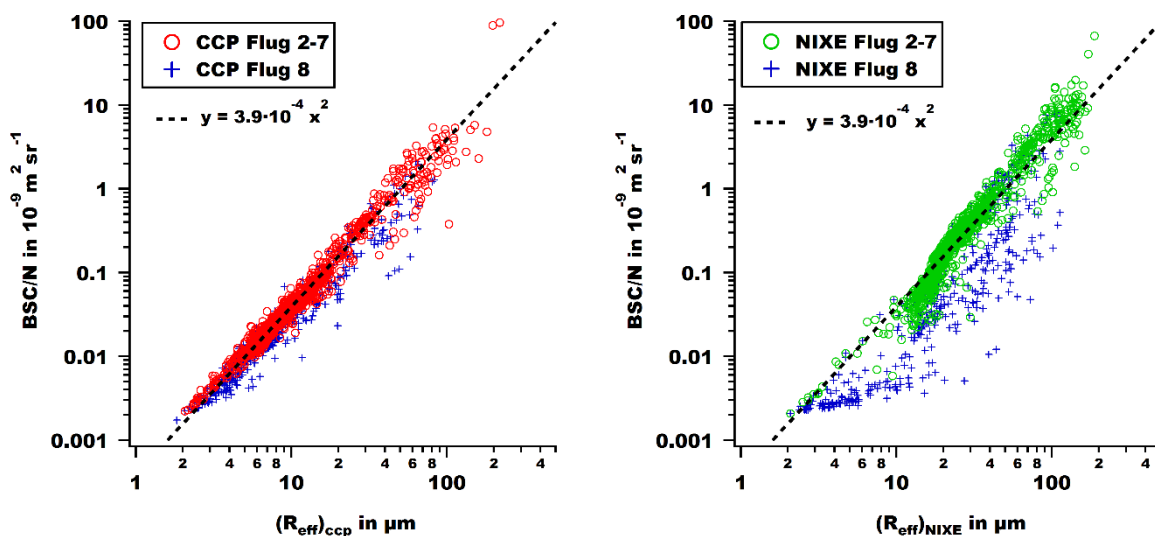


Abb. 64 Darstellung der differentiellen Streuquerschnitte BSC/N . Links für CCP, rechts für NIXE. In beiden Grafiken ist StratoClim Flug 8 mit blauen Kreuzen gesondert dargestellt. Die quadratische Funktion $y = 3.9 \cdot 10^{-4} x^2$, die den CCP-Datensatz am besten beschreibt, ist in der rechten Grafik für NIXE ebenfalls eingezeichnet worden (schwarze Linien). Die Datenpunkte sind 10 s Mittelwerte des StratoClim Datensatzes 2017 des jeweiligen Instruments.

In den nachfolgenden Grafiken in Abb. 65 sind zur Bestätigung dieser Annahme 1:1 Vergleiche für die berechneten BSC von CCP und NIXE erstellt worden. Die BSC sind 10 s Mittelwerte des 1 Hz StratoClim Datensatzes und jeweils über dem Basis Parameter N und R_{eff} des Instruments aufgetragen. Man sieht, dass die berechneten BSC-Wertepaare aufgrund der durchschnittlich niedrigeren, gemessenen Partikelgrößen von CCP auf Seiten der NIXE liegen (Abb. 65). Aus den CCP-Partikeldaten ergeben sich dadurch systematisch kleinere BSC, wie die linke Grafik im 1:1 Vergleich von BSC_{CCP} zu BSC_{NIXE} in verdeutlicht. Die Ausgleichsgerade $y = ax$ entspricht $BSC_{CCP} = 0.25 BSC_{NIXE}$ und macht den Faktor a deutlich (schwarz gestrichelte Linie).

Für kleine Partikelgrößen verbessert sich erwartungsgemäß die Übereinstimmung der beiden Messgeräte. In diesem Bereich überwiegen die Messwerte der CDP, deren Optiksistem unabhängig von der CIPGs arbeitet und somit nicht von der Störung des Optiksystems betroffen war. Folglich ist auch die Größenbestimmung nicht betroffen und die gemittelten Partikelgrößen am unteren Ende des Messspektrums gruppieren sich wieder um die 1:1 Linie, d.h. liegen in derselben Größenordnung wie die Messwerte des baugleichen Instruments CAS.

Der 1:1 Vergleich der BSC/N , in Abb. 65 rechts dargestellt, bestätigt diese Lesart. Die Werte parallel zur 1:1 Linie und folgen der Ausgleichsfunktion $y = 0.163x$, was bedeutet, dass die BSC/N -Werte ca. um einen Faktor 6 zur NIXE hin verschoben sind. Dieser Off-set ist, wie bereits erwähnt sehr wahrscheinlich auf die Störung der CCP Optik zurückzuführen. Unterhalb von $BSC/N = 10^{-5} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ und $R_{eff} = 10 \mu\text{m}$ nähern sich die Werte der berechneten differentiellen Streuquerschnitte wieder einander an und die Wertepaare verlaufen entlang der 1:1 Linie. Es bestätigt sich daher auch mit dieser Darstellung die Schlussfolgerung, dass im Bereich kleiner BSC/N die Messwerte der CDP und CAS überwiegen, die in guter Übereinstimmung zueinander liegen und kleine, überwiegend sphärische Partikel gemessen haben (Eispartikel kleiner $D < 10 \mu\text{m}$ sind nach e.g. Krämer et al. (2016) Sphären). Diese liefern dann für beide Instrumente vergleichbar große BSC/N Werte.

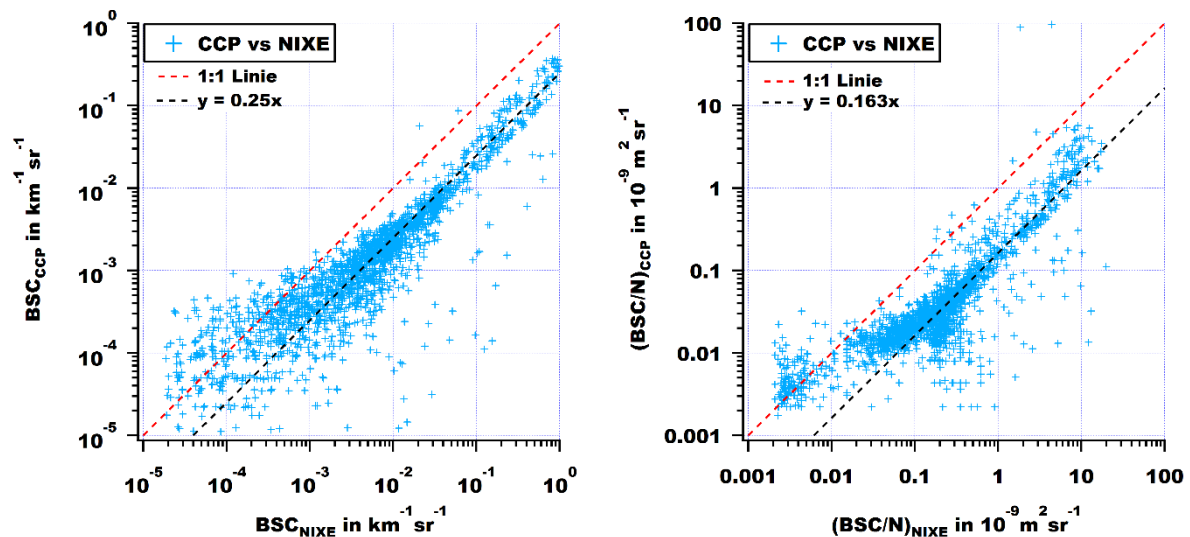


Abb. 65 Links: Korrelation von BSC_{CCP} zu BSC_{NIXE} . Die 1:1 Linie ist rot gestrichelt und die Regressionsgerade $y = 0.25x$ schwarz gestrichelt eingezeichnet. Rechts: Korrelation von $(BSC/N)_{CCP}$ über BSC/N_{NIXE} mit ebenfalls rot gestrichelter 1:1 Linie und der Regressionsgeraden $y = 0.163x$ mit schwarz gestrichelter Linie.

Darauf aufbauend werden die höheren Momente des Datensatzes untersucht. Die Grafiken in Abb. 66 zeigen die Regression der BSC-Werte gegen die Anzahldichte N (links oben CCP, links unten NIXE), die Flächendichte FD (Mitte oben CCP, Mitte unten NIXE) und die Volumendichte VD (Rechts oben CCP, rechts unten NIXE) der gemessenen Partikel. FD und VD wurden nach Schumann et al. (2011) berechnet, wobei gilt das die von Schumann et al. (2011) verwendete projizierte Flächendichte A umgerechnet wird nach FD gemäß: $4 \cdot A = FD$. Für eine Größenvisualisierung ist in logarithmischer Farbskala der R_{eff} im Intervall von $2 \mu\text{m} < R_{eff} < 200 \mu\text{m}$ über die Datenpunkte gelegt. Die Grafiken zeigen für Linien gleicher N , wie zu erwarten, dass sich für größere R_{eff} auf beiden Instrumenten höhere BSC berechnen.

Dasselbe gilt für Linien gleicher Flächendichte FD , hier liegen die Werte insgesamt kompakter, mit zunehmender FD steigen die BSC monoton an und für größere R_{eff} ergeben sich größere BSC bei konstanter FD . Auch dies ist zu erwarten, denn es gilt $FD \propto N \cdot R_{eff}^2$. Dasselbe gilt für den BSC , der linear in N und quadratisch mit R_{eff} zunimmt (siehe Formel (36)).

Bei der VD sind die Werte ebenfalls monoton steigend, größere VD bedeutet höhere BSC bei größeren R_{eff} , wie zu erwarten wäre. In der Grafik zeigt sich ein bemerkenswerter Trend: Verfolgt man eine Linie konstanter Volumendichte VD in Richtung steigender BSC , so erhält man für höhere BSC -Werte niedrigere R_{eff} . Daraus lässt sich schlussfolgern, dass der überwiegende Anteil des Partikelvolumens von wenigen großen Partikeln bestimmt wird, während der meiste Anteil der Querschnittsfläche von vielen kleinen Partikeln gebildet wird, deren R_{eff} dann maßgeblich bei der BSC -Berechnung ist.

Diese Beobachtung gilt für beide Instrumente gleichermaßen, wobei sich im NIXE-Datensatz dieser Effekt deutlicher in der grafischen Darstellung zeigt als im CCP-Datensatz (vgl. hierzu Abb. 66 rechts oben und rechts unten). Aus den grafischen Darstellungen der berechneten BSC , lässt sich abschließend festhalten, dass **Hypothese 2)** widerlegt werden kann. Die berechneten BSC skalieren über den gesamten Größenbereich beider Instrumente quadratisch mit den effektiven Radien, dies macht insbesondere die mittlere Darstellung der Flächendichte über den berechneten BSC deutlich.

Ebenso zeigt sich beim Vergleich der rot umrandeten Bereiche in Abb. 66 links oben und unten, dass der Datenverlust der CCP-CIPGs sich am stärksten in den niedrigen bis mittleren Konzentrationsbereich mit $N \leq 3 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-3}$ aufgetreten ist. Nach dieser ausführlichen Diskussion der berechneten Rückstreuoeffizienten, folgt nun im nächsten Abschnitt der Vergleich der berechneten Werte mit den von MAS in-Situ gemessenen BSC .

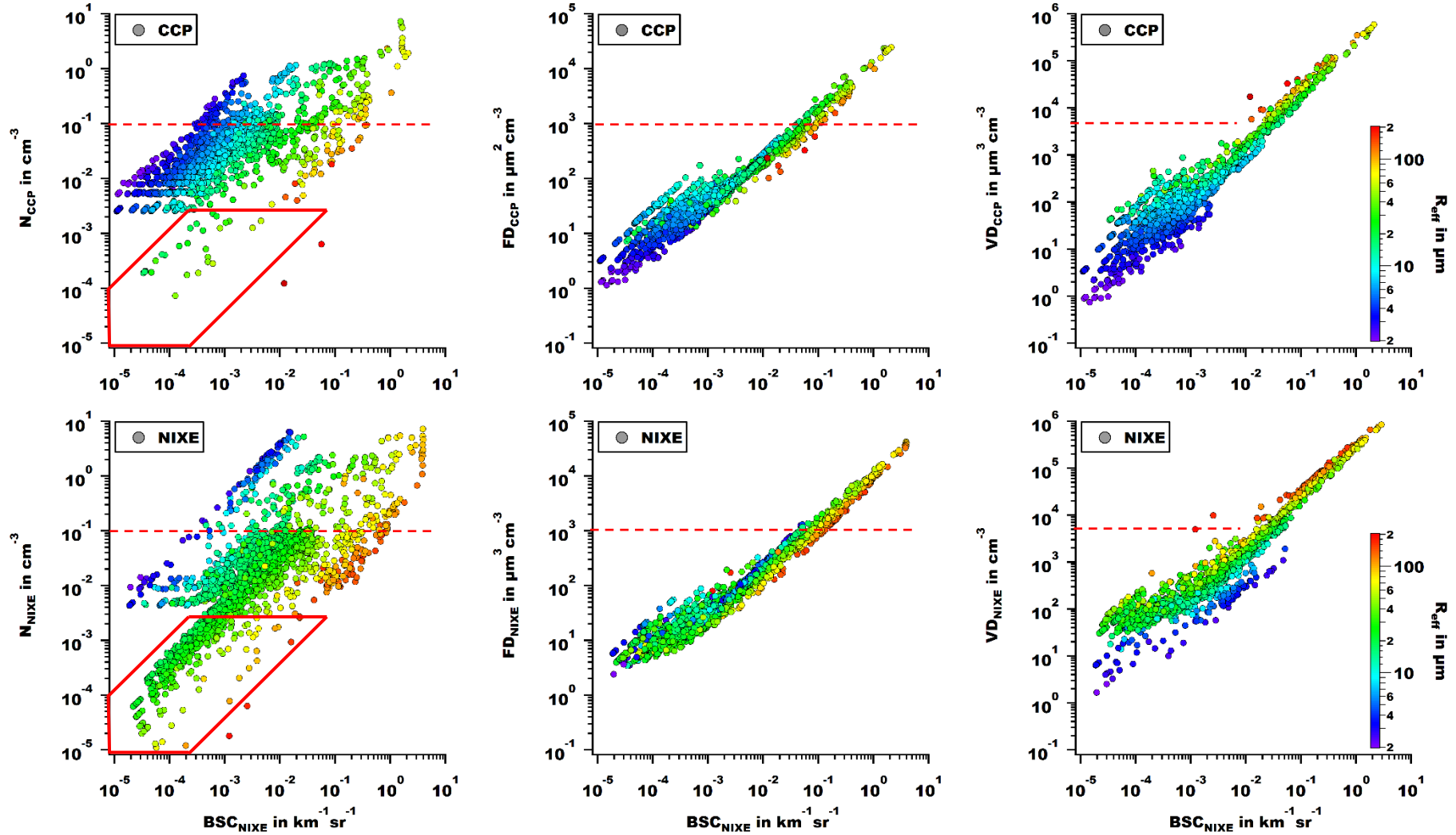


Abb. 66 Oben: Von links nach rechts: N_{CCP} über BSC_{CCP} , FD_{CCP} über BSC_{CCP} , VD_{CCP} über BSC_{CCP} . Unten: N_{NIXE} über BSC_{NIXE} , FD_{NIXE} über BSC_{NIXE} , VD_{NIXE} über BSC_{NIXE} . Der effektive Radius im Intervall von $2 \mu\text{m} < R_{\text{eff}} < 200 \mu\text{m}$ ist mit logarithmischer Farbskala ist über die Daten gelegt. Alle Daten sind 10 s Mittelwerte der StratoClim 2017 Kampagne. (Anmerkung: Volumen wurden nicht gemessen, sondern aus der zweidimensionalen, durch Schattenabdeckung gemessenen Fläche bzw. D_s nach Schumann et al. (2011) bestimmt)

4.4. Vergleich der berechneten Rückstreukoeffizienten mit den von MAS gemessenen optischen Parametern

In diesem Abschnitt werden als erstes die berechneten BSC mit den Messungen von MAS in Beziehung gesetzt. Die 1:1 Vergleiche in Abb. 67 zeigen wie zu erwarten ein eindeutiges Bild und bestätigen die bereits gemachten Annahmen zu den Unterschieden zwischen den Instrumenten. Die BSC_{NIXE} stimmen mit BSC_{MAS} besser überein als BSC_{CCP} zu BSC_{MAS} . Für die aus dem CCP-Datensatz berechneten Werte ergibt sich ein systematischer Offset der BSC im Vergleich zu den Messungen mit einem aus der grafischen Auswertung ablesbaren Faktor von ca. 3-5. Diese Aussage trifft besonders für den unteren und mittleren Wertebereich von $10^{-3} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1} > BSC > 5 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ zu. Die aus dem NIXE-CAPS Datensatz berechneten Werte hingegen liegen innerhalb eines Faktors von 0.5 bzw. 2 in Übereinstimmung mit den beobachteten Messwerten (Abb. 67 rechts) und folgen der 1:1 Linie. Für die höchsten Messwerte ergibt sich eine systematische Überschätzung durch die berechneten Werte. Hier sind verschiedene Einflüsse denkbar und dazu wird **Hypothese 3)** im Folgenden diskutiert.

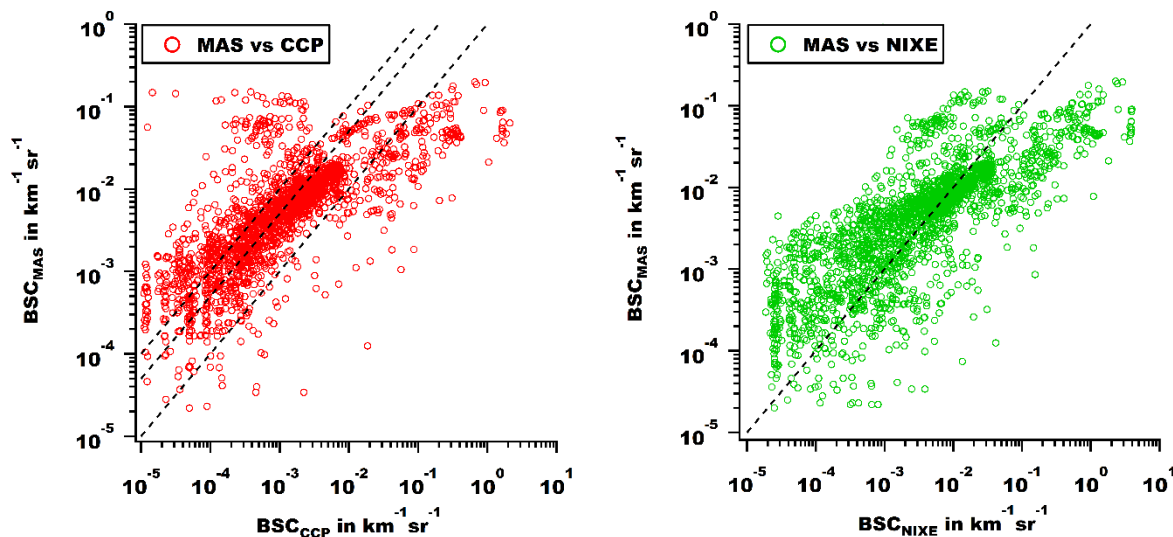


Abb. 67 Links: BSC_{MAS} zu BSC_{CCP} in roten Kreisen. Rechts: BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} in grün. Die 1:1 Linie ist jeweils schwarz gestrichelt gezeichnet. Für CCP ist zusätzlich eine Abweichung mit Faktor 5 und Faktor 10 dargestellt. Die Datenpunkte sind 10 s Mittelwerte des 1 Hz StratoClim 2017 Datensatzes der Instrumente.

Interessant ist in diesem Zusammenhang auch das Verhältnis von Extinktions- zu Rückstreukoeffizient, das sogenannte LIDAR-Verhältnis (LV). Dieses Verhältnis gibt an, wie stark das Rückstreusignal im Verhältnis zum gesamten Streusignal ist und nimmt mit zunehmendem mittleren Partikelradius ab. Verschiedene Gruppen haben dieses Verhältnis aus Sattelitenbeobachtungen oder in-situ mit Raman-Absorptions-Spektrometern in dünnen Zirren gemessen und kamen zu einem LV von $30 \pm 10 \text{ sr}$ (Chen, Chiang, und Nee (2002); Corti et al.(2006); Platt et al. (1999) und Giannakaki et al. (2007)). Für die vorliegenden Daten wurde das LV aus den berechneten BSC und den gemessenen Extinktionskoeffizienten gebildet und wird in Abb. 68 über dem effektiven Partikelradius aufgetragen. Die hier durchgeführten Berechnungen stammen überwiegend aus opaken Zirren, die sehr wahrscheinlich ein LIDAR-Detektor aufgrund der hohen Rückstreusignale „blind“ machen würden und sie ergeben für kleine Partikeldurchmesser ein ca. Faktor 2 niedrigeres LV um $15 \text{ sr} \pm 2 \text{ sr}$, wie es in Abb. 68 links gezeigt ist.

Für die kleinsten Partikel im Messbereich der CAS nähert sich das LV dem Wert von 29 ± 12 sr an, den auch Chen, Chiang und Nee (2002) ermittelt haben und spricht so für die korrekte Berechnung und Messung der optischen Rückstreuparameter. Ebenso sinkt in Abb. 68 das LV mit steigender mittlerer Partikelgröße, wie es nach korrekterweise zu erwarten wäre. Dies stellt auch ein weiteres Indiz gegen **Hypothese 2)** dar und bestätigt die Diskussion der Ergebnisse des vorangegangenen Abschnitts.

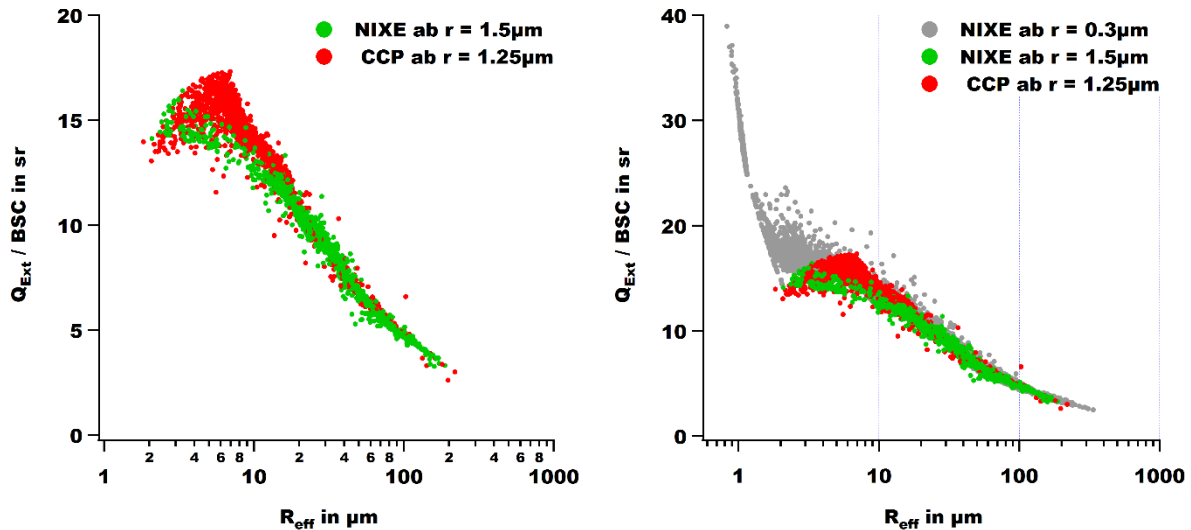


Abb. 68 Lidar-Verhältnis für verschiedenen Messbereiche der Partikelradien von NIXE und CCP. Links: Grüne Kreuze für NIXE von 1.5 – 470 μm , rote Kreuze für CCP von 1.25 – 470 μm . Rechts: Zusätzlich mit grauen Kreuzen für NIXE von 0.3 – 470 μm . Grüne und rote Punkte sind 10 s Mittelwerte der Datensätze, die grauen Punkte sind 1 Hz Daten des StratoClim 2017 Datensatzes von NIXE-CAPS.

4.5. Diskussion der gemessenen und berechneten Rückstreukoeffizienten anhand von Formeigenschaften und Depolarisationseffekten

Zur Überprüfung von **Hypothese 3)** wird im Folgenden untersucht, ob der Einfluss von asymmetrischen bzw. asphärischen Partikeln quantifiziert werden kann. Im Allgemeinen verringern asphärische Streuzentren die Intensität des vorwärts und rückwärts gestreuten Lichts und verstärken die seitliche Streuung im Vergleich zu Kugeln mit gleicher Oberfläche. Die BSC-Berechnung mit den gemachten Annahmen zur Mie-Streuung an sphärischen Partikeln wird daher das Rückstreusignal überschätzen, wenn asphärische Streuung auftritt. Nach Mishchenko et al. (1996) liegt die mittlere Überschätzung bei einem Faktor von 2 und je nach Partikelform bis zu 4 und mehr. Ein weiteres wichtiges Merkmal ist, dass asphärische Partikel das Rückstreusignal im Gegensatz zu kugelförmigen (und homogenen) Streuzentren depolarisieren. Wenn daher hohe Partikel-Depolarisationsraten in Kombination mit einer Überschätzung des BSC durch die Berechnungen auftreten, ist das ein Hinweis auf die Anwesenheit von asphärischen Partikeln.

Zur Überprüfung ist über die 1:1 Vergleiche von BSC_{MAS} zu BSC_{CCP} bzw. BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} in Abb. 67, eine drei Stufen Farbskala für die Depolarisationsrate von 0 – 100 % gelegt. Dabei ist eine Depolarisationsrate $\delta < 50$ % mit Rottönen und $\delta > 50$ % mit Blautönen gekennzeichnet. Ein δ von 50 ± 2 % ist weiß markiert. Die Häufung von Wertepaaren mit niedriger Depolarisation, erkennbar an der Häufung roter bis hellroter Datenpunkte, die in guter Näherung linear zur gemessenen Rückstreuung skalieren, ist deutlich erkennbar.

Diese stammen zum größten Teil aus den ersten sechs Messflügen von StratoClim 2017, für die überwiegend homogene Partikelgrößen-verteilungen mit niedrigem N_{max} und D_{max} gemessen wurden (vgl. hierzu Abb. 108 bis Abb. 116 in Anhang 0).

Weiterhin fallen für beide Instrumente Bereiche auf, in dem die berechneten BSC das Messsignal von MAS überschätzen und in dem gleichzeitig die höchsten Depolarisationsraten gemessen wurden. Diese Bereiche sind mit roten, rechteckigen Markierungen in Abb. 69 hervorgehoben. Die im Folgenden zu prüfende **Hypothese 3)** ist, dass überwiegend asphärische Partikel für die Abweichung verantwortlich sind, denn für sie sind die gemachten Annahmen nicht erfüllt und können mit dieser Art der Datenvisualisierung identifiziert werden können.

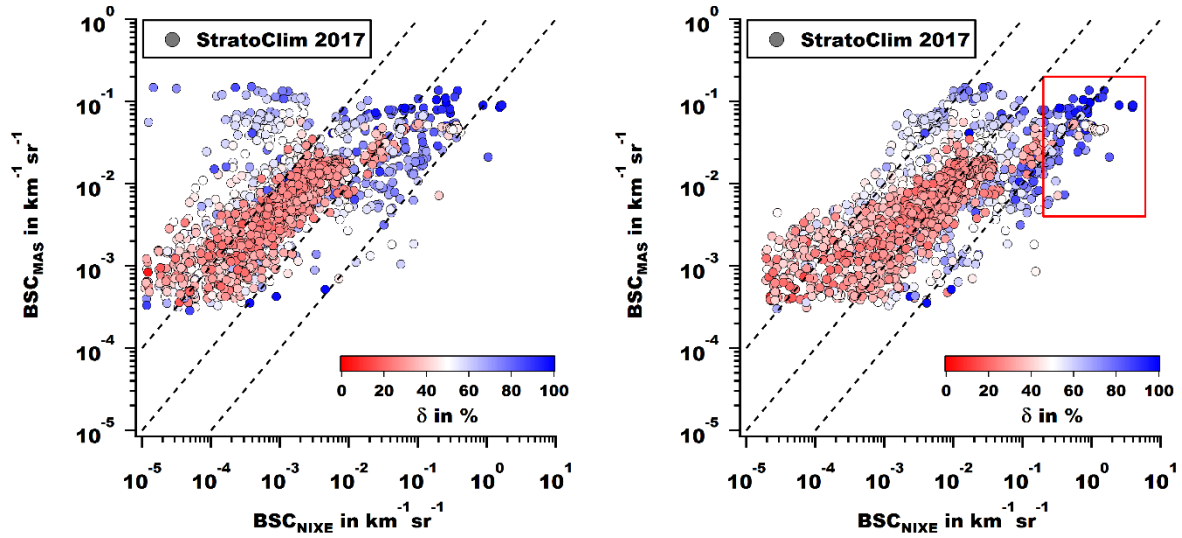


Abb. 69 BSC_{MAS} zu BSC_{CCP} links und BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} rechts dargestellt zusammen mit der Partikel Depolarisationsrate in %. Im rot umrandeten Bereich überschätzt der berechnete BSC das Messsignal BSC_{MAS} . Die 1:1 Linie ist schwarz gestrichelt eingezeichnet. Für $BSC_{MAS} < 3 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ ist das Signal zu schwach für die Bestimmung der Partikel-Depolarisation.

Für die folgende Analyse werden alle verfügbaren StratoClim Flüge einzeln ausgewertet (Flug 27.07.2017 hatte MAS nicht an Bord und Flug 29.07.2017 brachte nicht genügend Messdaten) und zusätzlich nur die Messdaten von NIXE verwendet, um den systematischen Fehler im CCP-Datensatz auszuschließen. Dies ist jetzt notwendig, weil auch der Partikel Größenbereich der bildgebenden Instrumente CIPgs berücksichtigt werden soll, für die CCP die bekannten Probleme aufweist. Das CIPgs-Problem zeigt sich auch hier in 1:1 Vergleich der BSC mit einem Faktor von ca. 5, d.h. die gemessenen Werte sind ein Faktor 5 höher als es die Berechnungen aus den Partikelmessdaten wiedergeben können (vgl. Abb. 69 links CCP und rechts NIXE). Weiterhin wird für die Bestimmung der Asphärizität ein Formfaktor C nach Schumann et al. (2011) eingeführt. Dieser beschreibt das Verhältnis des mittleren Volumenradius zum effektiven Radius:

$$C = \frac{R_{vol}}{R_{eff}} = \frac{R_{area}^2}{R_{vol}^2} \quad (37)$$

mit den dort gegebenen Definitionen für

$$R_{eff} = \frac{3VD}{FD} \quad (38)$$

$$R_{vol} = \left(\frac{3VD}{4\pi N} \right)^{\frac{1}{3}}$$

$$R_{area} = \left(\frac{FD}{4\pi N} \right)^{\frac{1}{2}}$$

In Formel (39) wurden die von Schumann et al. (2011) verwendeten Definitionen für V , A und N durch die in dieser Arbeit verwendeten Abkürzungen ersetzt: Die mittlere Volumendichte $V = VD$, die von Schumann et al. (2011) verwendete projizierte Flächendichte $A = FD/4$ und die mittlere Anzahldichte $N = N$ bleibt gleich. Damit ergibt sich C zu

$$C = \left(\frac{16}{9\pi} \right)^{\frac{1}{3}} \left(\frac{FD}{4N} \right) \left(\frac{VD}{N} \right)^{-\frac{2}{3}} \quad (40)$$

Mit den obigen Definitionen gilt für eine monodisperse oder schmale monomodale Größenverteilung von sphärischen Partikeln $R_{vol} = R_{eff} = R_{area}$. Das Verhältnis C wächst stärker linear mit der Querschnittsfläche an und sinkt schwächer mit der Volumen- und Anzahldichte der Partikel ab. Das heißt der Faktor hängt stark von der vorherrschenden Partikelgrößenverteilung und deren Formeigenschaften ab. Für Zirren variiert C je nach dominanter Eiskristallform zwischen 0.4 - 1.1 (Schumann et al. 2011) und ist im Allgemeinen eine wichtige Kenngröße für die Berechnung von Strahlungseigenschaften von Zirren. So skaliert z.B. die optische Dicke von Zirren bei gegebenem IWC und N linear mit C .

Stellt man nun die Depolarisation und den Asymmetrie Faktor C über den 1:1 Vergleich von berechneten BSC_{NIXE} zu gemessenen BSC_{MAS} , wie in den nachfolgenden Abbildungen dar, ergibt sich ein Zusammenhang zwischen niedrigen C -Faktoren, hoher Depolarisation und einer Überschätzung des berechneten BSC. D.h. wenn die Partikelpopulation überwiegend aus großen, irregulär geformten Eiskristallen besteht, ergibt die Berechnung einen niedrigen Wert für den Formfaktor und das MAS Signal wird gleichzeitig stark depolarisiert. Gleichzeitig ergibt die Berechnung der BSC mit Annahme sphärischer Streuung einen zu hohen Wert im Vergleich mit der Beobachtung durch MAS. Dieser Trend zeigt sich bei der Mehrheit der vorliegenden StratoClim Daten und wird im Folgenden für einzelne Flüge diskutiert. Es gilt dabei zu beachten, dass Messwerte für die Depolarisation nicht für alle Partikelmessdaten zur Verfügung standen und daher die Menge der dargestellten Datenpunkte in den beiden Grafiken unterschiedlich sein können. Als Fallbeispiele werden drei Flüge von StratoClim 2017 analysiert.

Während Flug 02.08.2017 (Abb. 70 Mitte) ist die Situation eindeutig: Für hohe berechnete BSC_{NIXE} Werte ab ca. $0.1 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ überschätzt die Kalkulation nach Mie den realen Messwert um einen Faktor 10 und mehr. Die gleichzeitig hohe Signaldepolarisation von BSC_{MAS} mit $60 \% < \delta < 100 \%$ verrät die Anwesenheit von asphärischen Eiskristallen, die das niedrige gemessene Signal BSC_{MAS} verursachen. Der Formfaktor C liegt zwischen 0.5 – 0.6 und gibt dadurch ebenfalls einen Hinweis darauf, dass es sich dabei um mehrheitlich asphärisch geformte Eiskristalle handeln muss (Schumann et al. 2011). Als Gegenbeispiel können die Messdaten des Flugs vom 04.08.2017 verstanden werden: Die gemessenen Partikelpopulationen ergaben eine mittlere $\delta = 31.25 \% \pm 5.9 \%$ (1- σ Stabw.) und für BSC_{NIXE} zwischen 0.004 und $0.05 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ folgen die berechneten Werte innerhalb eines Wertekorridors mit Faktors 2 den gemessenen BSC_{MAS} (siehe Abb. 70 rechts).

Die C-Faktoren bewegen sich dabei im Bereich von 0.8 – 1.0, was für Sphären, Sphäroide und Droxtale spricht (Schumann et al. 2011). Für niedrigere berechnete BSC-Werte ergeben die BSC-Messungen interessanterweise höhere Ergebnisse, dabei wird C ebenfalls zunehmend größer 1. Dieser Zusammenhang spricht dafür, dass hier die für die Rückstreuung maßgebliche Querschnittsfläche durch die Partikelbeobachtungen und die Annahme sphärischer Streuung unterschätzt wird, im Gegensatz zur realen Form, Menge und Größe.

Dieser Trend zeigt sich im gesamten Datensatz. Die kann zum einen an der realen Form versus Annahme von Sphären mit entsprechend höheren Volumendichten und geringen (beobachteten) Anzahl der Hydrometeore selbst liegen, oder an einer unzureichenden Abbildung der realen Partikelformen durch z.B. Beugungsfehler wie der Poisson-Flecken, wenn ein Hydrometeor das Messvolumen außerhalb der Bildfeldebene passiert. Die unvollständige Abbildung führt zur Berechnung einer zu kleinen Querschnittsfläche.

Für Flug 06.08.2017 ergeben die Messungen von MAS eine vergleichbar homogene Depolarisationsrate im Bereich von $\delta = 32.5 \% \pm 10 \%$ für die 1- σ Standardabweichung der Messwerte. Das geht einher mit einer guten Übereinstimmung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} , die Wertepaare verlaufen innerhalb eines Wertekorridors mit Faktor $\frac{1}{2}$ bis 2 entlang der 1:1 Linie von ca. $2 \cdot 10^{-4} < BSC < 2 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ (vgl. Abb. 71 links). Im Bereich niedriger BSC_{MAS} unterschätzt die Berechnung ebenfalls den gemessenen BSC_{MAS} . Und dies geht auch mit einem C-Faktor > 1.5 einher, was dafür spricht, dass in diesem Bereich ebenfalls die Querschnittsfläche durch die Partikelmessung (und daraus folgende BSC_{NIXE} Berechnung) unterschätzt wird. Ab einem BSC_{NIXE} von ca. $0.02 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ überschätzt der berechnete BSC_{NIXE} im zunehmenden Maße die gemessenen Werte, gleichzeitig wird der Faktor $C < 1$ und die Depolarisation nimmt zu. Für die höchsten auf diesem Flug gemessenen δ (dunkelblaue Kreise in Abb. 71 links), beträgt die Abweichung zwischen den berechneten und gemessenen BSC bis zu einem Faktor von 100. Hier bestimmen viele große und asphärisch geformte Partikel die Anzahl- und Volumendichte. Das resultiert in einen niedrigen Wert für C. Die sphärische Annahme überschätzt zudem ihren Streuquerschnitt. Aus dem Zusammenhang von, durch die Berechnung auf Grundlage sphärischer Streuzentren überschätztem Rückstreukoeffizienten, einer hoher Depolarisationsrate und den niedrigsten auf diesem Flug beobachteten Geometrie-Faktoren von $C = 0.5 \pm 0.1$. lässt sich daher auf die Anwesenheit von asphärischen Partikeln schließen, für die die gemachten Annahmen nicht erfüllt sind. Hinzu kommt die Information das während des Messfluges überwiegen alter Outflow auf dem Haupt-Konvektionsniveau auf 100 hPa detektiert wurde und die Bildauswertung von NIXE-CIPGs und HALOholo-Daten bestätigt, dass es sich im Bereich großer Partikel um überwiegend bereifte und irregulär geformte Aggregate gehandelt haben muss, die diese Rückstreusignale verursachen (priv. Komm. mit O. Schlenzcek, 2019). **Hypothese 3)** wäre damit korrekt.

Ein komplexes Bild zeigt sich für den zu Beginn des Kapitels untersuchten Flug vom 08.08.2017. Über diesem Flug ist aus der Auswertung von HALOholo Bilddaten bekannt, dass die gemessenen Wolken teilweise hohe Mengen an frisch gebildeten, langen Säulen und Bullet-Rosetten aufwiesen (Komm. mit O. Schlenzcek, Poster Präsentation während StratoClim Abschluss-Symposium, Potsdam 2019, ebenfalls bestätigt durch manuelle Sichtung der CIPGs-Bilder). Dies zeigt sich in einer während dieses Fluges durchgehen hoher Partikeldepolarisation von durchschnittlich $\delta = 56.3 \% \pm 16.4 \%$ mit einem Trend zu höherer δ für höhere BSC-Messungen. Die Varianz der BSC-Werte ist dabei größer und die Wertepaare von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} streuen stärker um die 1:1 Linie, wobei sie sich in einem Wertekorridor mit einem Faktor von 1/10 bis 10 zur 1:1 Übereinstimmung bewegen.

Es zeigt sich außerdem auf Linien gleicher BSC_{MAS} , dass für steigende Depolarisation der C-Faktor abnimmt und dabei gleichzeitig der Partikel-BSC im zunehmenden Maße das reale Messsignal überschätzt. Dieser Hinweis lässt ebenfalls auf die Gültigkeit von **Hypothese 3)** schließen: Für die vorliegende Population von asphärischen Partikeln sind die Annahmen zur Berechnung der BSC nicht mehr gültig.

Über Flug 10.08.2017 ist ebenfalls aus der Analyse der HALOholo Bilddaten bekannt, dass hier viele frische und bereifte Aggregate gefunden wurden (Komm. mit. O. Schlenczek, 2019), die ein von sphärischer Streuung abweichendes Verhalten beobachten lassen sollten. Es zeigt sich in Abb. 71 oben rechts, dass die gemessenen Rückstreukoeffizienten quadratisch mit den Berechneten skalieren. Dabei streuen die Werte innerhalb eines Wertekorridors mit einem Faktor von 10^{-1} - 10^1 sehr stark um die 1:1 Linie und tendenziell unterschätzt die Berechnung den realen Rückstreukoeffizienten. Die Depolarisation ist durchgehend höher als 50 % (Mittelwert des Fluges $\delta = 57.3 \% \pm 14 \%$) und nimmt auf Linien gleicher BSC_{MAS} zu. Dabei nimmt auch die Überschätzung durch den BSC_{NIXE} zu. Für höhere Rückstreusignale ist dieser Zusammenhang ausgeprägter. Für die höchsten, gemessenen Depolarisationswerte ist C sehr niedrig und bewegt sich zwischen 0.3 und 0.7, bei gleichzeitig starker Überschätzung des berechneten BSC_{NIXE} (rote Markierung). Im Gegensatz zu Flug 08.08.2017 lässt sich jedoch festhalten, dass die quadratische Abhängigkeit von R_{eff} auf BSC_{NIXE} in erster Näherung die realen Rückstreukoeffizienten wiedergeben kann. Es scheint so, dass im Falle unregelmäßig geformter Aggregate, die sphärische Näherung bei der Berechnung der Rückstreukoeffizienten ein akzeptables Bild wiedergibt unter Inkaufnahme einer hohen Varianz der Werte im Vergleich zu den gemessenen BSC.

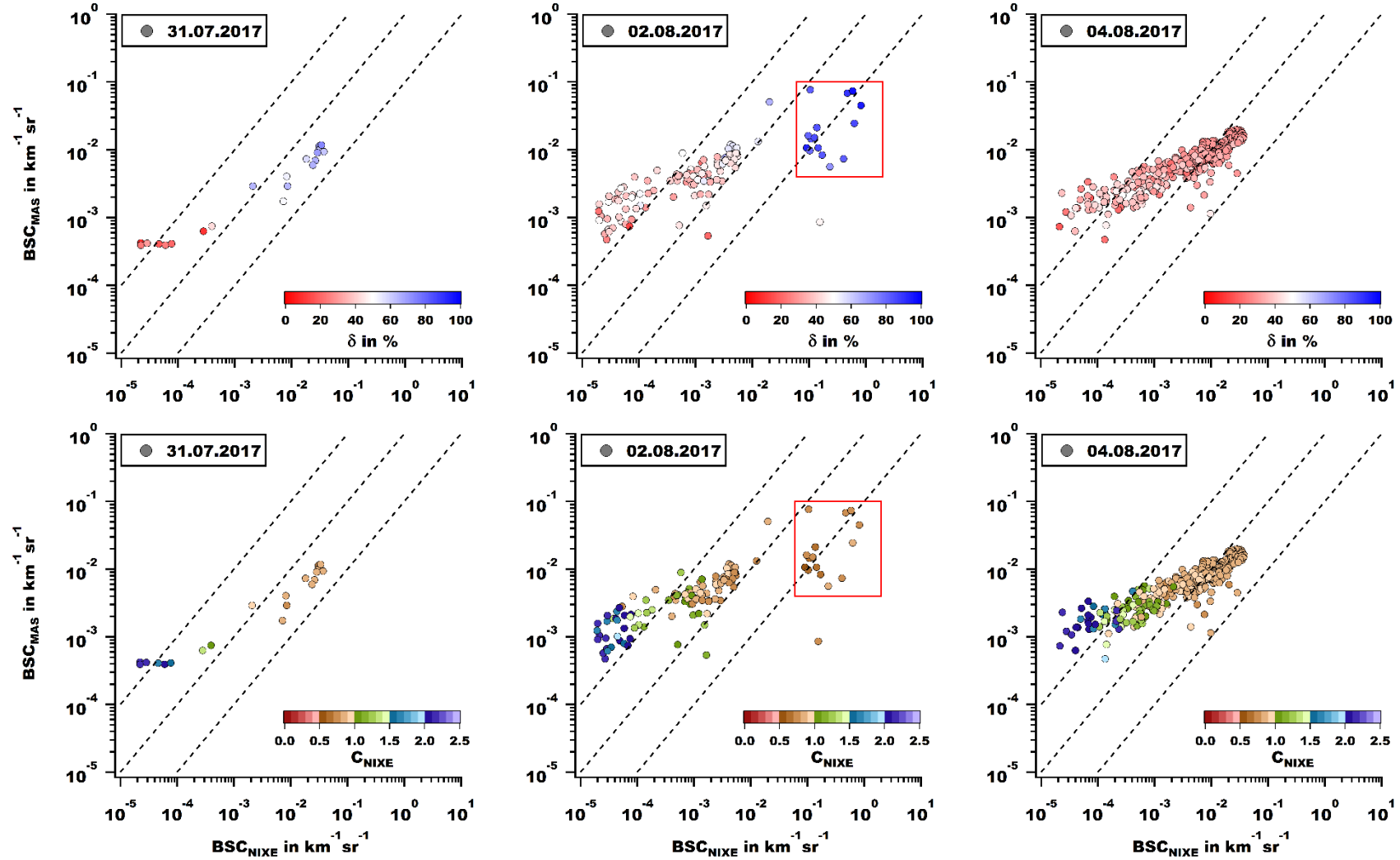


Abb. 70 obere Zeile: Darstellung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} mit farbcodierter Partikeldepolarisation δ in % für StratoClim Flüge 31.07. – 02.08.2017. Untere Zeile: für dieselben Flüge Darstellung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} zusammen mit farbiger Klassifizierung für den Formfaktor C_{NIXE} . Die 1:1 Linie und eine Abweichung um einen Faktor von 10^1 bzw. 10^{-1} ist in allen Grafiken eingezeichnet, ebenso ein rot umrandeter Bereich, in dem die berechneten BSC das Signal überschätzen, bei gleichzeitig hoher δ .

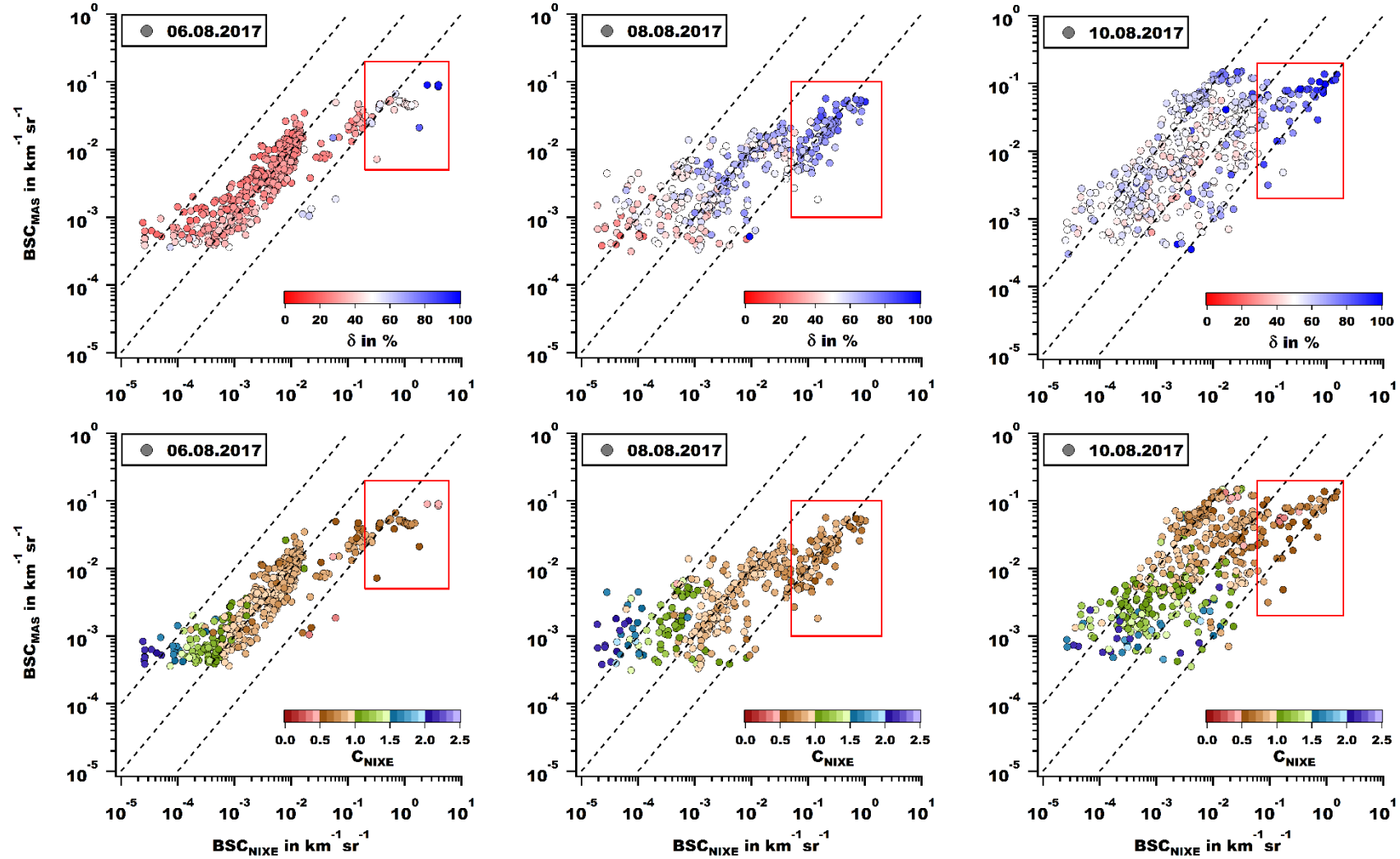


Abb. 71 obere Zeile: Darstellung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} mit farbcodierter Partikeldepolarisation δ in % für StratoClim Flüge 06.08. – 10.08.2017. Untere Zeile: für dieselben Flüge Darstellung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} zusammen mit farbiger Klassifizierung für den Formfaktor C_{NIXE} . Die 1:1 Linie und eine Abweichung um einen Faktor von 10^1 bzw. 10^{-1} ist in allen Grafiken eingezeichnet, ebenso ein rot umrandeter Bereich, innerhalb dessen die berechneten BSC das Signal überschätzen, bei gleichzeitig hoher δ .

4.6. Zusammenfassung und Diskussion der Studie

Die Berechnung von Rückstreukoeffizienten aus Partikelmessdaten von Streulicht- und bildgebenden Instrumenten, in Anlehnung an die Studie von Cairo et al. (2011), werden auf einen Messbereich von $D_s = 2 - 940 \mu\text{m}$ in 1 Hz Auflösung erweitert. Die hier vorgestellte Studie zeigt, dass die Berechnungen für die Datensätze der verschiedenen Partikelmessgeräte CAS, CDP, CIPgs und CIP gültig sind und im Gegensatz zur früheren Studie direkt aus den 1 Hz Messdaten der Instrumente ermittelt werden können. Da für die CCP und NIXE-CAPS der umfangreichste Datensatz aus der StratoClim Kampagne vorlag, werden die BSC für den gemeinsamen Messbereich der Geräte miteinander verglichen. Um Mischphasen Wolken auszuschließen und nur Hydrometeore aus Zirren und vereisten Wolken zu berücksichtigen, werden dabei ausschließlich Messwerte in Temperaturbereichen mit $T_o < 235 \text{ K}$ berücksichtigt. Zusätzlich wurde der MAS Datensatz auf Sättigungseffekte am Detektor hin untersucht und die betroffenen Datenpunkte gefiltert. Weiterhin wurde getestet, ob die Berechnungen für große Durchmesser der Partikel noch gültig sind und wie groß der Einfluss asphärischer Streuung ist. Die Untersuchung der berechneten differentiellen Streuquerschnitte ergibt, dass die gemachten Annahmen für Mie-Streuung für alle Partikelgrößen und Anzahlkonzentrationen gültig sind. Bei der Analyse zeigt sich deutlich das durch den Instrumentenvergleich in Kapitel 3 herausgefundene Hardware-Problem der CCP. Zum einen durch den bereits diskutierten Datenverlust und zum anderen durch einen systematischen Offset im Datensatz mit einem Faktor von 3-5 bei den BSC-Berechnungen im Vergleich mit den BSC-Messungen. Dabei zeigt sich allerdings auch, dass der CCP-Datensatz im Messbereich der CDP eindeutiger der zu erwartenden quadratischen Abhängigkeit der BSC von R_{eff} folgt als der NIXE-CAS Datensatz. Dies gilt insbesondere für den Flug vom 10.08.2017. Eine Darstellung des LV zeigt dabei, dass die den aus anderen Veröffentlichungen zu erwartenden Wert für Zirruswolken von $30 \pm 10 \text{ sr}$ in guter Übereinstimmung ist. Das wiederum bestätigt die berechneten Werte für den CAS-Messbereich im Datensatz der NIXE-CAPS.

Als Fazit der Analysen dieser Arbeit kann festgehalten werden, dass der CCP-Offset kein Produkt unterschiedlicher Auswertungsmethoden oder Filterkriterien ist, sondern sehr wahrscheinlich auf das Hardware-Problem der CIPgs zurückzuführen ist. Für eine weitere Analyse der optischen und mikrophysikalischen Parameter wurde daher nur der NIXE-CAPS Datensatz verwendet. Anhand diesem konnte gezeigt werden, dass unter Verwendung eines Partikelgeometrie Faktors C nach Schumann et al. (2011) die gemessenen und berechneten Rückstreusignale zusammen mit der Messung der Partikel-Depolarisation Rückschlüsse auf die vorherrschenden Geometrie oder Größenverteilungen zulassen. Ebenso konnte gezeigt werden, dass für asphärische Streuung die BSC-Berechnungen nach Mie-Theorie die Rückstreuung mitunter stark überschätzen und eine zunehmende Partikel Depolarisation dabei mit einem abnehmenden Formfaktor korreliert. Für Messflüge zu denen grundlegende Informationen über die Formeigenschaften der Hydrometeore bekannt waren, decken sich diese Beobachtung, mit dem zu erwartenden Ergebnis für asphärische Streuung. Die Kombination von gemessenen und berechneten Streueigenschaften ermöglicht eine Klassifizierung der Partikeleigenschaften über ihre Geometrie, wie sie in für die einzelnen StratoClim Flüge 2017 in Abb. 70 und Abb. 71 dargestellt ist.

Insgesamt decken sich die aus den StratoClim 2017 Datensatz berechneten C -Faktoren für gut mit den Ergebnissen von Schumann et al. (2011), wie sie in Abb. 72 dargestellt ist und streuen für Zirrusbeobachtungen bei einem mittleren $C = 0.85 \pm 0.1$ (Werte von 0.7 - 1) und einem $R_{Vol} = 20 \mu\text{m}$ (Werte von 10 - 32 μm), wie der rote gestrichelt umrandete Bereich in der Abbildung zeigt.

Die hohe Streuung ist nach Schumann et al. (2011) aufgrund der Mittelung über verschieden Formarten und Größenverteilungen zu erwarten. Mit zunehmendem R_{vol} stabilisiert sich der C-Faktor bei ca. 0.75 ± 0.25 wie man Abb. 72 entnehmen kann.

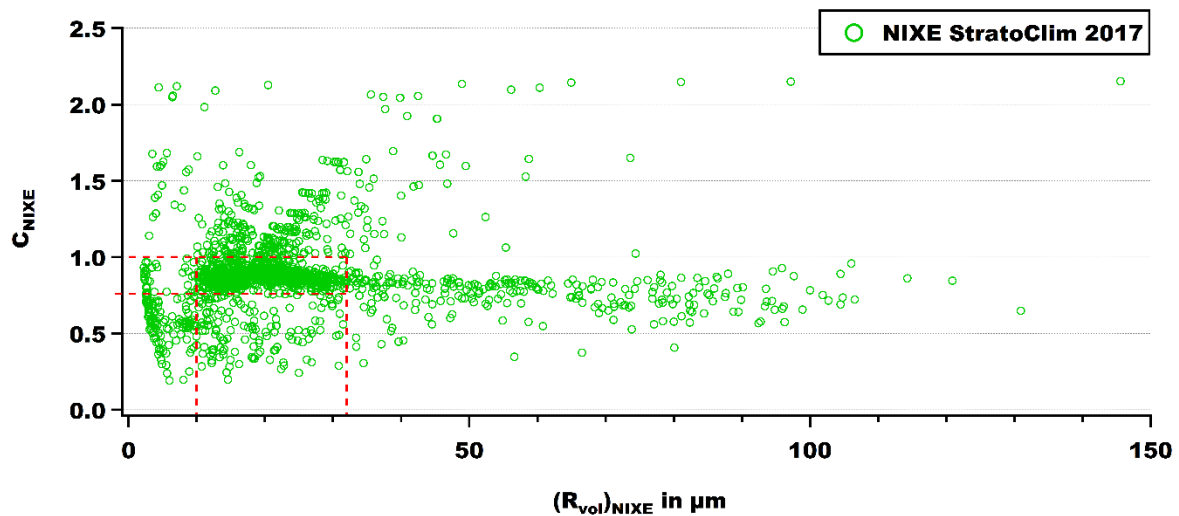


Abb. 72 $C_{NIXE} = R_{vol}/R_{eff}$ über R_{vol} entspricht dem kugeläquivalenten Radius für alle StratoClim 2017 Beobachtungen von Eisparkeln in Regionen kälter als 235 K.

Als Ausblick ist es denkbar, weiter und noch detaillierter in die Auswertung der Eiskristallformen in Kombination mit den Informationen der Streulichtmessgeräte einzusteigen. Eine Analyse des Rückstreuverhaltens für spezifische Formen, wie Sphäroide, Droxtale, Säulen, Plättchen und komplexere Aggregate oder Formen wie *Bullet Rosettes* und bereifte Kristalle zusammen mit ihren Größenverteilungen in hochliegenden tropischen Zirren könnte wertvolle Parametrisierungen für Simulationen, Modelle und Satellitenauswertungen liefern. Dies könnte durch eine gemeinsame Auswertung der HALOholo und CIPgs, CIP und PIP Bilddaten geschehen. Zudem liefert die Literatur aktuell sehr wenige In-situ Datensätze für Größenverteilungen mit Informationen über die gemessenen Formen. Es wäre für die Zukunft der Vergleichbarkeit flugzeuggetragener Messungen ein großer Fortschritt, wenn Partikelbilder automatisch anhand ihrer Formeigenschaften klassifiziert werden können. Ein Ansatz könnte das Training neuronaler Netzwerke anhand von idealisierten und in-Situ Datensätzen sein, die dann für eine Auswertung von Partikelbildern herangezogen werden können.

5. Beobachtungen von Zirren und vereisten Wolken im Troposphären-Stratosphären-Übergangsbereich während StratoClim 2017

Während des 2017 in Katmandu, Nepal stattfindenden Teils der StratoClim Messkampagne konnten, insbesondere während den letzten 4 der insgesamt 8 Flüge, mehrere Arten von Zirren und vereisten Wolken beobachtet werden. Ein gut dokumentierter Fall von Ausströmungen hochreichender, konvektiver Systeme zusammen mit überschießender Konvektion wird in Abschnitt 5.2 vorgestellt. Weiterhin sind Zirrus-Beobachtungen oberhalb der thermischen Tropopause in darauffolgenden Abschnitt 5.3 dokumentiert. Diese hohen Zirren, von denen einige Kriterien für die im Englischen als *Subvisible Cirrus* bezeichnete Wolkenart erfüllen, sind Hinweise auf einen in der Literatur diskutierten Eintrag von Eispartikeln in die untere Stratosphäre durch den vertikalen Luftmassentransport der, bedingt durch die beständige Aktivität konvektiver Systeme, während des Zeit des Asiatischen Sommer-Monsuns stattfindet (Dethof et al. 1999; Guha et al. 2017; Brunamonti et al. 2018). Nun soll als erstes der aktuelle Stand der Forschung zur Asiatischen Monsun Antizyklone kurz umrissen und das atmosphärische Modell nach Brunamonti et al. (2018) eingeführt werden.

5.1. Die Asiatische-Monsun-Antizyklone

Der Asiatische Monsun tritt in den Sommermonaten der Nordhalbkugel auf, wenn sich die Innertropische Konvergenzzone, auf Englisch *inner tropical convergence zone* - ITCZ, aufgrund des wandernden Zenit Standes der Sonne über den Äquator nach Norden verlagert. Der Vorgang ist mit einem roten Band in Abb. 74 angedeutet. Durch den Einfluss der Coriolis-Kraft ändert sich der sonst herrschende Süd-Ost-Passat in einen Südwestwind, der für eine konstante Zufuhr von feuchten ozeanischen Luftmassen nach Indien sorgt. Die starke Erwärmung der Landfläche und darüber befindlichen Luftmassen gegenüber dem Ozean, führt zu einem Druckgradienten in der Höhe vom der Kontinentalfläche hin zum Meer, der einen divergenten Höhenwind und damit Massenfluss zum Ozean hin erzeugt. Dies führt zu einem tieferen Druck über der Landmasse und es entsteht ein konvergenter Wind in den bodennahen Schichten. Dies führt zu einer Phase beständiger, hochreichender Konvektionen und starken Niederschlägen über dem indischen Subkontinent, die im Allgemeinen als Monsunsaison bekannt ist. Die orografischen Besonderheiten der Region, wie die Westghats in Südindien und das Himalaya-Massiv im Norden, verstärken diesen Prozess, indem die Gebirge die Luftmassen zum Aufsteigen zwingen. Dadurch kommt es neben den konvektiven Regenfällen zusätzlich zu starken Regenfällen an den Luv-Seiten der Gebirge. Die Kondensation setzt große Mengen latenter Wärme frei, welche die thermische Zirkulation weiter verstärken. Eine schematische Darstellung der beschriebenen Vorgänge ist in nachfolgender Abb. 73 mit stark überhöhtem Profil gezeichnet.

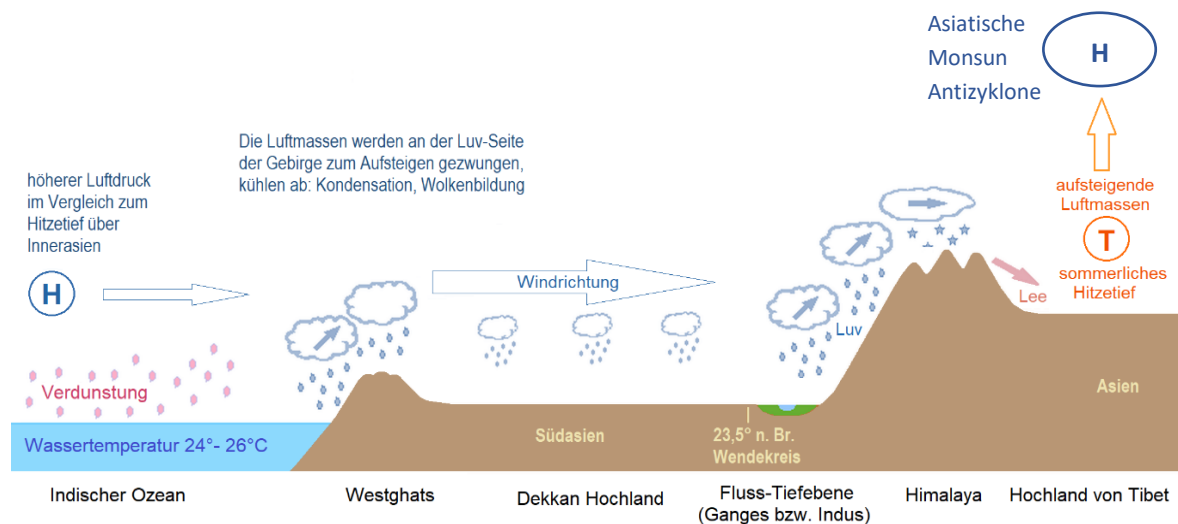


Abb. 73 Schematische Darstellung der Entstehung des Asiatischen Sommermonsuns über Indien mit Schnittdarstellung durch die Orographie des indischen Subkontinents und Himalayas (Grafik gemäß CCO mit Änderungen verwendet)

Durch diese enorme Verstärkung setzt sich die thermische Zirkulation bis in die obere Troposphäre und untere Stratosphäre fort, wie es in Abb.74 mit schwarzen Pfeilen angedeutet wird. Das System wirkt wie eine gigantische Atmosphärenpumpe, die bodennahe Luftschichten und deren Wasserdampf, Spurengase Aerosole, sowie Schadstoffe beider Gruppen bis in 14-16 Kilometer Höhe und darüber hinaus befördert (Lelieveld et al. 2018). In diesen Höhen zwischen entsteht, als Antwort auf die konstante Zufuhr latenter Wärme durch Konvektion, eine stabile Hochdruckzirkulation, die sogenannte Asiatische Monsun Antizyklone (AMA). Sie reicht über die thermische Tropopause hinaus bis in die unter Stratosphäre und ist dadurch in die globale (Brewer-Dobson) Zirkulation eingebunden (Bernath et al. 2010; Pan et al. 2016). Sie wird im Norden durch den westlichen Subtropen Jetstream (STJ in Abb. 74) und in den Tropen durch den östlichen Jetstream eingerahmt (TEJ in Abb. 74). Charakteristisch für die AMA sind die hohen Windgeschwindigkeiten an ihrem Rändern und die geschlossenen Konturlinien des Windfeldes. Man spricht auch von einem Vortexfeld. Ihre Ost-West Ausdehnung variiert während der Monsun-Saison und kann sich dabei vom östlichen Mittelmeer bis zum Ostchinesischen Meer erstrecken.

Die hier beschriebenen Beobachtungen von Zirrus-Feldern und vereisten Wolken traten im Übergangsbereich von Troposphäre zu Stratosphäre in der Nähe der thermischen Tropopause innerhalb des AMA-Bereiches auf. Die thermische Tropopause wird im engl. als *Cold-point Tropopause* bezeichnet und ist daher im Folgenden mit CPT abgekürzt worden (in Abb. 74 mit roter Fläche eingezeichnet). Diesen Übergangsbereich nennen Brunamonti et al. (2018) die *Asian Tropopause Transition Layer* – ATTL und sie folgen mit der Beschreibung der Abgrenzung dieser Schicht von der darüber und darunter liegenden Atmosphäre den Konventionen von Fueglistaler et al. (2009) zur Beschreibung des *Tropical Tropopause Layer* – TTL. Die Untergrenze der TTL wie auch der ATTL wird durch ein Minimum im Temperaturgradienten bestimmt. Im Englischen wird dieser als *Lapse-Rate Minimum* – LRM bezeichnet. Die hochreichende Konvektion reicht in der Regel bis an dieses Minimum heran, in Abb. 74 ist das LRM mit grüner Fläche eingezeichnet. Sie lag während StratoClim im zeitlichen Mittel zwischen 170 – 180 hPa bzw. 13 – 14 km Höhe. Die Obergrenze der ATTL wird durch das Minimum der Temperatur selbst, die CPT festgelegt. Diese befand sich während StratoClim auf ca. 17 - 17.6 km Höhe und einer 90 – 100 hPa Druckfläche (vgl. Abb. 74). Oberhalb der ATTL definieren Brunamonti et al. (2018) einen Bereich den sie *Confined lower Stratosphere* - CLS nennen. Innerhalb dieses Bereiches sind über 60 % der Luftmassen bereits vor zwei Wochen gewesen,

wie sie aus Berechnungen von Rückwärtstrajektorien der Luftpakete auf diesen Druckflächen berechnet haben. Das entspricht dem vertikalen Kernbereich der AMA. Innerhalb dieses Bereiches steigen die Luftmassen spiralförmig langsam durch diabatische Erwärmung auf und erreichen die Obergrenze der AMA (Vogel et al. 2019). Sie wird von Brunamonti et al. (2018) als „*Top of confinement*“ – TOC festgelegt, ab hier fängt die freie Stratosphäre an und die Luftmassen Trajektorien lassen sich nicht mehr in den Kernbereich der AMA und auf die hochreichende Konvektion zurückführen (Brunamonti et al. 2018; Bucci et al. 2020). Dies wird in Abb. 74 durch die blaue Fläche angedeutet und ist als „Obergrenze AMA“ bezeichnet worden. Sprachlich möchten sich Brunamonti et al. (2018) von dem Begriff TTL abgrenzen, um den geographischen Unterschied zu den Tropen hervorzuheben, daher führen Sie den Begriff ATTL ein. In Übereinstimmung mit der schematischen Darstellung der atmosphärischen Prozesse in Abb. 74 und den in der zitierten Literatur verwendeten Konventionen, wird in dieser Arbeit auch der Begriff der ATTL verwendet, um den Übergangsbereich zwischen Troposphäre und Stratosphäre zu beschreiben.

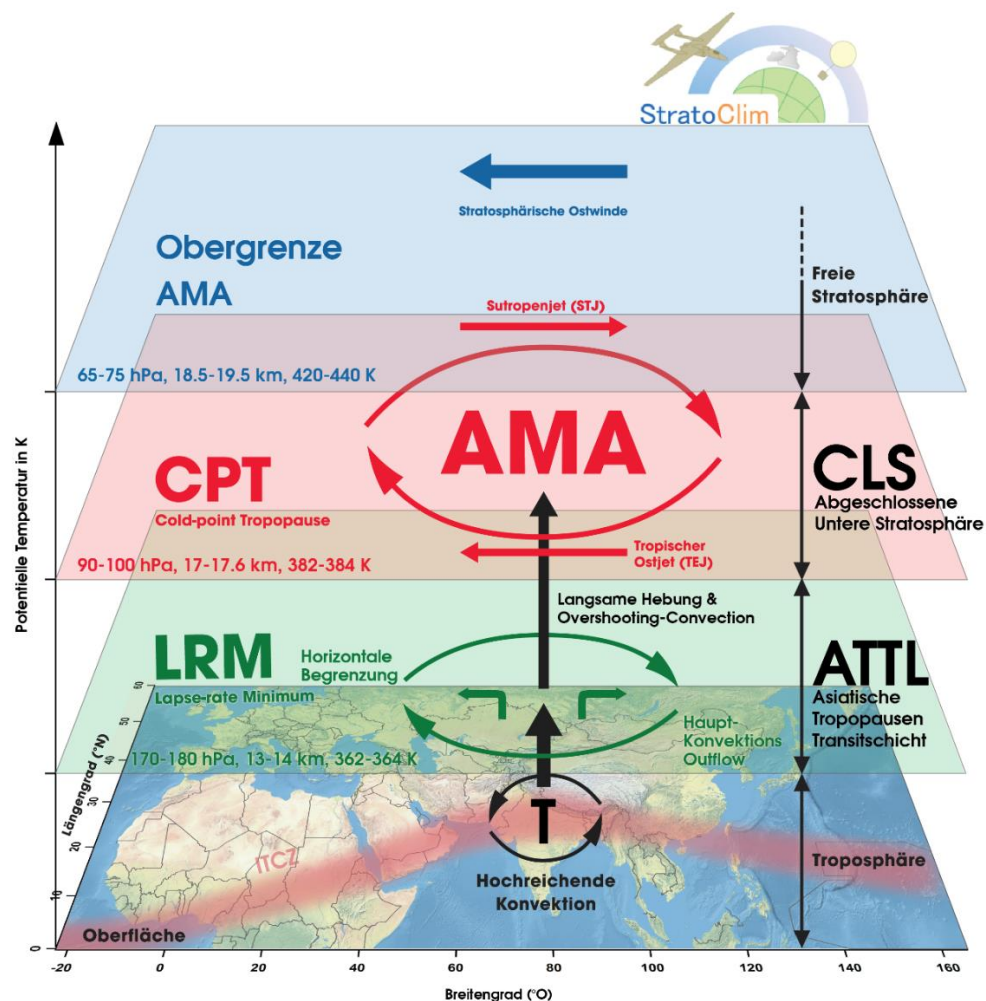


Abb. 74 Schematische Darstellung der vertikalen Struktur der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre während der Monsunmonate über Indien und dem Himalaya. Die Asiatische Monsun Antizyklone AMA, hier dargestellt mit roten und grünen Zirkulations-Pfeilen, kann in zwei Bereiche unterteilt werden: In die Asiatischen-Tropopausen-Übergangs-Schicht ATTL und der darüber liegenden, durch die Zirkulation der AMA beeinflussten unteren Stratosphäre CLS. Diese Schichten werden durch drei Bereiche definiert: Die untere Grenze durch das Minimum des Temperaturgradienten LRM auf ca. 170 – 180 hPa bzw. 362 – 364 K potenzieller Temperatur (grüne Fläche). Die mittlere Grenze wird durch die thermische Tropopause CPT bei 90 – 100 hPa bzw. 382 – 384 K festgelegt (rote Fläche) und die obere Grenze mit dem Übergang zur freien Stratosphäre kann auf 65 – 75 hPa und 420 – 440 K (blaue Fläche) definiert werden (eigenes Werk nach Brunamonti et al. (2018)).

Aufgrund der erwähnten deutlichen Isolation der Luftmassen innerhalb der AMA wird beobachtet, dass innerhalb ihres Ausbreitungsgebietes lokale Maxima oder Minima von Spurengasen wie z.B. Kohlenmonoxid und Ozon entstehen. Diese Anomalien eignen sich zur Beschreibung ihrer lokalen Ausdehnung während des Beobachtungszeitraumes. Ein Beispiel sei hier aus der Arbeit von Park et al. (2007) gezeigt, die mit CO- und O₃-Beobachtungsdaten eines Mikrowellen-Messgerätes (MLS) an Bord des NASA Satelliten EOS-Aura die Ausdehnung der AMA für die Monate Juli-August 2005 darstellen und diskutieren.

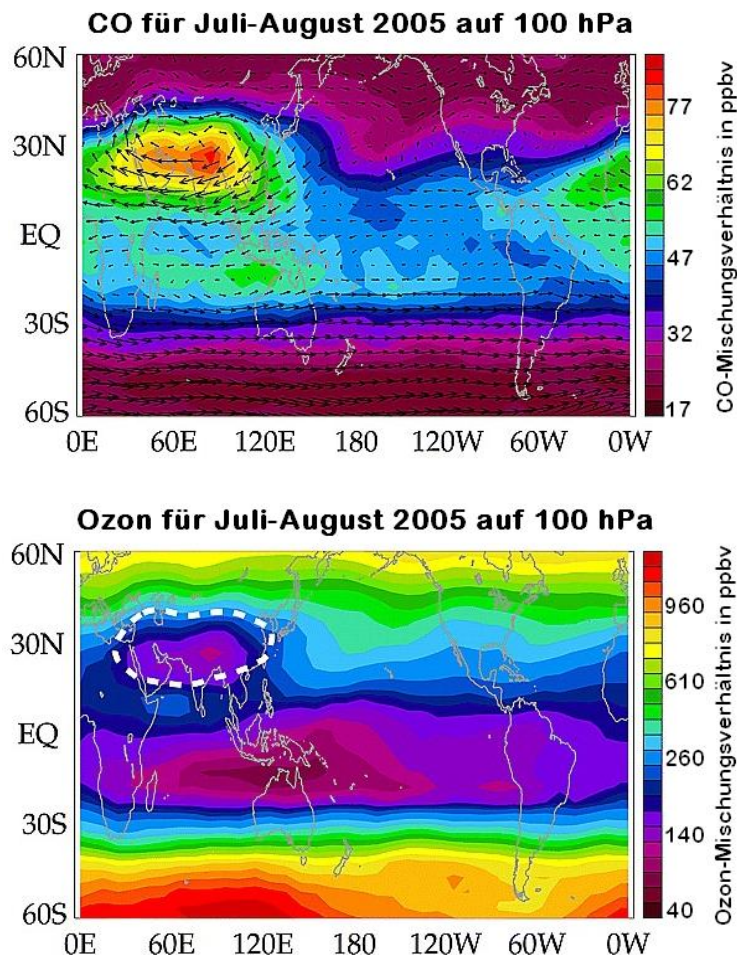


Abb. 75 oben: Darstellung der mittleren globalen CO-MV in ppbv auf der 100 hPa Druckfläche für Juli-August 2005 aus Beobachtungsdaten von MLS von 60 °N bis 60 °S. Die schwarzen Vektorpfeile zeigen die Struktur des mittleren Windfeldes für denselben Beobachtungszeitraum. Abb. 76 Unten: Darstellung der mittleren globalen O₃-MV in ppbv auf der 100 hPa Druckfläche für Juli-August 2005 aus Beobachtungsdaten von MLS von 60 °N bis 60 °S. Die weiß gestrichelte Linie umschließt das Ausbreitungsgebiet der AMA gemäß der Definition von Park et al. (2007) (Grafiken mit Änderungen übernommen).

Wie in Abb. 75 deutlich wird, sind innerhalb der AMA-Region, dessen Ränder Park et al. (2007) über die höchste mittlere Windgeschwindigkeit definieren (weiße Linie, untere Grafik), die CO-Mischungsverhältnisse erhöht und gleichzeitig die O₃-Werte vermindert, was nach Park et al. (2007) auf Mischungsprozesse von stratosphärischen mit CO-reichen bzw. O₃-armen, bodennahen Luftmassen schließen lässt, die durch die vertikalen Transportprozesse eingebracht wurden. Feld-Messungen von z.B. Tobo et al. (2008) und im Rahmen von StratoClim von Brunamonti et al. (2018) bestätigten diese Annahmen. Diese Anomalien entstehen aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten und Vortizität

der AMA, die nach Randel und Park (2006) und Park et al. (2007) eine stabile Isolation der durch Konvektion eingebrachten Luftmassen innerhalb der Antizyklone bewirken.

Diese horizontale Isolation der Luftmassen durch die AMA ist mit der horizontalen Transportbarriere, die am Rande des polaren Vortex beobachtet wird, vergleichbar, wenngleich sie bei Weitem nicht so ausgeprägt ist (Plöger et al. 2015). Sie gleicht nach Plöger et al. (2015) eher einer Zone verminderten horizontalen Transports. Die chemische Signatur und der Grad der Isolation der Luftmassen innerhalb der AMA, sowie ihre horizontale und vertikale Dynamik ist Gegenstand aktueller Forschung und war ein wichtiger Teil der StratoClim Agenda (Stroh et al. 2018; Legras und Bucci 2020; Nützel et al. 2019; Bucci et al. 2020; Stiller und Di Carlo 2020).

Die Ausdehnung der AMA-Region wird in der Literatur neben der Beobachtung von Spurengas-Anomalien auch über verschiedene Betrachtungen an ihren meteorologischen Feldern diskutiert. In einer Veröffentlichung von Popovic und Plumb (2002), sowie in Plöger et al. (2015) wird das Montgomery Potential zu Beschreibung der AMA herangezogen (siehe Formel (41) und Abb. 77). Park et al. (2007) definieren die AMA anhand des Bereichs der höchsten, horizontalen Windgeschwindigkeiten (siehe Abb. 75 rechts). Garny und Randel (2013) dagegen mithilfe von Flächen niedriger potenzieller Vortizität. Plöger et al. (2015) und Plöger et al. (2017) gehen mit ihrem Konzept eines zeitlich gemittelten Maximums im Gradienten der potentiellen Vortizität noch einen Schritt weiter als Garny und Randel (2013) und definieren damit in ihrer Arbeit den bereits erwähnten Bereich „verminderten horizontalen Transports“. Eine ausführliche Erläuterung der hier angerissenen meteorologischen Konzepte würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, sie finden hier Erwähnung, um einen kurzen Überblick zum aktuellen Stand der Literatur zu geben.

Zum Verständnis von Abb. 77 wichtig ist das Konzept der Montgomery Funktion bzw. Potentials M_p . Vereinfacht gesagt, handelt es sich um die Summe aus Geopotential und Enthalpie (des idealen Gases) und dient der Beschreibung des Windfeldes auf einer bestimmten isentropen Fläche, d.h. mit θ als Höhenkoordinate. Es ist definiert als

$$M_p = \Phi + c_p T = gz + c_p T \quad (41)$$

Dabei ist das Geopotential ϕ das Produkt aus g , der Erdbeschleunigung und z , der Höhe der isentropen Fläche. In Summe mit der Enthalpie, die das Produkt aus c_p , der spezifischen Wärme der Luft bei konstantem Druck und T ihrer Temperatur in Kelvin darstellt, beschreiben Linien gleichen Montgomery Potentials die Stromlinien des Windes im θ -System (Bott 2012). Betrachtet man Luftpakete im θ -System, können mithilfe von M_p synoptisch-skalierte Bewegungen besser nachvollzogen werden, da diese in guter Näherung isentrop ablaufen, d.h. ohne äußere Kräfte oder Wärmezufuhr wird ein Luftpaket seine Bewegungen immer parallel zu den Isolinien von M_p durchführen.

So wird in Abb. 77 die Ausbreitung und Variabilität der AMA, während der StratoClim Kampagne mithilfe von M_p dargestellt. Man sieht über einen Zeitraum von 15 Tagen für jeden StratoClim Flugtag, das aus ECMWF ERA-5 Reanalyse-Daten für 00:00 UTC berechnete Montgomery Potential auf der isentropen Fläche von $\theta = 370$ K (vgl. auch Abb. 74).

Die Ost-West Oszillation der (geschlossenen) Windströmungen und die damit verbundene geographische Variabilität dieses Phänomens wird beim Vergleich der Bilder von links oben nach rechts unten in Abb. 77 deutlich. Der Kernbereich der AMA, erkennbar durch die dunkelroten Bereiche des höchsten M , wanderte im zeitlichen Verlauf von der tibetischen Hochebene (27.07. - 29.07.) bis in die iranische Hochebene (31.07.) und zurück (02.08.). Dann schwächt sich die Zyklone ab (04.08.) um in den nächsten Tagen wieder zu erstarken (06.08. - 08.08.). Am 08.08. erreicht sie ihre größte geographische Ausdehnung und teilt sich dann am 10.08. in eine bimodale Zirkulation auf. Diese Dynamik spiegelte sich darin wider, dass die StratoClim Kampagne in zwei meteorologische Phasen unterteilt werden kann: Während der ersten vier Flüge vom 27.07.2017 – 02.08.2017 war die Region des Übergangs von Troposphäre zu Stratosphäre, im Englischen als *Upper Troposphere - Lower Stratosphere* – UTLS bezeichnet, wärmer und feuchter. Hingegen die letzten vier Flüge vom 04.08.2017 – 10.08.2017, fanden kältere und trockenere Bedingungen in der UTLS vor. Dies zeigte sich z.B. an der Höhe und Temperatur der CPT und des Wasserdampf- und Eiswassergehalts unter- und oberhalb dieser Region wie ein Vergleich mit den Abb. 104 im Anhang 0 zeigt. Für die folgenden Analysen wurde die während der Ballon-Messkampagne von Brunamonti et al. (2018) ermittelten Temperatur und Wasserdampfprofile der UTLS mit einbezogen.

Garny und Randel (2016), Pan et al. (2016) und Plöger et al. (2017) gehen davon aus, trotz des lokal verminderten horizontalen Transports an den Vortexgrenzen, die Ost-West Fluktuation der AMA für eine großräumige, horizontale Umverteilung von Luftmassen in der UTLS sorgt. Diese AMA-Luftmassen koppeln in den Tropen an die Brewer-Dobson-Zirkulation an und erfahren damit eine globalen Verteilung in der Stratosphäre (Butchart 2014; Plöger et al. 2017).

Zusammenfassend lässt sich zu den vertikalen Transportprozessen sagen, dass während der Monsunzeit konstant bodennahe Luftmassen über hochreichenden Konvektions- und Hebungsvorgänge in die Region der AMA befördert werden. Dort werden sie zu einem gewissen Grad von den umliegenden Luftmassen isoliert und es bilden sich beobachtbare Anomalien von z.B. Spurengasen wie CO und O₃ aus. Durch langsamere Advektionsprozesse steigen diese Luftmasse weiter bis in die untere Stratosphäre auf. Verschiedene Prozesse, die zum Eintrag troposphärischer Luft in die Stratosphäre beitragen, werden dabei aktuell diskutiert: die Ablösung einzelner Wirbel von der Hauptzirkulation, (Popovic und Plumb 2002; Vogel et al. 2014), oder ein spiralförmiger, langsamer Aufstieg der Luftmassen innerhalb der AMA (Vogel et al. 2019). Als gesichert gilt, dass der vertikale Transport während des Zeitraumes des Asiatischen Monsuns einen der wichtigsten Wege von Wasserdampf und anderen Spurengasen, Aerosolen sowie Schadstoffen dieser beiden Gruppen in die Stratosphäre darstellt (Bernath et al. 2010; Garny und Randel 2016; Pan et al. 2016; Lelieveld et al. 2018; Vogel et al. 2014; Vogel et al. 2019).

Die Lage der AMA dargestellt im Montgomery Potential für alle StratoClim Flugtage um 00:00 UTC

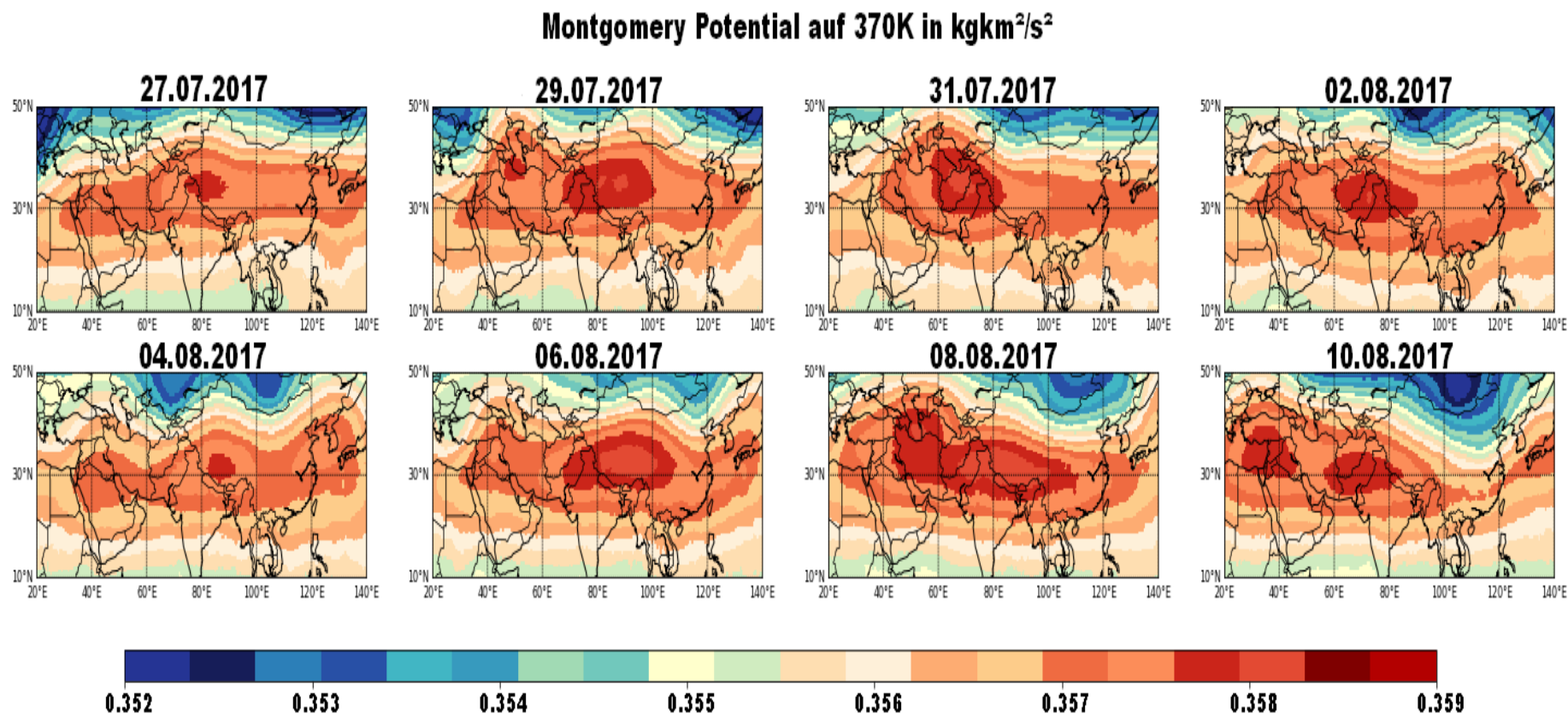


Abb. 77 Konturplot des Montgomery Potentials in kgkm^2/s^2 auf $\theta = 370 \text{ K}$, dargestellt für jeden Flugtag der StratoClim Kampagne 2017. Die Bereiche des höchsten Montgomery Potentials, dargestellt in hell- und dunkelrot, sind das Zentrum der Antizyklone. Dem zeitlichen Verlauf von links oben nach rechts unten folgend, zeigt sich die Lage und Variabilität der AMA während der StratoClim Messkampagne 2017 (Grafik aus ECMWF ERA-5 Reanalyse-Daten von C3S für 00:00 UTC erstellt von Silvia Bucci und Benhard Legras, LMD-ENS, Paris. Mit freundlicher Genehmigung zur Verwendung bereitgestellt und mit Änderungen übernommen)

5.2. In-Situ-Beobachtungen von Outflow- und Overshooting Ereignissen einer Böenlinie während des StratoClim Fluges am 10.08.2017

Der Zirrus-Klassifikation von Krämer et al. (2016) folgend sind die hier beschriebenen Beobachtungen überwiegend auf eine Liquid-Origin Entstehungshistorie der Zirren zurückzuführen. Das heißt, sie sind auf den schnellen vertikalen Transport von Flüssigwasser in der Atmosphäre zurückzuführen, der innerhalb der Konvektion hochreichender Gewitterzellen stattfindet. Auf Höhe des Temperaturgradienten Minimums, Engl. *Lapse-rate Minimum* – LRM, lässt der vertikale Transport nach, die Gewitterzelle verbreitert sich und strömt in die Horizontale aus (vgl. Abb. 74). Der sogenannte Amboss (incus) entsteht. Im Englischen wird dieses Phänomen „*Convective Outflow*“ genannt (kurz: Outflow). Die feuchten Luftmassen steigen in der ATTL weiter in größere Höhen bis zur CPT auf. Aufgrund der energiereichen Konvektion, die während der Monsunzeit entsteht, reichen Gewitterwolke bis an die thermische Tropopause (CPT) heran und können auch über die Temperaturinversion hinausschießen. Diese überschießende Konvektion, im Englischen als *Overshooting Convection* bezeichnetes Phänomen (kurz: Overshooting) an der Oberseite der Gewitterzellen, macht man für einen schnellen und direkten Transport von Wasser(dampf) und Eispartikeln in Bereiche oberhalb der CPT verantwortlich (siehe z.B. Fueglistaler et al. (2009); Homan et al. (2010); Brunamonti et al. (2018); beobachtet während StratoClim durch Lee et al. (2019)).

Dieses Phänomen konnte während des StratoClim Fluges vom 10.08.2017 direkt beobachtet werden, als stark erhöhte CO-Mischungsverhältnisse zusammen mit hohen Eispartikelkonzentrationen und Temperatursenken, sowie verringerten O₃-Mischungsverhältnissen (MV) gemessen wurden und ein entsprechendes Bild abgaben, wie es auch bei Lee et al. (2019) beschrieben ist. Diese thermischen und chemischen Signaturen der gemessenen Luftmassen geben Hinweise auf ihren Ursprung in bodennahen Schichten. Durch die hochreichende Konvektion wurden diese Luftmassen innerhalb weniger Stunden bis an die CPT und darüber hinaus transportiert (vgl. Abb. 97). Dieser Fall wird im folgenden Abschnitt diskutiert.

Der 10.08.2017 stand unter dem Einfluss eines mesoskaligen konvektiven Systems, dessen lange Gewitterzellen- bzw. Böenlinie sich nahezu ortsfest entlang der Vorgebirge des Himalayas vor Nepal über Uttar Pradesh und Bihar erstreckte (siehe Abb. 89). Die Tropopause war höher als in den Tagen davor auf 88 – 85 hPa bzw. $\theta = 380 - 382$ K angestiegen und stand unter dem Einfluss von kalten (CPT bei 187 K) und trockenen Bedingungen (siehe Abb. 88 und Abb. 89). Die energiereiche Konvektion reichte an diesem Tag bis an die thermische Tropopause heran, und die ATTL war von frischen konvektiven Ausströmungen und überschießender Konvektion der Cumulonimben geprägt (siehe Abb. 78). Die starke Konvektion führte zu einem Eintrag von Eispartikeln in die untere Stratosphäre bis zu +15 K über das θ -Level der CPT hinaus (siehe Abb. 88 mitte rechts). Es herrschten daher am 10.08.2017 ideale Bedingungen, um den frischen Ausfluss von Gewitterzellen zu durchfliegen und um möglichst nahe an den konvektiven Zentren Messungen zu machen, was die primären Missionsziele waren.

Als Indikatoren für frischen Outflow der Gewitterzellenlinie entlang des Flugpfades dienen erhöhte CO-Mischungsverhältnisse (CO-MV), da die Einmischung von CO durch den konvektiven Aufwärtstransport ehemals bodennaher Luftmassen bedingt ist (Frey et al. 2014; Akimoto 2016). Zudem zeigen sich in den Messungen erhöhte Hydrometeor-Anzahlkonzentrationen N , die mit erhöhten CO-MV korrelierten, je näher an den konvektiven Kernen der Gewitterzellen gemessen wurde.

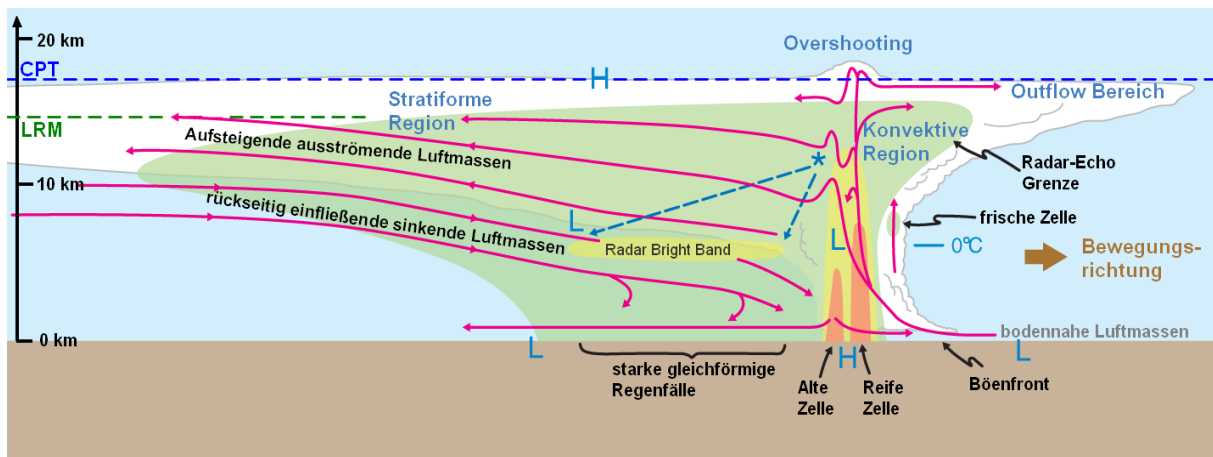


Abb. 78 Modelldarstellung einer Böenlinie wie sie am 10.08.2017 beobachtet wurde, mit nachlaufender stratiformer Region, dargestellt in einem vertikalen Querschnitt senkrecht zur Konvektionslinie. Das Gleichgewichtsniveau LRM und die CPT sind eingezeichnet, ebenso die Outflow- und Overshooting-Bereiche der Gewitterzelle in denen die beobachteten Eiskristallpopulationen gemessen wurden. Rosa Pfeile zeigen die Strömungsrichtungen der Luftmassen im System an. Die grüne Schattierung zeigt den Bereich mit Hydrometeorgrößen an, die Radarechos verursachen. Die gelbe und orangefarbene Schattierung zeigt intensivere Radarechos an. Druckminima und -maxima sind mit L bzw. H ebenso angegeben wie die Höhe des Schmelzniveaus, das sich direkt über der Höhe befindet, bei der ein Radar Bright Band beobachtet wird (Grafik nach Markowski und Richardson (2010) mit Änderungen).

Davon gibt es mindestens vier Fälle, wie die obere Grafik in Abb. 79 zeigt. Ebenfalls Indikatoren für ausströmende Konvektion sind das zeitgleiche Auftreten von Temperatursenken und Minima in O_3 -MV in den durchflogenen Luftmassen (Yuan et al. 2019). Umgekehrt waren erhöhte O_3 und T_o -Werte Indikatoren für eine Durchmischung der beprobten Bereiche mit stratosphärischer Luft durch dynamische Prozesse, die am Rande oder zwischen den überschießenden Konvektionen auftraten. In diesen Bereichen sanken auch die gemessenen Hydrometeor-Anzahlkonzentrationen N ab.

Im Ausströmen der Gewitterzellen wurden bis zu $D_5 = 1000 \mu\text{m}$ und teilweise bereifte Aggregate gefunden, das Maximum der Größenverteilungen lag zwischen $10 - 50 \mu\text{m}$ mit N von bis zu 30 cm^{-3} . Das zeigte sich auch in den Eiswassergehalten zwischen 0.001 und 0.1 g/m^3 , die noch in Höhen von 400 K potentieller Temperatur gemessen wurden (siehe Abb. 88 mittig links). Der vorhandene, übersättigte Wasserdampf (RH_i über 100% bis in 400 K Höhe, Abb. 88 oben rechts) kann an diesen frisch injizierten Eispartikeln gefrieren, die Kristalle wachsen und sinken ab und bewirken eine vertikale Umverteilung von Wasserdampf und anderen Spurengasen und -stoffen (Corti et al. 2008; De Reus et al. 2009; Lee et al. 2019). Ein Indiz für diesen Mechanismus waren die trockenen Luftmassen mit H_2O -MV nahe ihrer Sättigungsgrenze, die zusammen mit erhöhten Eiswassergehalten von $10^{-3} - 10^{-1} \text{ g/m}^3$ gemessen wurden. HALOholo und CIPGs-Bilder von CCP und NIXE von bereiften Aggregaten in diesen Höhen mit mittleren D_5 zwischen $180 - 300 \mu\text{m}$ ergänzten dieses Bild (Siehe Abb. 79 und Abb. 88). Die Satellitenbilder von FengYun-2E in Abb. 89 am Ende dieses Kapitels, zeigen die meteorologische Situation am 10.08.2017 mit farbcodierter Temperatur der Wolkenoberseite in Kelvin (engl. *Cloud Top Temperature, CTT*). Ebenfalls dargestellt ist der atmosphärischen Temperaturverlauf T_a in Kelvin entlang der Flugroute (aus 1 Hz Daten von UCSE). Auf den Satellitenbildern sind ebenfalls die im nachfolgenden Text diskutierten Flugabschnitte durch die Wolken mit Nummern eingetragen. Es folgt nun eine Übersicht zu den Partikelmessdaten und anschließend eine chronologische Diskussion der Wolkendurchflüge des Messfluges vom 10.08.2017.

5.2.1. Hydrometeor Messdaten Übersicht zum Flug

Nachfolgende Abb. 79 zeigt die Zeitreihen von 09:00 – 11:00 UTC von N und D_s der Instrumente CCP-CDP, CCP-CIPgs, CIP und PIP, in der oberen Grafik ist ebenfalls die CO-Messungen von COLD, und in der unteren Grafik die O_3 –Messungen von FOZAN dargestellt. Beide Grafiken zeigen mit schwarzer Linie die p_s -Messungen von UCSE. Die durchnummerierten Maximalwerte für N in der oberen Grafik in Abb. 79 werden in chronologischer Reihenfolge im Text diskutiert und finden sich auch in derselben Nummerierung auf den Satellitenbildern in Abb. 89 auf Seite 132. Sie werden im Folgenden mit Wolke-[1]-[6] bezeichnet.

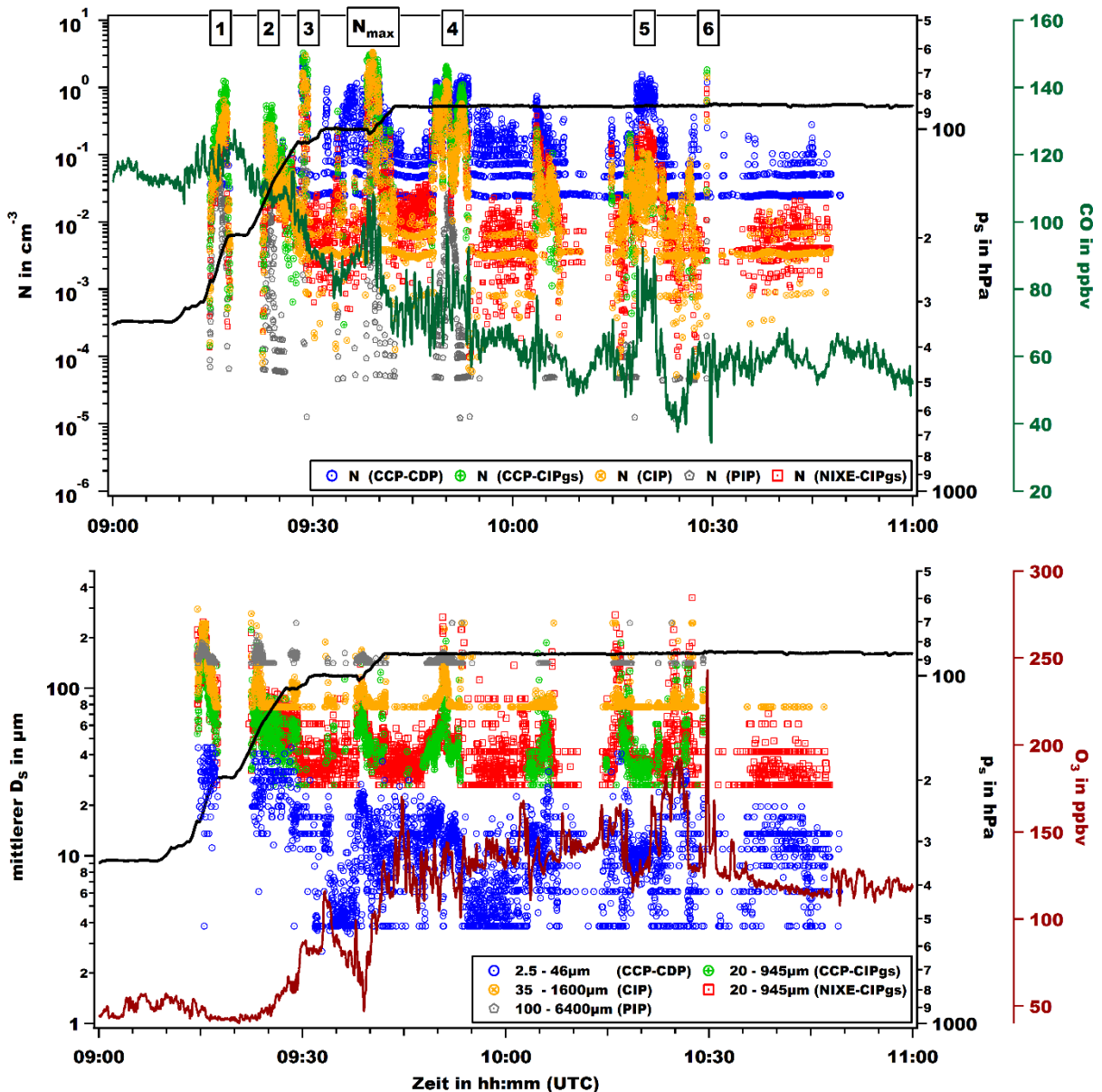


Abb. 79 Die obere Grafik zeigt für den 10.08.2017 aus 1 Hz Zeitreihen der Anzahlkonzentrationen N in cm^{-3} für die CCP-CDP, CCP-CIPgs, CIP, PIP und NIXE-CIPgs in farbig markierten Symbolen, zusammen mit den CO-Mischungsverhältnissen von COLD in ppbv (grüne Linie). Die Zahlen 1 – 6 markieren im Text diskutierte Wolkenpassagen.

Die untere Grafik zeigt für den 10.08.2017 1 Hz Zeitreihen der mittleren Durchmesser D_s für Messungen von CCP-CDP, CCP-CIPgs, CIP, PIP und NIXE-CIPgs in gleicher Farbcodierung, zusammen mit den O_3 -Mischungsverhältnissen von FOZAN in ppbv (rote Linie). In beiden Zeitreihen ist das Druckprofil des Flugs mit schwarzer Linie eingezeichnet (1 Hz Daten von UCSE).

5.2.2. Chronologische Diskussion der Wolkenbeobachtungen

Die erste Wolkenbeobachtung, in Abb. 79 mit [1] nummeriert und hier im Text als **Wolke-[1]** bezeichnet (alle weiteren Wolkenbezeichnungen folgen dieser Konvention), wurde gegen 09:15 UTC durchflogen und ist sehr wahrscheinlich die Ausströmung einer konvektiven Zelle gewesen, die sich zu diesem Zeitpunkt über Nordindien befand. Die Daten der Partikelmessgeräte sind in Abb. 80 mit N gegen die Flughöhe in m über MSL aufgetragen. Die Luftmassenzusammensetzung lässt mit einem CO-MV von 110 – 125 ppbv auf ihren troposphärischen Ursprung schließen. Die Temperatur an der Wolkenoberseite, im engl. *Cloud Top Temperature* – CTT , beläuft sich laut der Sattelitenmessung, die in Abb. 89 oben links visualisiert ist, auf ca. 230 K. Dieser Wert befindet sich in guter Übereinstimmung zu den in-Situ T_a -Messungen von UCSE: beim Verlassen der Schicht an der Wolkenoberseite wurde ein $T_a = 226$ K aufgezeichnet (schwarze Linie in Abb. 80).

Die Geophysica befand sich in **Wolke-[1]** im konstanten Steigflug mit einer Steigrate von ca. 700 m/min bzw. 11.7 m/s. Sie trat aus nördlicher Richtung in die Wolkenunterseite auf ca. 10,660 m Höhe ein ($T_a = 245$ K, vgl. Abb. 80). Das Höhenprofil auf diesem Flugabschnitt in Abb. 80 ist in fünf etwa gleich dicke, durchnummerierte Segmente von 300 – 500 m Dicke aufgeteilt. Ausschlaggebend für die Unterteilung sind gleichlange Zeitintervalle. Für jedes Intervall bzw. Segment ist eine normierte Größenverteilung der Partikel-Messungen in Abb. 80 unten gezeigt. Die Maxima der Partikelgröße D_{max} und Anzahlkonzentration N_{max} sind mit Rot gestrichelten Linien eingezeichnet.

Es ergibt sich für das erste, unterste Segment (1) von 10660 – 11000 m ein D_{max} von ca. 200 – 400 μm mit einem N_{max} von 0.03 - 0.05 cm^{-3} , wie die dazugehörige Größenverteilung (1) in Abb. 80 unten zeigt. Mit zunehmender Höhe in der Wolke verschiebt sich das Maximum in der Partikel-Größenverteilung in den Segmenten (2) und (3) hin zu kleineren Partikeln mit ca. 100 – 200 μm Durchmesser und N_{max} von 0.08 - 0.1 cm^{-3} . Gleichzeitig entwickelt sich in (2) ein zweites Maximum bei $D_{max} \approx 30 - 40 \mu\text{m}$ im Messbereich der CDP (blau), mit erhöhten Anzahlkonzentration von $N_{max} \approx 0.1 - 0.2 \text{ cm}^{-3}$. Die Größenverteilung zeigt die bimodale Struktur am deutlichsten in Segment (2) wie der Vergleich der Segmente (1)-(3) in Abb. 80 zeigt.

Mit weiter zunehmender Höhe verbessert sich in Segment (4) die Zählstatistik der kleinen Eiskristalle und ihre Größenverteilung stabilisiert sich bei $D_{max} \approx 30 - 40 \mu\text{m}$ und $N_{max} \approx 0.2 - 0.4 \text{ cm}^{-3}$. Das Maximum der größeren Eiskristalle sinkt auf $D_{max} \approx 90 - 120 \mu\text{m}$, bei etwa gleich hohen $N_{max} \approx 0.2 - 0.4 \text{ cm}^{-3}$ wie das Maximum der kleineren Partikel. Die Instrumente registrieren Eiskristalle bis 400 μm Durchmesser mit mehr als 100 *Counts* pro Größenklasse. Es finden sich in diesem Segment die höchsten Werte für N und D von **Wolke-[1]**. Die Verteilung zeigt auch in Segment (4) die bimodale Struktur, wobei die Maxima dichter zusammen liegen. Für die Größenklassen {400 - 500; 500 - 600; 600 - 700} μm zeichnen in diesem Segment die Instrumente {59; 16; 1} *Counts* auf. Dadurch sind diese mit einer entsprechend hohen zählstatistischen Unsicherheit versehen {13; 25; ∞ } % und können nur als Indiz für das Vorhandensein von großen Eiskristallen gewertet werden (hinzugefügt sich der Messvolumenfehler, der für größere Partikel entsprechend höher ausfällt, gemäß der Diskussion in Abschnitt 2.5.3).

Die Größenverteilung im obersten Segment (5) der Wolke, zeigt weiterhin die bimodale Struktur. Hier überwiegen die Eiskristalle mit $D_{max} \approx 30 \mu\text{m}$ und $N_{max} \approx 0.3 \text{ cm}^{-3}$ in der Größenverteilung und das zweite Maximum hat sich weiter zu kleineren Partikeldurchmesser hin verschoben. D_{max} liegt hier zwischen 80 und 100 μm und gleichzeitig ist N_{max} auf ca. 0.1 cm^{-3} abgesunken. Insgesamt werden überwiegend Eipartikel bis maximal 400 μm detektiert. Die Größenklassen {400 - 500; 500 - 600 und 600 - 700} μm verzeichnet in diesem Segment insgesamt auf allen Instrumenten nur 6 *Counts*. Sie können damit zählstatistisch nicht belastbar ausgewertet werden.

Wolke-[1], 2100 m Vertikalprofil von 09:14:30 – 09:17:30 UTC für StratoClim Flug 10.08.2017

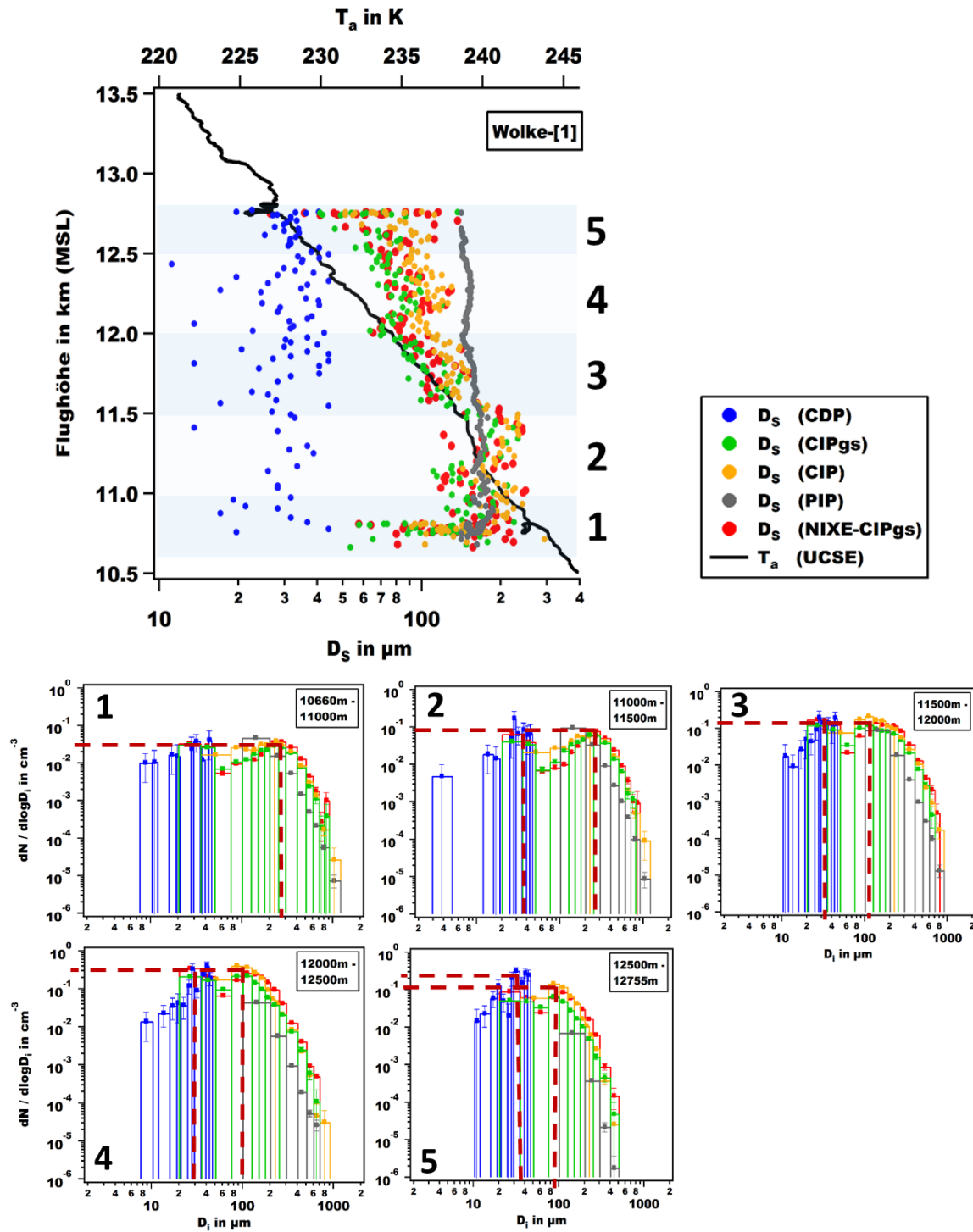


Abb. 80 Oben: Partikeldurchmesser D_s von CDP, CCP-CIPGs, CIP, PIP und NIXE-CIPGs in Wolke-[1] aufgetragen gegen die Flughöhe in km aus 1 Hz Daten. Die T_a Messung aus UCSE-Daten ist mit schwarzer Linie dargestellt. Die Segmente 1 - 5 sind hell- und dunkelgrau hinterlegt. Unten: Normierte Größenverteilungen des jeweiligen Segments. Die Positionen der Maxima sind mit rot gestrichelten Linien eingezeichnet.

Wolke-[1] zeigt ein Beispiel für das Wachstum und anschließende Sedimentation von Eiskristallen aus der Oberseite des Outflows durch die Segmente (5)-(1) nach unten. Der konvektive Ausfluss besteht an seiner Oberseite aus überwiegend kleinen ($30 - 40 \mu\text{m}$) bis mittelgroßen Eispartikeln ($80 - 100 \mu\text{m}$) mit N_{max} von $0.1 - 0.3 \text{ cm}^{-3}$, die während ihrer Sedimentation anwachsen. Dafür sprechen die Strukturen der gemessenen Größenverteilungen pro Segment.

In den tiefen liegenden Bereichen der ca. 2 km dicke Wolkenschicht wurden zunehmend breitere und bimodal-strukturierte Größen-verteilungen gemessen, dabei sank die Anzahlkonzentration kleiner Partikel ab und die Maxima der Verteilungen verschoben sich hin zu größeren Partikeldurchmessern bei niedrigeren Anzahlkonzentrationen je tiefer die Messungen in der Schicht gemacht wurden.

Die vertikale Verteilung der Eispartikel, deutet auf die Deposition von Wasserdampf an kleinen Eiskristallen hin, die in großer Anzahl am oberen Rand des eisübersättigten Outflows der Wolke entstanden sind. Die Deposition sorgt für ein Wachstum der Kristalle. Diese sinken dadurch ab und wachsen dabei weiter an. FLASH-Messungen zum Gasphasen Wassergehalt der Atmosphäre waren zu diesem Zeitpunkt nicht verfügbar, weshalb unklar ist, ob Übersättigung vorhanden war. Die Abwesenheit der kleinen Partikel deutet an, dass Verdampfungsprozesse bei Untersättigung eine Rolle gespielt haben könnten, aber aufgrund der fehlenden FLASH-Daten lässt sich das nicht zweifelsfrei belegen.

Gegen 09:22 UTC folgt in ca. 14 km Höhe **Wolke-[2]** mit einer $CTT \approx 200\text{K}$ (vgl. Abb. 89) und einer bei Eintritt in die Wolke gemessenen T_a von 217 K. Die korrespondierenden Messwerte sind in Abb. 81 dargestellt. Die gemessenen CO-MV während dieser Passage lagen über 100 ppbv und die O_3 -MV bei ca. 70 ppbv (vgl. Abb. 79). Eine Spurengas-Signatur, die ebenfalls auf einen troposphärischen Ursprung der Luftmassen schließen lässt. Das konvektive System südlich der Wolke war zu dieser Zeit noch aktiv, wie die Satellitenbilder in Abb. 89 vermuten lassen. Diese Wolkenpassage ist ebenfalls in 500 m dicke Segmente (1)-(5) unterteilt und für jedes Segment ist die Größenverteilung in Abb. 81 unten gezeigt. Das oberste Segment (5) ist mit 450 m Höhe schmaler als (1)-(4). Anschließend ging die Geophysica in einen Horizontalflug über und traf am Ende des Aufstieges auf 16,400 m gegen 09:29 UTC auf **Wolke-[3]**, für die ebenfalls eine Größenverteilung erstellt wurde (Segment mit der Nr. (6) in Abb. 81).

Für die gesamte Passage durch **Wolke-[2]** und **Wolke-[3]** waren FLASH-Daten verfügbar und die RH_i -Berechnung nach Murphy und Koop (2005) ergeben stark eisübersättigte Bereiche in dieser Passage (blau gestrichelte Linie). Insgesamt zeigt sich ein Trend von ca. der Mitte in (1) auf 14,300m bis zum oberen Rand von **Wolke-[2]** auf 16,300m von untersättigt mit $RH_i = 72 \%$ bis stark übersättigt in Bezug zu Eis mit $RH_i = 133 \%$. Die beiden untersten Segmente (1) und (2) zeigen dabei eine breite Verteilung mit Größen von 10 bis $700 \mu\text{m}$. In Segment (2) werden zusätzlich einige wenigen *Counts* von sehr kleinen Eiskristallen zwischen $5 - 10 \mu\text{m}$ Durchmesser und ebenfalls einige große Partikel mit D_i von $700 - 1000 \mu\text{m}$ registriert. Die Größenverteilungen fallen nach ihren Maxima bei $N_{\text{max}} \approx 0.09 - 0.1 \text{ cm}^{-3}$ steil ab, in Segment (1) steiler als in Segment (2). Das deutet auf Verdampfungsprozesse in den untersättigten Bereichen hin, bei denen die wenigen großen Partikel am unteren, untersättigten Rand der Wolke wieder verschwinden. Beim Vergleich mit Segment (3) sieht man allerdings, dass hier ebenfalls auf dem Weg von (3) nach (2) Sedimentation mit Kristallwachstum durch Deposition und Aggregation stattgefunden haben könnte.

Das Segment (3) zeigt eine deutlich schmalere Größenverteilungen, bei niedrigeren $N_{\text{max}} \approx 0.05 \text{ cm}^{-3}$ und $D_{\text{max}} \approx 100 \mu\text{m}$ und ein weiteres Maximum bei $N_{\text{max}} \approx 0.09 \text{ cm}^{-3}$ und $D_{\text{max}} \approx 30 \mu\text{m}$. Auch in dieser Wolkenpassage zeigt sich wieder eine bimodale Struktur. Es ist ein zweites Maximum bei den kleinen Partikelgrößen von $20 - 30 \mu\text{m}$ vorhanden, was für frische Eispartikelbildung in dieser Höhe spricht.

Bei T_a von 200 – 207 K handelt es sich wahrscheinlich um überwiegend homogene Nukleation aus der übersättigten Wasserdampf-Phase. Ab 15,000 m Höhe ist die Schicht stark übersättigt mit Werten für RH_i von 100 – 135 % (15,500 m), wie ein Vergleich mit hellblau gestrichelter Linie für RH_i in Abb. 81 zeigt. Segment (4) zeigt eine ähnliche Struktur in den Partikel-Größenverteilungen wie Segment (3), allerdings mit deutlich schmalere Größenpektrum von 20 – 200 μm und niedrigeren Konzentrationen. Segment (5) zeigt noch weniger Partikel mit $N_{max} \approx 0.05 \text{ cm}^{-3}$, die gleichmäßig über alle Größenklassen verteilt sind. Dieser konvektive Outflow hat den Messungen nach sein Haupt-Ausströmungsgebiet sehr wahrscheinlich hauptsächlich auf Höhe von Segment (3). Die lässt sich daraus schließen, dass unterhalb von Segment (3) angewachsene, sedimentierende und wieder verdampfende Partikel gemessen werden und in den Segmenten (4) und (5) darüber, die Wolke wieder dünner und die Eiskristalle kleiner werden. Der RH_i steigt zum oberen Rand hin auf 133 % an was für ein Wachstum der vorhandenen Eiskristalle spricht und den vertikalen Transport von Wasserdampf durch die Konvektion.

Es muss an dieser Stelle hinzugefügt werden, dass die hier aufgestellte Hypothese zur vertikalen Verteilung und Wachstumsprozessen der Eiskristalle nur anhand der Größenverteilungen und des relativen Feuchteprofils in den Segmenten nicht abschließend belegt werden kann, die Daten liefern vielmehr Indizien. Das liegt daran, dass die Messplattform sowohl in der Vertikalen (ca. 12 m/s) als auch in der Horizontalen (ca. 120 m/s), in der für die Erstellung dieser Größenverteilungen notwendigen Mittelungszeiten (45 s), eine entsprechende Strecke zurücklegt hat, die eine tatsächliche Auflösung (oder realistischen Wiedergabe) dieser kleinskaligen Vorgänge nur bedingt ermöglicht.

Im anschließenden Segment (6) befindet sich in etwas zeitlichem Abstand **Wolke-[3]** auf 16,400 m Höhe über MSL. Die Geophysica tritt aus nördlicher Richtung kommend in sie ein. COLD und FOZAN messen eine troposphärische Spurengas-Signatur mit hohen CO-MV von 95 – 115 ppbv und O_3 -MV von ca. 50 – 65 ppbv, was ebenfalls für ein Outflow Ereignis spricht. Ihr N_{max} liegt bei ca. 1 cm^{-3} am unteren Ende ($D_{max} \approx 10 - 20 \mu\text{m}$) der breiten Partikelpopulation mit D_i bis 800 μm . Sehr wahrscheinlich handelt es sich um frischen Outflow auf Höhe des Temperaturgradienten-Minimums (LRM), der an diesem Tag auf 16,400 m – 16,700 m Höhe liegt (vgl. Abb. 82). Der atmosphärische Temperaturgradient liegt zwischen 12 – 16 km im Mittel bei -8.96 K/km Höhe und ist dabei nahe der Trockenadiabate von -9.76 K/km (siehe Abb. 88 links, schwarz gestrichelte Linie).

Wolke-[2] und [3], 2400 m Vertikalprofil von 09:22:30 – 09:30:00 UTC

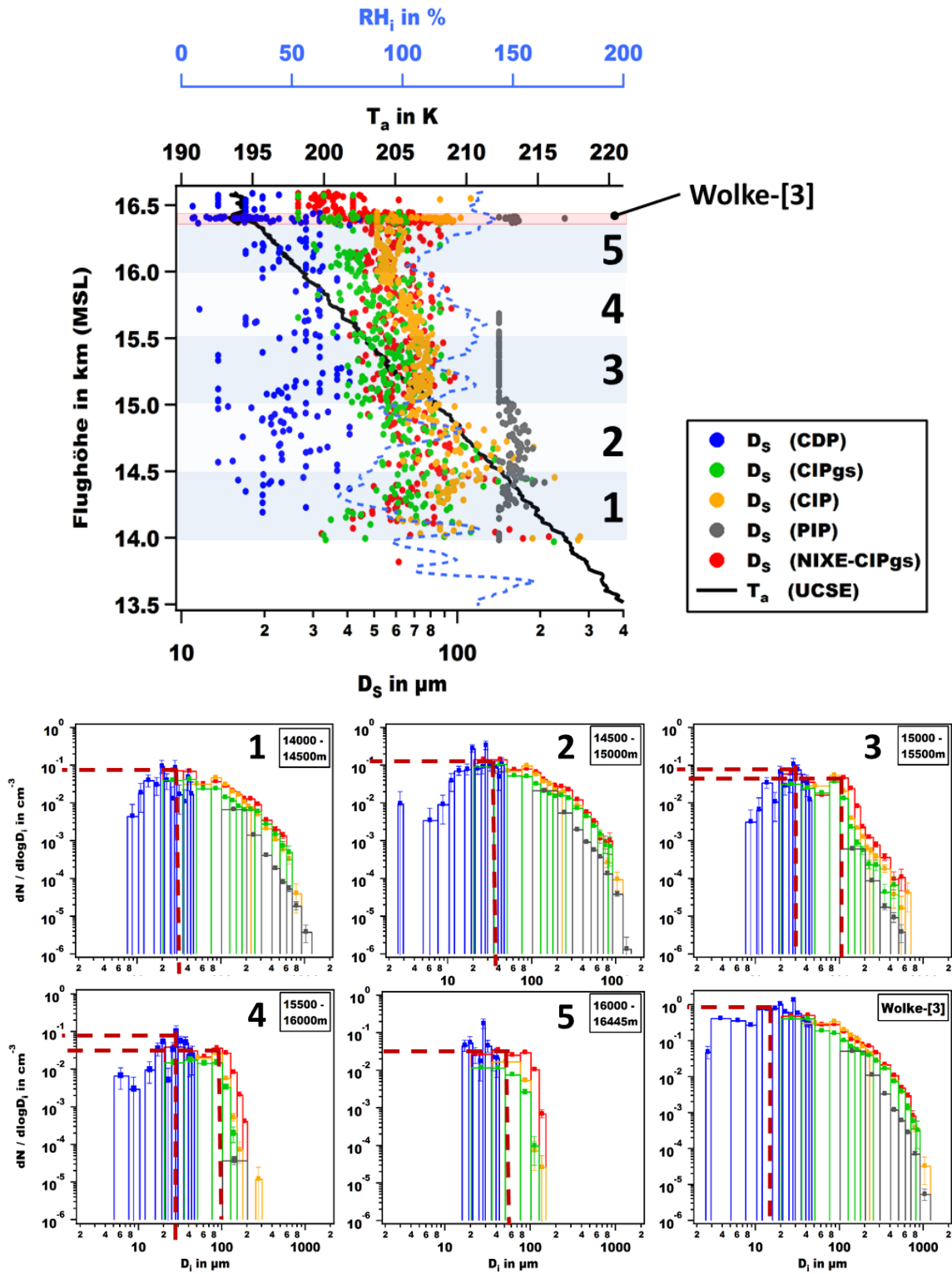


Abb. 81 Oben: Partikelgröße D_s gemessen von CDP, CCP-CIPGs, CIP, PIP und NIXE-CIPGs in Wolke-[2] dargestellt über der Flughöhe aus 1 Hz Daten. Der atmosphärische Temperaturverlauf T_a mit Daten von UCSE ist mit schwarzer Linie eingezeichnet. Die Segmente (1) - (5) sind hell- und dunkelgrau hinterlegt. Der Messabschnitt durch Wolke-[3] ist rosa hinterlegt. Unten: Normierte Größenverteilungen des jeweiligen Segments in Wolke-[2] und für Wolke-[3] mit entsprechenden Höhenangaben. Die Positionen der Maxima sind mit rot gestrichelten Linien eingezeichnet.

Das Maximum der gemessenen Anzahlkonzentration dieses Fluges wird gegen 09:38 - 09:40 UTC erreicht und ist in Abb. 79 und Abb. 82 mit N_{max} gekennzeichnet. Es liegt bei $N_{max} = 3.4 \text{ cm}^{-3}$ und $D_{max} = 165 \text{ }\mu\text{m}$. Hier werden mit 115 ppbv auch die höchsten CO-Werte in dieser Höhe gemessen (ca. 100 hPa bzw. 16,800 m). Auf dem Satellitenbild in Abb. 89 lässt sich erkennen, dass es sich um einen Amboss handelt, der sich auf $CTT = 195 \text{ K}$ horizontal ausbreitet. Das ist in guter Übereinstimmung mit den in-Situ gemessenen Temperaturen von UCSE mit $T_a \approx 194 \text{ K}$ (schwarze Linie in Abb. 79 links). N_{max} wurde wahrscheinlich nahe am Kern des konvektiven Outflows auf ca. 16,800 m Höhe gemessen. Insgesamt sind die gemessenen Partikelgrößen hier deutlich kleiner als in den Passagen zuvor, die mittleren Werte für D_s variieren von 60 – 90 μm . Die Profildarstellung des atmosphärischen Temperaturverlaufs zusammen mit den gemessenen Partikelgrößen in Abb. 82, zeigt die Lage von N_{max} . Das Bild macht deutlich, wie weit die hochreichende Konvektion über das LRM hinaus bis an die CPT heranreicht. Ebenso zeigt sich mit der eingezeichneten Unterteilung der Atmosphären-Bereiche nach Brunamonti et al. (2018), dass die Ballonsonden Messungen in sehr guter Übereinstimmung mit den Flugzeugmessungen sind, wenn man e.g. die Lage des LRM mit dem Verlauf von T_a und $\Delta T_a/\text{km}$ vergleicht.

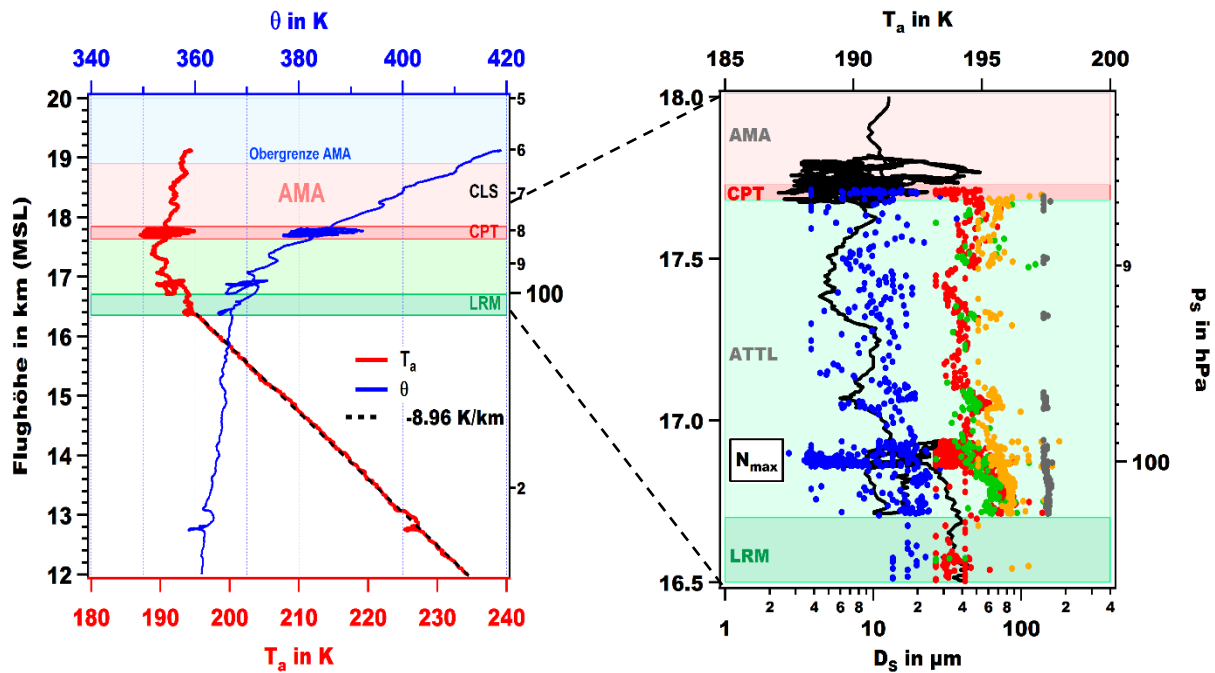


Abb. 82 Links: Thermisches Profil der UTLS-Region am 10.08.2017 aus UCSE-Daten in mit T_a (rote Linie) und θ in K (blaue Linie). Der Temperaturgradient entspricht der Steigung der schwarz gestrichelten Linie. Die Lage der LRM, CPT und CLS ist den Daten von Brunamonti et al. (2018) entnommen.

Rechts: Vergrößerter Bereich von 16,500 m – 18,000 m Höhe mit Daten für D_s von CDP (blau), CCP-CIPs (grün), NIXE-CIPs (rot), CIP (gelb) und PIP (grau), ebenso wie das Maximum der Anzahlkonzentrationen mit N_{max} . T_a ist mit schwarzer Linie eingezeichnet.

Im weiteren Verlauf des Fluges gegen 09:40 UTC, steigt die Maschine in einer Rechtskurve Richtung Nordwesten von 100 hPa auf 85 hPa auf, um starken Turbulenzen aus dem Wege zu gehen, wie Oleg Shepetkov, Pilot der Geophysica, während der Missions-Nachbesprechung am 10.08.2017 berichtete. Dabei geht die Konzentration der Eiskristalle im Übergang zu **Wolke-[4]** nicht auf null zurück, sondern bleibt bei einer Hintergrundkonzentration von $N \approx 0.01 \text{ cm}^{-3}$ für die NIXE-, CIPs- und CIP-Messbereiche und bei $N \approx 0.1 \text{ cm}^{-3}$ für den CDP-Messbereich bestehen.

Die CO-Werte fluktuieren ebenfalls stark (09:43 - 09:48 UTC in Abb. 79 und Abb. 83), was für Durchmischungszonen von bodennahen Luftschichten spricht, die vor kurzem aufgestiegen sein müssen. Ein Vergleich zwischen den Satellitenbildern in Abb. 89 zeigt, dass es sich vermutlich um den gealterten südlichen Outflow-Bereich der als **Wolke-[2]** bezeichneten Cumulonimbus handelt, die einige Zeit vorher durchflogen wurde und nach der Rechtskurve nochmal passiert wird.

Die 6-min lange horizontale Passage durch **Wolke-[4]** beginnt anschließend bei 09:48 UTC auf ca. 85 hPa und 17,700 m Höhe MSL. Auf diesem Fluglevel wurden ebenfalls hohe Anzahlkonzentrationen von $N_{max} \approx 2 \text{ cm}^{-3}$ mit $D_{max} \approx 300 \text{ }\mu\text{m}$ und maximalen (einzelnen) Partikelgrößen bis zu 1,000 μm gemessenen. Es handelte sich höchstwahrscheinlich um verschiedene Outflow-Bereiche desselben Cumulonimbus. Diese Zelle besaß einen südlichen Outflow **[4 Süd]** und einen westlichen Outflow **[4 West]**: der Südliche zeigt eine $CTT = 210 \text{ K}$ und der Westliche eine $CTT = 200 \text{ K}$ auf den Satellitenbildern in Abb. 89. Der westliche Outflow wurde nach der Rechtskurve von Geophysica entlang einer 380 K Isentrope bei einer Außentemperatur von $T_a = 188 \text{ K}$ durchflogen, wie Abb. 89 zeigt. Das entspricht der CPT in dieser Region am 10.08.2017 auf 85 hPa bzw. 17,700 m Höhe MSL (vgl. auch Abb. 82). Der Verlauf der Messdaten von T_a , CO und O_3 entlang des Flugpfades in Abb. 84 zeigt, wie in diesem Messabschnitt die CPT in vielen Bereichen mit stratosphärischen Luftmassen durchmischt ist. Die troposphärischen Luftmassen, die durch Konvektion bis an die CPT heraufbefördert wurden, zeigen sich durch die Maxima in CO. Diese gehen einher mit Maxima in N und tiefen Temperaturen. Die Durchmischung der CPT-Region mit stratosphärischen Luftmassen, zeigt sich durch die Maxima in den O_3 -MV und geht einher mit niedrigeren N und Anstiegen in T_a von einigen Kelvin. Im zeitlichen Verlauf der Messungen wechseln sich die CO- und O_3 -Mischungsverhältnisse fast „gegenphasig“ zueinander ab und deuten so die Bereiche von Luftmassen ausströmender und überschießender Konvektion an, die „Overshooting Zonen“ und die dazwischenliegenden wärmeren Bereiche mit Luftmassen stratosphärischen Ursprungs, wie man sehr gut den Verläufen der grünen (CO), blauen (O_3) und roten T_a Linie in Abb. 84 entnehmen kann.

Sehr deutliche Beispiele für diese Durchmischungsprozesse zeigen sich bei 09:50:10 UTC, 09:51:10 UTC und 09:53:20 UTC in Abb. 83 und Abb. 84. Hier machen sich die Zentren der überschießenden Konvektionen entlang des Flugweges mit mehreren scharfen Maxima in den CO-Messungen bei 97 ppbv, 89 ppbv und 94 ppbv bemerkbar (markiert mit roten Pfeilen in Abb. 83). Der Mittelwert der sechsminütigen Passage lag bei CO-MV = 74 ppbv (grün gestrichelte Linie). Am Rande dieser Overshooting-Bereiche existieren offenbar dynamische Zonen, in denen stratosphärisch Luft eingemischt wird, wie die jeweils auf ein CO-Maximum folgenden markanten Anstiege in T_a und O_3 schlussfolgern lassen. Besonders nach Durchflug der Overshooting-Region Nr. 5 in Abb. 84, die sich durch hohe CO-MV = 94 ppbv (+27 % gegenüber dem 6 min Mittelwert) und $N_{max} = 1 \text{ cm}^{-3}$ bemerkbar macht, ergeben die Messungen bei 09:53:20 UTC Luftmassen mit stratosphärischer Signatur: Der in Abb. 84 mit (6) gekennzeichnete Abschnitt weist einen Anstieg in T_a von 188.5 K auf 190.5 K (6 min Mittelwert 189 K) und gleichzeitig einen scharfen Anstieg in O_3 -MV = 150 ppbv (+18 % gegenüber dem 6 min Mittelwert) nach einem vorangegangenen prominenten O_3 -Minimum bei 103 ppbv auf (6 min-Mittelwert = 127 ppbv). Ein Blick auf die blaue Linie und mit Pfeilen markierten Stellen in Abb. 84 verrät weitere solcher dynamischen Zonen mit erhöhten O_3 -MV, die vor oder nach einem Bereich erhöhter CO-MV folgen.

Wolke-[4], 63 km Horizontalprofil durch Overshooting-Zonen von 09:46 – 09:58 UTC
Höhe 17,700 m, $T_a = 187.5 \text{ K} - 190.5 \text{ K}$ am 10.08.2017

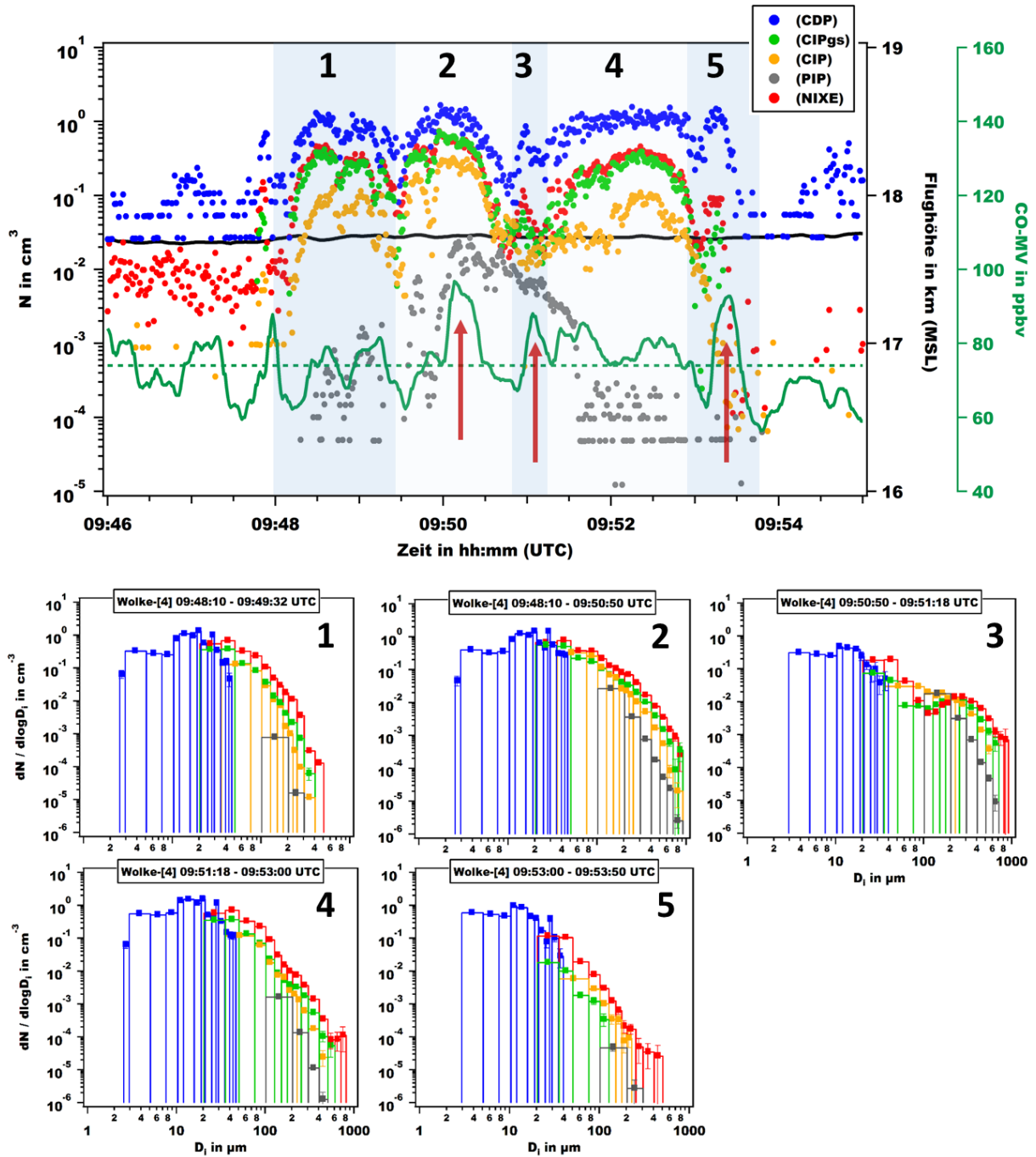


Abb. 83 oben: Zeitreihe von N in cm^{-3} aus 1-Hz Daten von CDP (blau), CCP-CIPGs (grün), CIP (gelb), PIP (grau) und NIXE-CIPGs (rot). Die Flughöhe in m über MSL ist mit schwarzer Linie eingezeichnet, ebenso wie die CO-MV mit grüner Linie (1 Hz Daten UCSE, 5 s gleitendes Mittel COLD). Die grün gestrichelte Linie zeigt den CO-MV Mittelwert dieses Messabschnitts von 74 ppbv an. Die overshooting Zonen mit Maxima in den CO-MV sind mit roten Pfeilen angedeutet. Der Flugabschnitt ist in 5 Teilstrecken unterteilt worden (hell- bzw. dunkelgraue Segmente). Unten: Normierte Größenverteilungen der Segmente 1 – 5.

Wolke-[4], gleiches 63 km Horizontalprofil durch Overshooting-Zonen von 09:46 – 09:58 UTC
Mittelwert $O_3 = 127$ ppbv, $CO = 74$ ppbv und $T_a = 189$ K

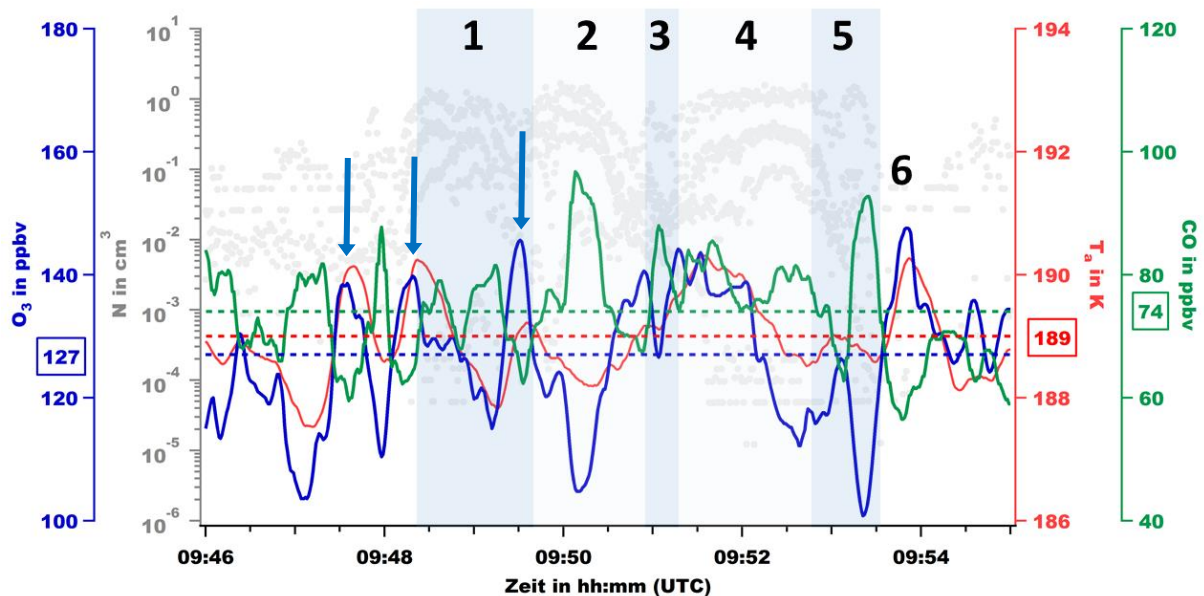


Abb. 84 Gleitende 5 s Mittelwerte für CO , O_3 und T_a Messungen von UCSE. Anzahlkonzentrationen N aus Abb. 83 sind hellgrau angedeutet. Mittelwerte des Zeitintervall 09:46 – 09:55 UTC von T_a , CO und O_3 sind mit rot, grün und blau gestrichelter Linie eingezeichnet. Der Wert ist an den jeweiligen Achsen eingetragen. Die Segmente 1 - 5 aus Abb. 83 sind ebenfalls hell- und dunkelgrau schraffiert gezeichnet mit der Ergänzung um Fall (6).

Ein besonders prominentes Beispiel für eine Durchmischungszone wurde im späteren Verlauf des Fluges gegen 10:29:30 UTC gemessen (Abb. 85), als eine, vermutlich frisch entstehende, überströmende Konvektion durchflogen wurde. Hier folgt auf einen räumlich eng begrenzten (6 s Messzeit ≈ 900 m Flugstrecke) Anstieg der Eispartikel Konzentrationen mit $N_{max} \approx 1.2 \text{ cm}^{-3}$ und $D_{max} \approx 100 - 150 \text{ }\mu\text{m}$, ungefähr 5 km weiter ein deutlich wärmerer Bereich (+4 K, rot gestrichelte Linie in Abb. 85) mit stark erhöhten O_3 -MV von 243 ppbv gegenüber dem 135 ppbv Mittelwert der Passage, (vgl. Abb. 85 blau gestrichelte Linie). Gleichzeitig sinken die CO -MV von 65 ppbv auf 32 ppbv um die Hälfte ab (4 min Mittelwert: 57 ppbv, grün gestrichelte Linie). Das deutet auf eine Zone hin, die vermutlich durch den vorangegangenen konvektiven Abschnitt gebildet wurde und in der sich stratosphärische Luftmassen einmischen (Abb. 85). Möglicherweise eine Fallwind- oder Abwindzone am Rande des Overshootings, leider stehen keine Messungen vertikaler Windgeschwindigkeiten zur Verfügung, um diese These zu bekräftigen.

Fallstudie einer prominenten Durchmischungszone am Rande eines frischen Overshooting Ereignisses, 10.08.2017, 10:28-10:32 UTC

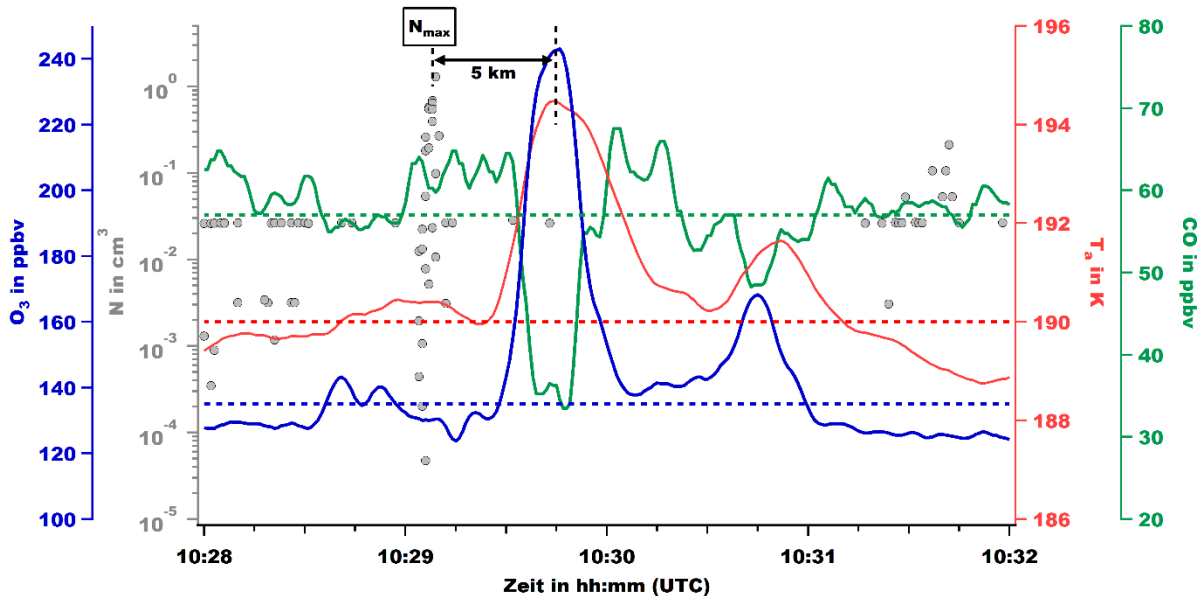


Abb. 85 Prominente Einmischung stratosphärischer Luftmassen mit hohen O_3 und T_a Werten nach einer Overshooting Zone mit N_{max} während eines Flugabschnitts von 10:28 - 10:32 UTC. Zeitreihen von CO , O_3 und T_a sind grün, blau oder roter Linie gezeichnet. Gestrichelte Linien in derselben Farbe zeigen den Mittelwerten der Messung während der Passage an. Dargestellt ist ebenfalls N aus Messungen von CCP, CIP und NIXE-CIPGs (graue Kreise). Der horizontale Abstand von ca. 5 km zwischen den Ereignissen N_{max} und O_3 -MV $_{max}$ ist mit einer mittleren TAS = 150m/s ermittelt worden.

Nach diesem kurzen Einschub, werden weiter in chronologischer Reihenfolge die Wolkenpassagen diskutiert: Gegen 10:04 UTC wird der Outflow der nächsten Zelle gemessen. Auf dem Satellitenbild in Abb. 89 wird es nun schwierig einzelne Zellen zu identifizieren, es handelte sich um ein ausgedehntes Gewittersystem, das nahezu ortsfest entlang der Vorgebirge des Himalayas ausgerichtet war und sich beim Überfliegen im Stadium der höchsten konvektiven Aktivität befunden hatte. Nach dem Durchflug schwächte es sich eine halbe Stunde später wieder ab, wie die darauffolgenden Satellitenbilder für 10:15 - 11:45 UTC in erkennen lassen. Eine weitere eindeutig identifizierbare **Wolke-[5]** folgt gegen 10:20 UTC, in Abb. 79 und Abb. 89 mit [5] markiert. Während der Passage wurden ebenfalls hohe Anzahlkonzentration mit $N_{max} = 1.66 \text{ cm}^{-3}$ gemessen. Insbesondere die CDP detektierte über einen ca. 3 min langen Abschnitt hohe N_{max} von $1.1 - 1.66 \text{ cm}^{-3}$ im mit $D_{max} = 10-15 \text{ }\mu\text{m}$. Gleichzeitig wurden von NIXE-CIPGs und CIP die größten mittleren D_s von $400 \text{ }\mu\text{m}$ auf dieser Flughöhe vorgefunden. Die hohen N gehen mit mehreren scharfen Maxima in den CO-MV einher (87.5 ppbv, 94.5 ppbv und 91.7 ppbv) verglichen mit dem CO-MV Mittelwert von 60 ppbv. Die Umgebungstemperatur T_a lag auf dieser Passage im Mittel etwas höher mit 192 K. Die potentielle Temperatur θ ist ebenfalls während der gesamten **Wolke-[5]** höher als 380 K und variiert von $380 +2 \text{ K}$ bis $380 +11 \text{ K}$. Die $\theta(N)$ -Grafik in Abb. 86 links zeigt eine Korrelation zwischen CO-MV und Anzahlkonzentration N , wenn man entlang einer horizontalen Linie auf 380 K die Werte verfolgt (rot gestrichelte Linie für CPT). Bei niedrigem N haben die CO-MV Werte auf denselben Isentropen mehr stratosphärischen Charakter, d.h. niedrige Mischungsverhältnisse. Das bedeutet, dass einige Abschnitte dieser Passage durch dünne, wahrscheinlich in-Situ gebildete Zirren hindurch gingen, die nicht mit troposphärischen Luftmassen in Berührung gewesen sind. Zudem befinden sich alle gemessenen Eiswolken in diesem Flugabschnitt oberhalb der thermischen Tropopause (CPT).

Je höher N hingegen, desto wahrscheinlicher waren die Wolken konvektiven Ursprungs- und desto höher sind auch die CO-Mischungsverhältnisse entlang der Isentrope. Dies scheint sich insbesondere für die CPT-Region zu bestätigen, wenn man weitere Isentropen wie z.B. die 370 K oder 385 K Fläche verfolgt (Abb. 86 links). Bis zum Ende der Flugphase mit Partikeldetektionen gegen 10:49 UTC blieb die Geophysica auf 85 hPa Druckfläche und konstanter Flughöhe von ca. 17,750 m.

Um diesen Zusammenhang zu erhärten, wurde weitergehend untersucht, wie sich die Partikel-Anzahldichten während des Aufstieges durch die von der starken Konvektion geprägte UTLS auf Flächen gleicher Entropie darstellen. Dafür wurden in Abb. 86 rechts die Messdaten der CO-MV von COLD und der Anzahlkonzentrationen N der Instrumente CDP, CCP-CIPgs, NIXE-CIPgs und CIP in einem Zeitfenster von 09:13 - 10:30 UTC (Wolke [1]-[6]) in 5 K breite Intervalle potenzieller Temperaturflächen eingeteilt. Pro Intervall wurde N in halbdekadischen Schritten von $0.0001 - 5 \text{ cm}^{-3}$ gemittelt und über die ebenfalls für jedes Intervall gemittelten CO-MV aufgetragen. Zu den Mittelwerten wurde jeweils die einfache Standardabweichung berechnet und als Fehlerbalken eingetragen. Falls zu wenige Messwerte vorlagen, wurde keine Standardabweichung berechnet und nur der Messwert aufgetragen. Es zeigt sich insbesondere für die Isentrope im Bereich der thermischen Tropopausenhöhe auf $\theta = 380 \pm 2.5 \text{ K}$ (rote Linie und Marker) und der darüber liegenden *Confined Lower Stratosphere* - CLS mit $\theta = 385 \pm 2.5 \text{ K}$ und $\theta = 390 \pm 2.5 \text{ K}$ (hellrote Linien und Marker), dass die niedrigsten N Messungen mit den niedrigsten CO-MV korrelieren.

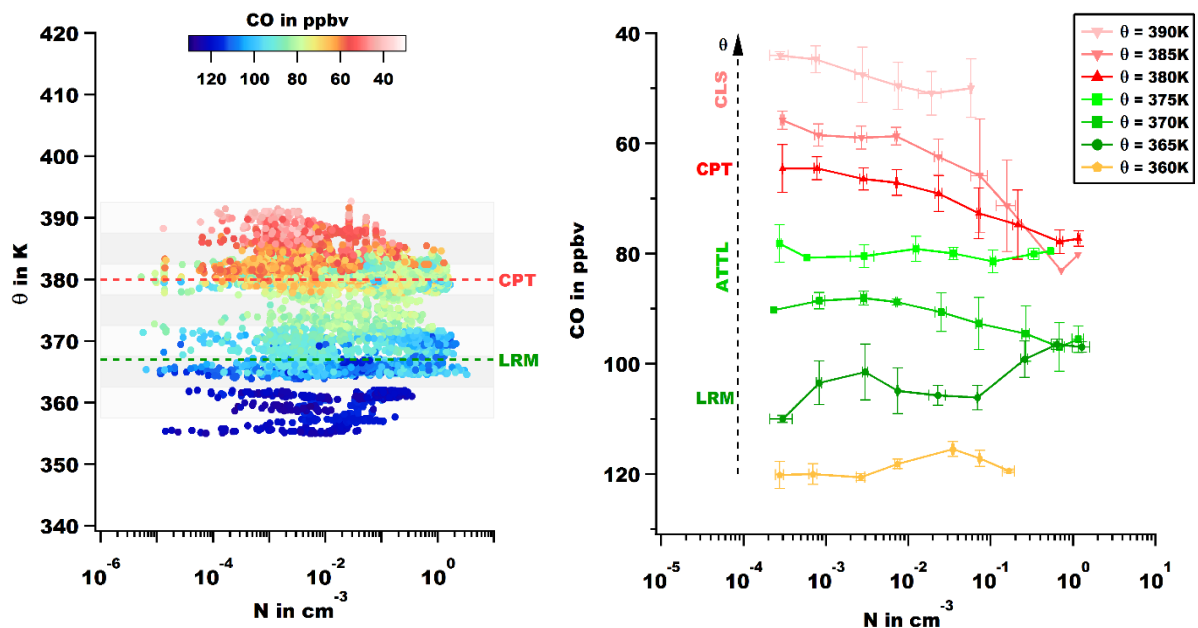


Abb. 86 Links zeigt in isentropen Koordinaten mit einer $\vartheta(N)$ -Darstellung alle Messdaten für Flug 10.08.2017. Die Datenpunkte sind mit den korrespondierenden CO-MV Messungen von COLD farbcodiert. Hell- und dunkelgrau hinterlegt sind 5 K breite Mittelungsintervalle über θ . Diese finden sich in der Grafik rechts: Sie zeigt für sieben θ -Level gemittelte Darstellung von N in halbdekadischen Schritten von $0.0001 < N < 5 \text{ cm}^{-3}$, diesmal mit den CO-MV-Mittelwerten jedes ϑ -Level als Ordinate. Die Lage des LRM, ATTL, CPT und CLS am 10.08.2017 ist ebenfalls eingezeichnet.

Je höher N hingegen, desto wahrscheinlicher waren die Eiswolken Resultate von konvektivem Überschießen und ausströmenden Gewitterzellen, und desto höher sind auch die CO-MV entlang der Isentrope in diesem Bereich (Abb. 86 links). Die Entropieflächen hingegen, die noch innerhalb der Troposphäre unterhalb des LRM liegen, zeigen eine homogene Verteilung von CO-MV und N . Auf der Höhe des LRM (ca. 367 K am 10.08.2017) zeigt sich sogar ein leicht umgekehrter Trend:

Höhere N korrelieren mit niedrigeren CO-MV Messungen. Allerdings ist der Bereich des LRM aufgrund auch von einer hohen Variabilität geprägt. Die 5 K über dem LRM liegende Isentrope auf $370 \text{ K} \pm 2.5 \text{ K}$ zeigt ebenfalls einen vergleichbaren Trend wie die Isentrope oberhalb der CPT:

Je höher N , desto höher sind die CO-MV entlang der Isentrope in diesem Bereich (Abb. 86 links). Dies hängt mit der weniger energiereichen Konvektion zusammen, deren Luftmassen bis zum Gleichgewichtsniveau aufsteigen und sich dann ausbreiten. Die im Englischen als *Main Convective Outflow Level*, also der Bereich der meisten Konvektions-Ausströmungen, wie er bereits in **Wolke-[4]** identifiziert wurde (vgl. Abb. 82 und Abb. 83) bezeichnete Region beginnt oberhalb des LRM und erstreckt sich innerhalb der ATTL bis an die CPT heran. Hier strömen die meisten Konvektionszellen aus. Kurz vor der CPT auf $\theta = 375 \text{ K}$ neutralisiert sich der beobachtete Trend: es werden für alle Anzahlkonzentrationen gleiche CO-MV gemessen. Nur die besonders energiereiche Konvektion am 10.08.2017 schafft es über die CPT hinaus transportiert zu werden, sie zu überströmen und damit auch in diesem Bereich für den beobachteten Trend zwischen N und CO zu sorgen.

Die nachfolgenden Grafiken in Abb. 88 und Abb. 88 zeigen eine Übersicht die diskutierten Messdaten in isentropen Koordinaten, zusammen mit der schematisch dargestellten Vertikalstruktur der UTLS für den 10.08.2017 nach der Einteilung von (Brunamonti et al. 2018). Das in-Situ Temperaturprofil der Atmosphäre ist in Abb. 82 und auch nochmal in isentropen Koordinaten als T_{stat} in Abb. 88 gezeigt. In den Übersichtsdarstellungen in Abb. 88 und Abb. 88 erkennt man deutlich die Bereiche, in denen die hochreichende Konvektionsprozesse und *Overshooting* Ereignisse Wasserdampf und Eispartikel bis auf isentrope Flächen von +10 K bis +12 K oberhalb der CPT befördert haben. Diese Bereiche weisen Eiswassergehalte von 0.01 bis 0.05 g/m^3 und damit relative Feuchten in Bezug zu Eis von fast 200 % auf. Die Übersättigung erstreckt sich noch bis in Höhen von $\theta = 400 \text{ K}$ und geht erst ab dort wieder auf ungesättigte Werte zurück (vgl. Abb. 88).

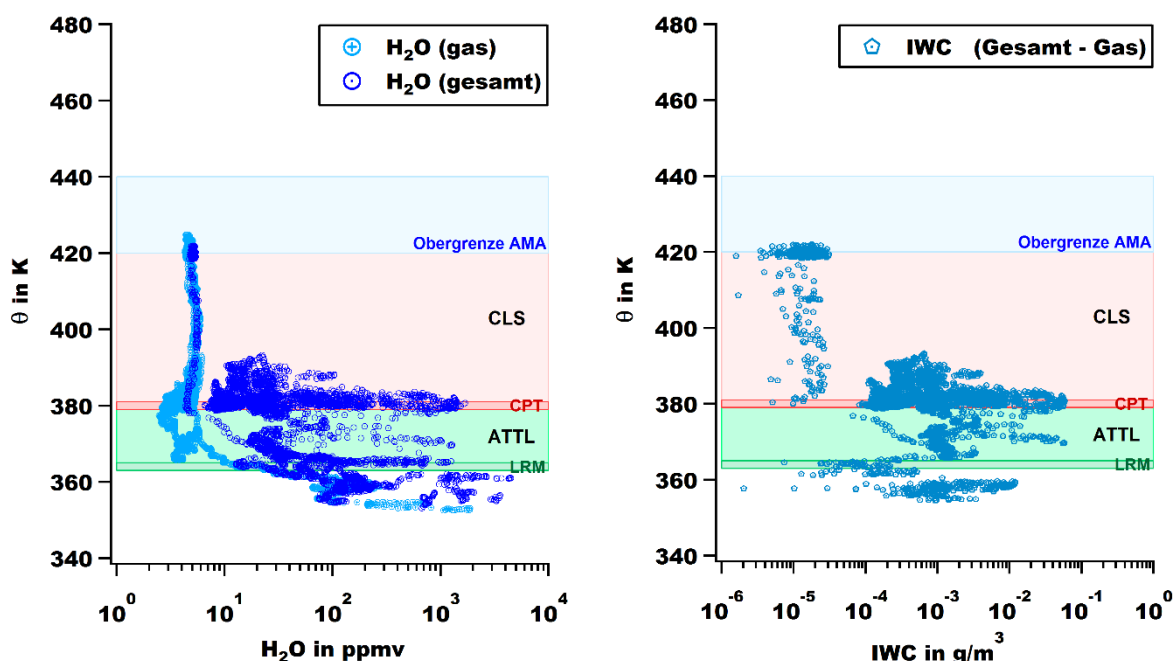


Abb. 87 Übersicht der ausgewerteten Messdaten von Flug 10.08.2017 in isentropen Koordinaten. Links: Enhancement korrigierte H_2O -MV aus FISH-Messdaten (H_2O gesamt) und Gasphasen H_2O -MV aus FLASH-Daten (H_2O Gas). Rechts: Berechneter Eiswassergehalt IWC in g/m^3 . Die Struktur der UTLS am 10.08.2017 nach Brunamonti et al. (2018) ist ebenfalls eingezeichnet.

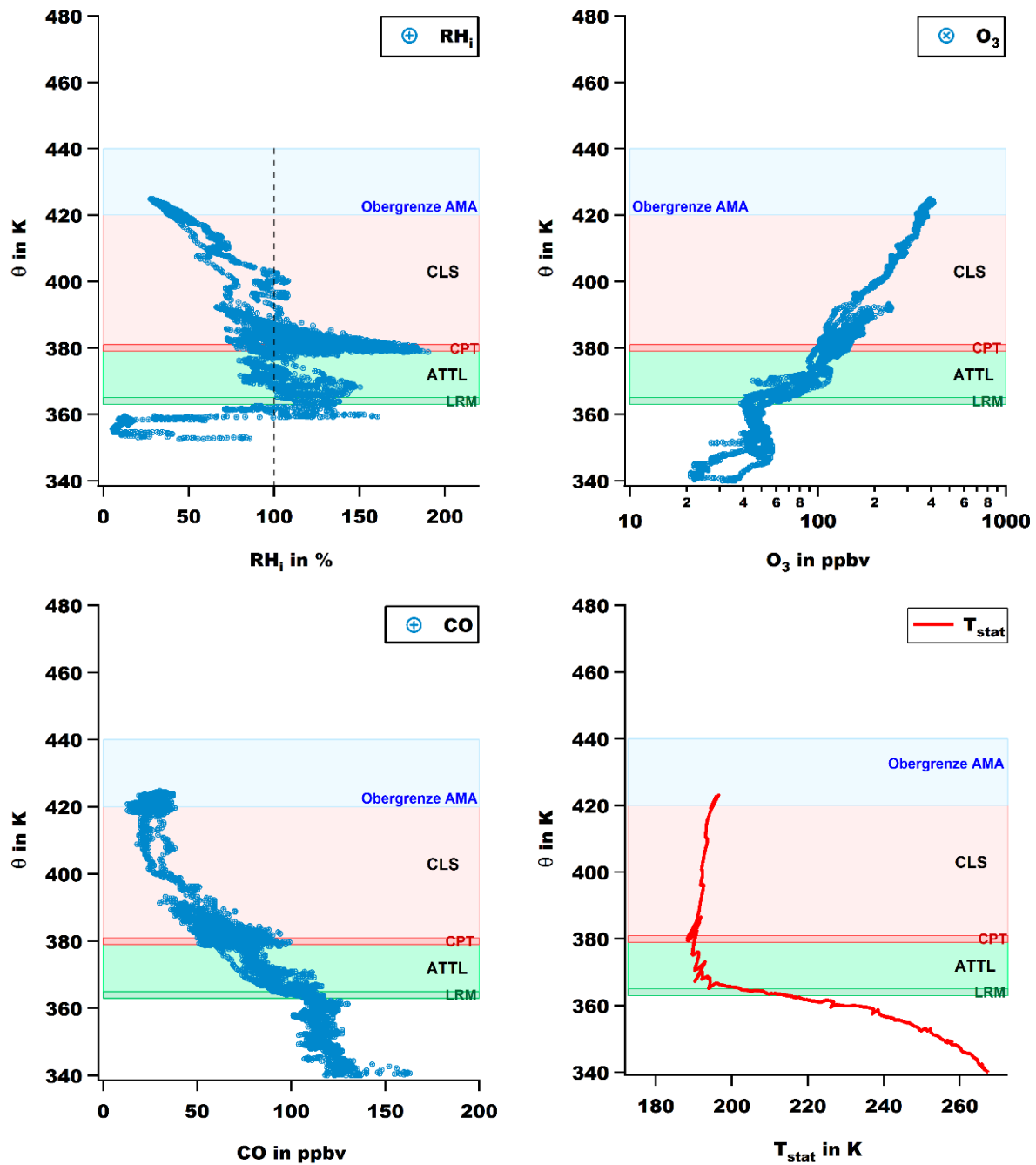


Abb. 88 Übersicht der ausgewerteten Messdaten von Flug 10.08.2017 in isentropen Koordinaten. Von links oben nach rechts unten: RH_i berechnet mit H_2O -MV(Gas)-Daten von FLASH, O_3 -MV mit Daten von FOZAN und CO -MV mit Daten von COLD. Die Struktur der UTLS am 10.08.2017 nach Brunamonti et al. (2018) bzw. der vorangegangenen Abbildung ist ebenfalls eingezeichnet.

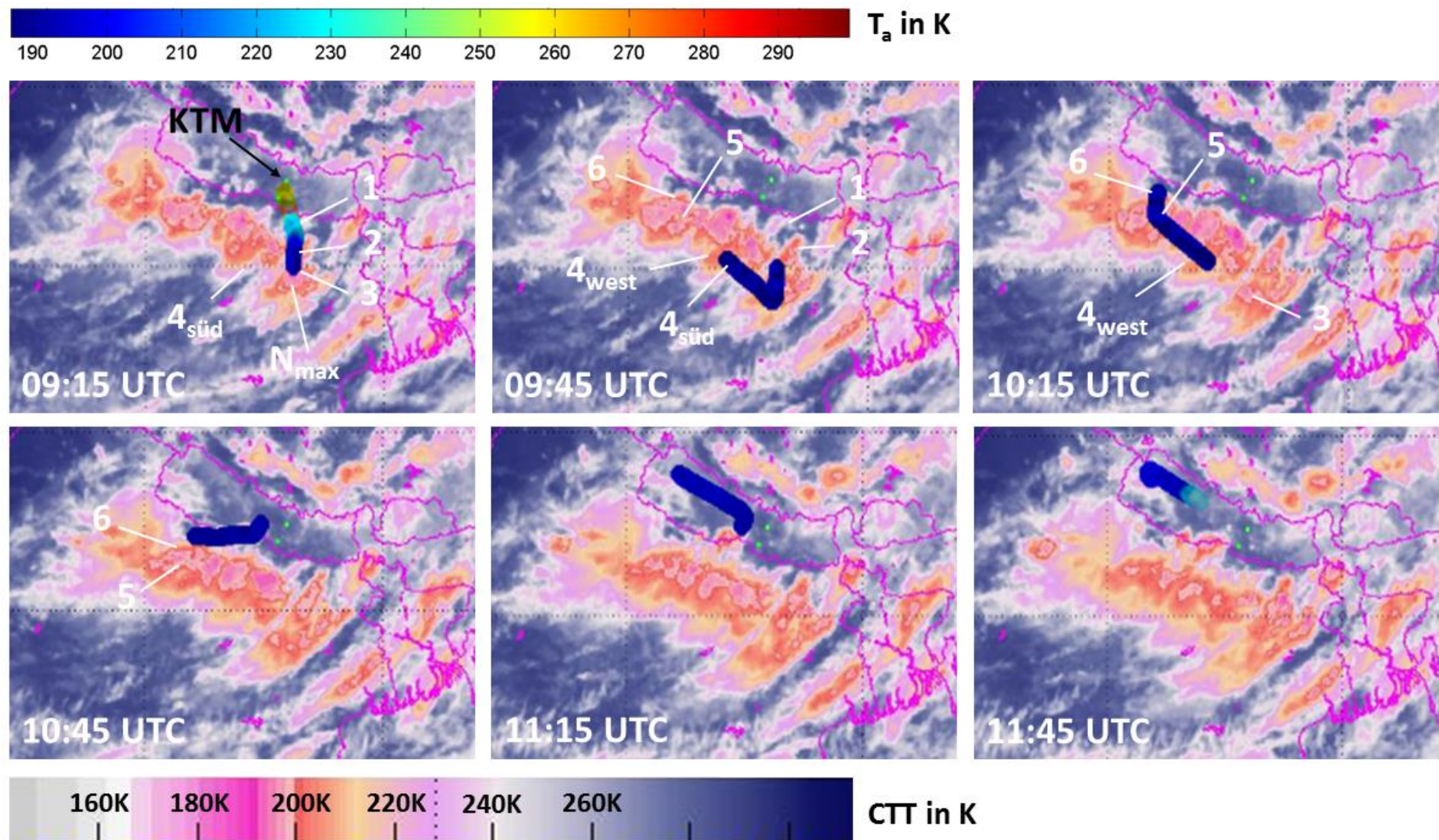


Abb. 89 Satellitenbilder des chinesischen Satelliten Fengyun 2E mit eingezeichneten Wolkenpassagen [1]–[6] und T_a entlang des Flugpfades für den 10.08.2017. Die Farbcodierung der Bilder entspricht der CTT in K (Legende unten links). Mit freundlicher Genehmigung bereitgestellt von CMA-NSMC und O. Schlenczek und mit Änderungen übernommen.

5.3. Subvisible-Zirrus Beobachtungen während StratoClim 2017

Der Begriff *Subvisible Cirrus* oder *Subvisual Cirrus* - SVC wird in englischen Fachpublikationen verwendet, um eine Zirruswolkenart zu klassifizieren, die im sichtbaren Wellenlängenbereich eine sehr geringe optische Dicke besitzt und daher lange der direkten und Satelliten Beobachtung unzugänglich geblieben sind. Ihre Existenz ist erst seit wenigen Jahrzehnten durch Flugzeugmessungen (Heymsfield 1986) und bodenbasierten LIDAR-Messungen (Sassen und Cho 1992) bekannt und sie werden ausschließlich in der oberen Atmosphäre tropischer Breiten beobachtet. Die ersten Satellitenbeobachtungen dieser Wolkenart führten zu einem besseren Verständnis ihres Auftretens, diese Messungen waren jedoch in ihrer räumlichen Auflösung stark begrenzt (Wang et al. 1994; Winker und Trepte 1998). Erst die Arbeiten von Sassen, Wang und Liu (2009) oder Martins, Noel und Chepfer (2011) an CALIOP-Daten von Winker et al. (2009), konnten zum ersten Mal die große zeitliche und räumliche Ausdehnung von SVCs im Bereich der tropischen Tropopause dokumentieren. Jüngere Flugzeug-getragene Studien konnten mit in-Situ Messungen die Mikrophysik der beobachteten SVC aufklären (Davis et al. 2007; Davis et al. 2010; Frey et al. 2014). Diese Beobachtungen ließen sich allerdings noch nicht generalisieren. Erst in den darauffolgenden Jahren haben eine verbesserte Signalanalyse und neue Satelliteninstrumente dazu geführt, dass man weltweit die obere Troposphäre bis zu sehr geringen, optischen Dicken untersuchen kann. Seitdem können die Vorkommen von SVC dokumentiert werden, wie es Martins, Noel und Chepfer (2011) beschreiben.

Welche Rolle die SVC dabei in verschiedenen Prozessen der UTLS spielen, ist Gegenstand der aktuellen (Zirruswolken) Forschung: Aufgrund ihrer optischen Transparenz und niedrigen Temperatur haben sie einerseits einen geringen Albedo Effekt, andererseits einen nicht zu vernachlässigenden Treibhaus-Effekt, der das globale Strahlungsbudget der Erde beeinflusst. Ebenso wird ihr Entstehungsprozess und ihre Funktion bei der Regulation des Wasseraustauschs in den Troposphären-Stratosphären-Grenzschichten, nach wie vor diskutiert (Heymsfield et al. 2016; Spreitzer, Marschallik und Spichtinger 2017). Diese Wolkenart stellt einen bislang nur ungenau darstellbaren Faktor in der Modellierung von stratosphärischen Wasserdampf-Trends dar, was wiederum Konsequenzen für die Verlässlichkeit von Klimavorhersagen hat, wie Solomon et al. (2010) hervorheben. So bringen beispielsweise einige Autoren sie in einen Zusammenhang mit einer Dehydrierung der UTLS (Peter et al. 2003), wohingegen andere von einer Befeuchtung der UTLS mit einhergehender SVC Bildung ausgehen (Corti et al. 2008; DeReus et al. 2009; Lee et al. 2019).

Ein Entstehungsweg ist wahrscheinlich auf den Eintrag von Wasserdampf und Eiskristallen in die UTLS durch (überschießende) konvektive Systeme zurückzuführen. Allerdings ist dieses Hypothese bislang noch Gegenstand der wissenschaftlichen Debatte (Reverdy et al. 2012; Lee et al. 2019). Möglicherweise folgen sie auch denselben *in-Situ*- oder *liquid-Origin* Entstehungsmechanismen wie die anderen Zirrusarten, wie Krämer et al. (2016) in ihrer Arbeit diskutieren. SVC Beobachtungen mit Hinweisen auf einen Liquid-Origin Ursprung wurden während der StratoClim-Flüge am 08.08. und 10.08.2017 beobachtet. Im folgenden Abschnitt werden SVC Beobachtungen, die während StratoClim gemacht wurden, mit ihren wichtigsten optischen und meteorologischen Parametern dargestellt und in den Kontext ihrer Entstehungshistorie gebracht.

5.3.1. Klassifizierung einer Zirruschicht nach optischen Parametern

Eine ausgedehnte Zirruschicht wurde während des StratoClim Fluges vom 04.08.2017 durchflogen. Die Route über Nepal, die entlang des Himalaya Hauptkamms in nordwestlicher und südöstlicher Richtung mit einem stufenförmig ansteigendem Höhenprofil geflogen wurde, erlaubte Messungen an den gleichen Positionen zu unterschiedlichen Zeitpunkten und Höhenstufen innerhalb der Wolkenschicht. Weiterhin lag ein vollständiger Datensatz des LIDAR-Instruments MAL vor und damit war eine Einschätzung ihrer physischen Schichtdicke für eine Zirrus Klassifizierung nach der optischer Dicke nach Garrett (2008) möglich.

Für den Flugabschnitt, in dem die Zirruschicht beobachtet wurde, ist das geflogene Höhenprofil als Druckverlauf p_s (schwarze Linie), die Eisübersättigung $S = 100 \% - RH_i$ (in hellrot) sowie die Anzahlkonzentration N und Partikeldurchmesser D_s (farbige, größenskalierte Kreise) als Zeitreihe der 1 Hz Daten von CCP in Abb. 90 dargestellt. Zusätzlich sind die geflogenen Höhenstufen in hPa, sowie der erste nordwestliche (NW) Wendepunkt und der zweite südöstliche (SO) Wendepunkt des Flugkurses eingezeichnet. Anzumerken ist, dass der Beitrag zum CCP-Datensatz überwiegend von der CDP kommt, die CIPGs zeichnete wenige Beobachtungen von Partikeln größer als $46 \mu\text{m}$ auf, wie ein Blick auf die grafischen Darstellungen für N und D_s in Abb. 91 verdeutlicht. Für eine Übersicht des gesamten Flugverlaufes siehe Anhang 0.

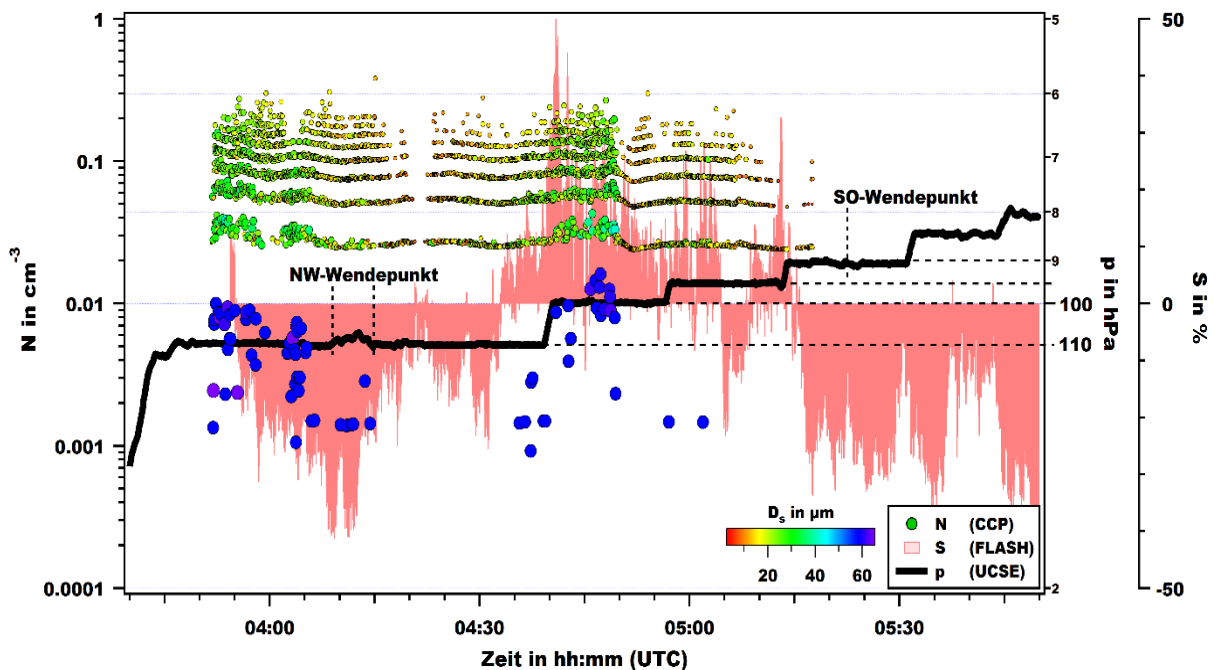


Abb. 90 Zeitreihe der Anzahlkonzentration N gemessen von CCP von 03:40 – 05:50 UTC des StratoClim Fluges am 04.08.2017. Die ermittelten Partikeldurchmesser D_s sind mit farbigen, nach Größe skalierenden Kreisen über derselben Zeitreihe dargestellt. Die Eisübersättigung S wurde nach Murphy und Koop (2005) mit Daten von FLASH berechnet und ist in hellrot von -50 bis +50 % dargestellt. Die schwarze Linie zeigt den Umgebungsdruck p_s in hPa von UCSE. Die Flughöhe betrug zwischen 16–19 km.

Im ersten Flugabschnitt auf 110 hPa von ca. 03:50 - 04:45 UTC wird der Hinflug zum NW-Wendepunkt und anschließenden Rückflug in südöstlicher Richtung auf einem nahezu identischen Kurs durch die Zirruschicht absolviert. Dabei werden in einem zeitlichen Abstand von ca. 30 min die gleichen horizontalen Positionen erneut angeflogen. Auf dem weiteren Kurs Richtung Südosten steigt die Geophysica ab 04:40 UTC in 5 hPa Stufen auf und ermöglicht ein vertikales Messprofil der Zirruschicht.

Abb. 90 zeigt die Eisübersättigung S in %, berechnet nach Murphy und Koop (2005), mit 1 Hz Daten von FLASH als roten Amplitudenverlauf von -50 bis +50 %. Auf dem 110 hPa Drucklevel befindet sich ein in weiten Teilen ungesättigter Bereich, der in Flugrichtung zwischen -10 % und -40 % variiert und auf dem Rückflug nach dem Wendemanöver zwischen 04:05 - 04:15 UTC auch einige übersättigte Bereiche aufweist mit $S \approx 3 - 5$ %. In der darüber liegenden Schicht auf 100 hPa, befindet sich die Geophysica auf Höhe der CPT. In dieser Region sind die Luftmassen im gesamten Flugabschnitt übersättigt, mit Spitzenwerten von $S = +50$ % und einem Mittelwert von $S = +12$ %. Dieser Trend setzt sich in der darüber liegenden Schicht auf 95 hPa fort, mit etwas höherer Schwankungsbreite zu unersättigten Abschnitten. Erst in der darüber liegenden Schicht im Südosten Nepals auf 90 hPa ist die Umgebung in Bezug auf Wasserdampf wieder vorwiegend unersättigt.

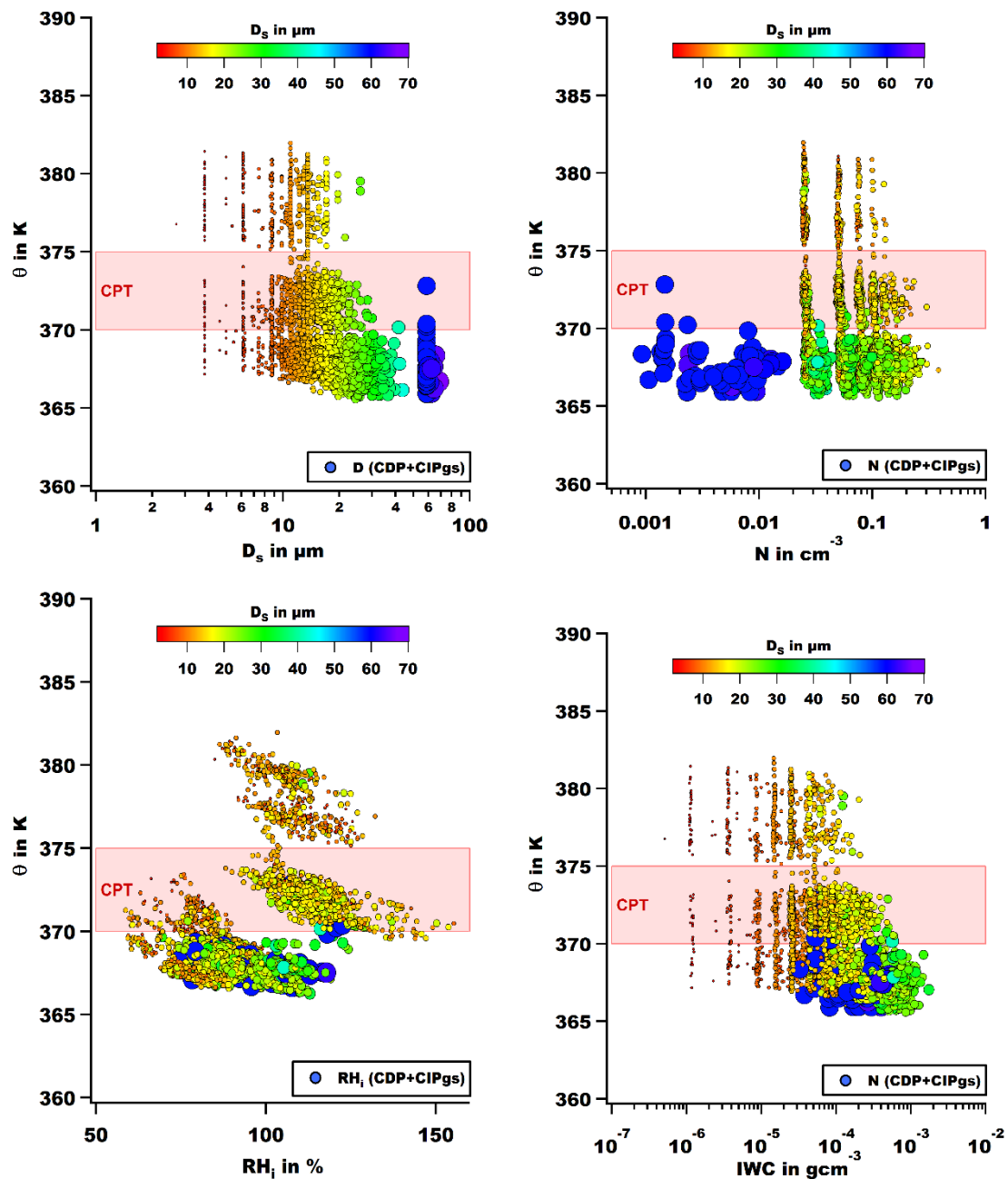


Abb. 91 Links Oben: Partikeldurchmesser D_s in μm , Rechts oben: Anzahlkonzentration N in cm^{-3} , Links unten: relative Feuchte über Eis RH_i in %. Rechts unten: Eisswassergehalt IWC in g m^{-3} . Alle Darstellungen in isentropen Koordinaten. Die Messpunkte sind den Legenden entsprechend farbig codiert und skalieren mit der gemessenen Größe D_s .

In der Analyse in Abb. 91 zeigt sich, dass Partikel mit mittleren Durchmessern D_s zwischen 25-35 μm in den höchsten Anzahlkonzentrationen N vorliegen, und damit auch den größten Beitrag zum berechneten Eiswassergehalt IWC liefern, der aus den gemessenen Partikeldaten nach Lawson und Baker (2006) berechnet wurde. Ebenfalls untersucht wurde die Verteilung von D_s in Bezug zur relativen Feuchte über Eis RH_i . Es zeigt sich, dass die größten Partikel mit D_s von 60 – 80 μm im unteren Bereich der Zirruschicht zwischen $\theta = 365 - 370$ K auftreten. Auf höher gelegenen Entropieflächen zwischen 370 – 375 K steigt RH_i an und die höchsten RH_i bis 155 % finden sich zusammen mit kleineren Partikeln mit $D_s \approx 5 - 15$ μm . Die gemessene Schicht ist bis $\theta = 380$ K stark übersättigt in Bezug auf Eis mit $RH_i = 110 - 130$ %. Und bis in diese Höhen finden sich auch Eiskristalle in Konzentrationen von 0.03 - 0.2 cm^{-3} im Größenbereich von 4 – 20 μm , mit einigen größeren Partikeln bis 30 μm . Die Windrichtung in diesen Höhen wurde von UCSE und TDC am 04.08.2017 überwiegend aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen gemessen.

Die Zirruschicht befand sich daher im Lee des Himalayas und eine durch die Orografie induzierte Hebung der Luftschichten bis auf CPT-Niveau ist wahrscheinlich. Möglicherweise hat auch Leewellenbildung eine Rolle gespielt, allerdings ließ sich das in diesem Fall nicht eindeutig feststellen (z.B. Auswertung der Wolkenstruktur nach Satellitenbildern). Dennoch ist von einer in-Situ gebildeten Zirruswolke auszugehen. Dafür sprechen die kleinen, homogen verteilten Eiskristallgrößen.

Ebenso das Profil der Eiskristallverteilungen innerhalb der Wolke und die niedrigen Umgebungstemperaturen um $T_a = 200$ K lässt sich auf überwiegend homogene Nukleation der Partikel am oberen Wolkenrand ($\theta = 380 - 375$ K) zurückzuführen, die während des Wachstumsprozesses sedimentierten. Daher finden sich die größeren Partikel ausschließlich auf tieferen Niveaus zwischen 365 – 370 K potenzieller Temperatur.

Der Vergleich mit dem in Abb. 91 eingezeichneten CPT Niveau macht deutlich, dass viele der gemessenen Eiskristalle bis zu $\theta = +15$ K oberhalb der thermischen Tropopausen detektiert wurden. Die CPT mit einer $T_o = 191 - 192$ K lag an diesem Tag auf $\theta = 370 - 375$ K. Das bedeutet, dass neben orografischen Hebungsprozessen auch die bereits erwähnten Schwerewellen bei der Entstehung dieser hohen Zirren eine Rolle gespielt haben könnten, damit die Luftmassen über das Niveau der CPT steigen konnten. Im Folgenden wird nun die optische Schichtdicke der Zirruschicht bestimmt.

5.3.2. Bestimmung der optischen Dicke

Die optische Dicke von Zirren τ nach Garrett (2008) ist ein wichtiges Unterscheidungskriterium innerhalb dieser Wolkenart und beschreibt ihre Transmissionseigenschaften mit

$$\tau = \Delta z \beta_{ext} = \Delta z \frac{3CWC}{2\rho R_{eff}} \quad (42)$$

Diese werden durch das Produkt aus Schichtdicke Δz und Extinktionskoeffizient β_{ext} beschrieben. β_{ext} setzt sich aus dem Quotienten des *Condensed Water Content* CWC , der im Falle von Subvisible-Zirren dem *Ice Water Content* - IWC entspricht, und dem Produkt aus der Dichte von Eis $\rho = 0.917 \cdot 10^6 \text{ g/m}^3$ sowie dem effektivem Partikelradius R_{eff} zusammen. Der IWC nach (Lawson und Baker 2006) und der R_{eff} wurden aus den Partikeldaten eines kombinierten Messbereiches von CDP und CIPgs berechnet (Durchmesser von 2.5 – 80 μm). Die Klassifikation des Zirrus mit τ erfolgte gemäß der Arbeit von Sassen und Cho (1992). Sie zählen Beobachtungen mit $\tau < 0.03$ zu den subvisible Zirren, in einem Bereich von $0.03 < \tau < 0.3$ zu den dünnen Zirren und von $0.3 < \tau < 3$ sprechen sie von opaken bis undurchsichtigen Zirren.

Die optische Dicke wurde für die in Abb. 90 gezeigten Flugabschnitte unter der Annahme einer mittleren Schichtdicken Δz für jedes Fluglevel ermittelt. Δz ergab sich aus der grafischen Auswertung der von Valentin Mitev bereitgestellten Messdaten von MAL. Die gemessenen Depolarisationsraten von MAL sind ein Indikator für das Vorhandensein von Eiskristallen in den Luftmassen oberhalb und unterhalb der Messplattform und anhand der Tiefe der detektierten Signal-Depolarisation wurde eine Abschätzung der Zirrus-Schichtdicke gemacht. Für die grafische Auswertung siehe Anhang 0 und Abb. 112. Aus den Messungen von MAL-1(up) und MAL-2(down) ließen sich folgende Schichtdicken für den in Abb. 90 gezeigten Teil des Messfluges vom 04.08.2017 ermitteln:

Der erste Flugabschnitt nach dem westlichen Wendepunkt auf 110 hPa Höhe gegen 04:15 UTC (15300 s) hatte ein $\Delta z = 1200 - 1500$ m (mit zwei Maxima bis 2000 m). Der anschließende Abschnitt auf 100 hPa Höhe besaß ein Δz von 800 – 1000 m und der dritte Flugabschnitt auf 95 hPa Höhe zu Beginn ca. 800 – 1000 m Δz und im weiteren Verlauf wurde die Schicht dünner und war schätzungsweise noch 400 – 500 m dick. Im letzten Teilabschnitt des 95 hPa Schenkels ist der Zirrus mit $\Delta z = 300 - 500$ m am dünnsten. Ab 90 hPa Höhe (17,500 m) war eine Schichtdicke nicht mehr feststellbar. Es wurden daher mit mittleren Schichtdicken von $\Delta z_1 = 1,500$ m, $\Delta z_2 = 1,000$ m und $\Delta z_3 = 500$ m eher konservative Annahmen gemacht.

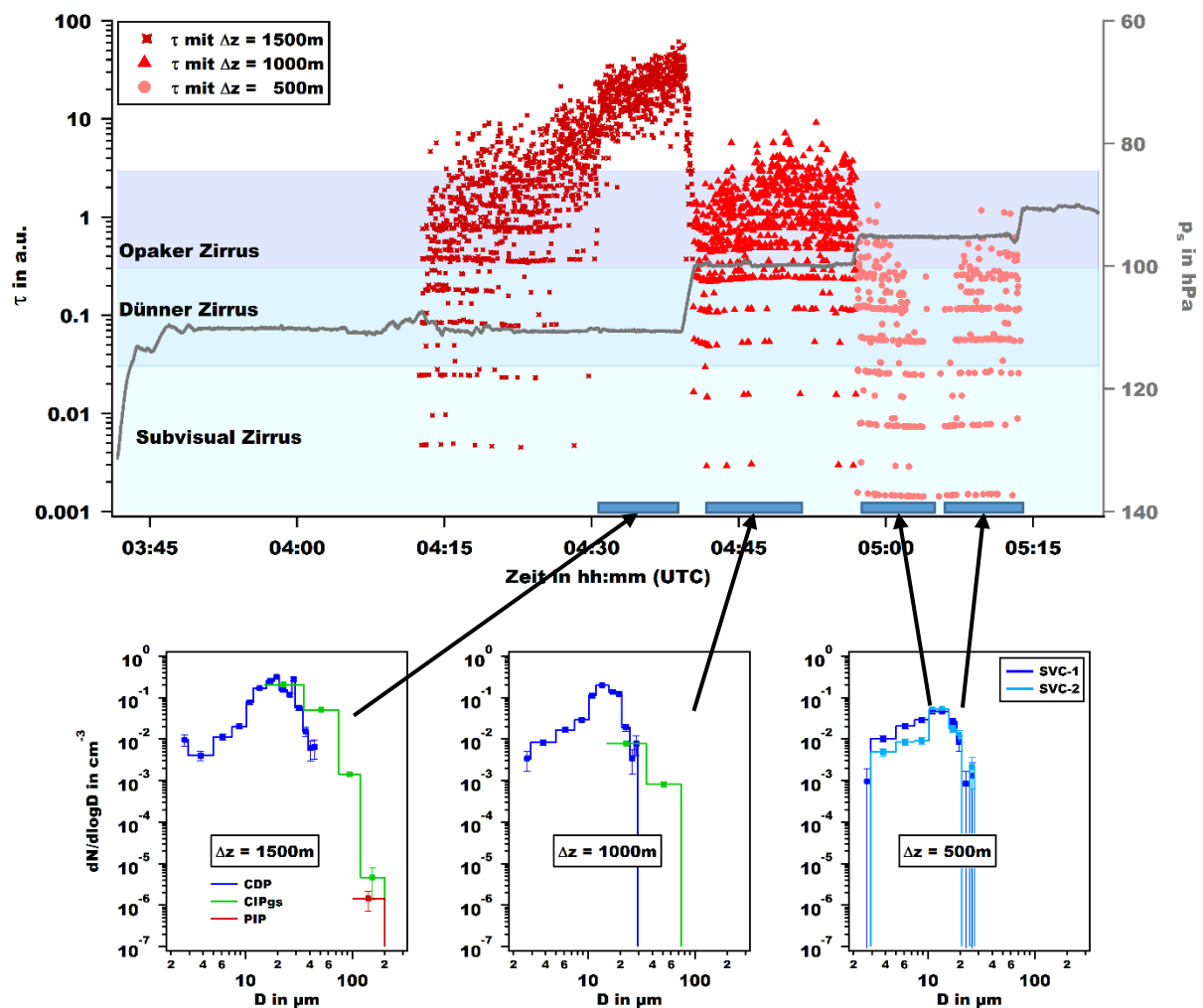


Abb. 92 Oben: Klassifikation der optischen Dicke der Zirrusschicht nach Garrett (2008) für die Zirrusschicht ab dem nordwestlichen Wendepunkt um 04:12 UTC. Unten: Größenverteilungen für jede Schicht ab 04:31 UTC (Mittelungszeit 7-8 min, blaue Kästchen).

Die Grafik in Abb. 92 zeigt die Einteilung der Zirrus nach τ für die mittlere, vertikale Ausdehnung Δz pro Flugabschnitt und Drucklevel. Auf der Ordinatenachse τ sind die Messdaten mit den von Sassen und Cho (1992) diskutierten Klassen farbig hinterlegt (hellblau, blau, hellviolett).

Die Analyse zeigt, dass dieser Zirrus über sein Ausdehnungsgebiet alle drei Klassifikationen der optischen Dicken von undurchsichtig bis subvisuell erfüllt. Gerade am oberen Rand des Zirrus auf 95 hPa, der 5 - 7 K über der CPT liegt, entsprechen seine optischen Eigenschaften denen eines Subvisual-Cirrus. MAL-1 detektierte auch auf dem darüber liegenden Level von 90 – 85 hPa noch schwache Rückstreuungssignale (siehe Abb. 112 oben rechts ab $1.9 \cdot 10^4$ s), was auf ein weiteres Vorhandensein von Eiskristallen und einer vertikalen Ausdehnung des Zirrus hindeutet, aber weder die CIPGs noch die CDP konnten Eispartikel nach 05:13:42 UTC detektieren. Daher ist eine Bestimmung von τ nicht möglich.

5.3.3. Subvisible-Zirrus Beobachtung oberhalb der thermischen Tropopause

Die Analyse der optischen Parameter wurde für einen weiteren StratoClim Flug durchgeführt; Während des Fluges am 08.08.2017 wurden gegen Ende des Fluges drei hochliegende, kalte Zirren innerhalb und oberhalb der CPT passiert (vgl. auch Abb. 38). Diese Zirren wurden ebenfalls auf ihre SVC-Kriterien hin untersucht und sind in Abb. 93 als Zeitreihe von N in mit SVC-1, SVC-2 und SVC-3 hellgelb hinterlegt. Die Datenlage von MAL ist auf diesem Flug nicht so eindeutig gewesen wie für Flug 04.08.2017, eine visuelle Inspektion der gleichen Darstellungen der Depolarisationsrate lässt auf eine Schichtdicke von 500 - 600 m schließen (siehe Anhang 0, Abb. 115).

Die zwei Tauchmanöver von Geophysica, während denen die Zirren detektiert wurden, lassen eine weitere Abschätzung von Δz zu, wenn man Beginn und Ende der Partikelmessungen, während den Wolkenpassagen, mit den Flughöhen vergleicht. Es ergaben sich damit exaktere Werte für die vertikale Ausdehnung von $\Delta z_{1,2} = 600 - 900$ m für SVC-1 und SVC-2a/b, und $\Delta z_3 = 1000 - 1200$ m für SVC-3, wie man Abb. 93 und Tabelle 5 entnehmen kann.

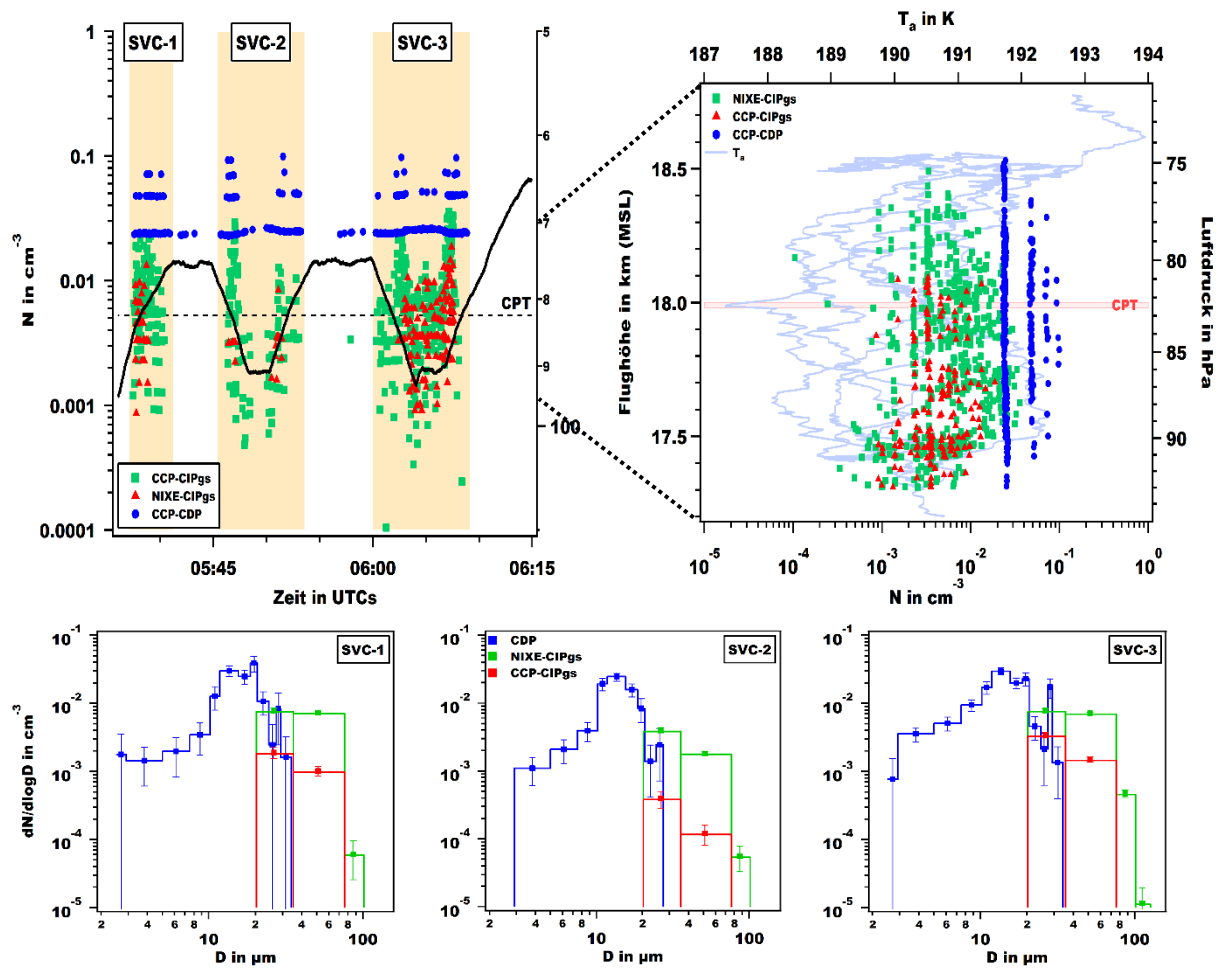


Abb. 93 Links: 1 Hz Zeitreihen von N für CDP, CCP-CIPgs und NIXE-CIPgs gegen die Höhe über MSL und Druckniveau in hPa, Lage der CPT mit schwarz gestrichelter Linie eingezeichnet. Rechts: Vertikalprofil von N über Flughöhe in km und Luftdruck in hPa für den gleichen Flugabschnitt. Messungen von T_a in hellblau und Lage der CPT in hellrot gezeichnet. Unten: Die Mittelungszeiträume der 3 dargestellten Größenverteilungen SVC-1 bis SVC-3 sind oben links orange hinterlegt.

Für die Berechnung des IWC wurde im Falle von Flug 08.08.2017 die Messung des Gasphasen-Wassergehaltes von FLASH von der Gesamtwassergehalt-Messung von FISH subtrahiert und dann in g/m^3 umgerechnet. Die Berechnung von R_{eff} , N und D erfolgte für den kombinierten Messbereich von CDP und CIPgs. Zusammen mit der Analyse der optischen Schichtdicke nach Garrett (2008) ergeben sich für die drei Wolken, die in Tabelle 5 dargestellten Parameter. Ebenfalls in der Tabelle dargestellt sind die ermittelten Werte der drei Flugabschnitte durch die Zirruschicht von Flug 04.08.2017, die in Abschnitt 5.3.1 diskutiert wurde.

	SVC-1 08.08.	SVC-2a 08.08.	SVC-2b 08.08.	SVC-3 (dichter) 08.08.	SVC-1/2* 04.08.	Dünner Zirrus 04.08.	Opaker Zirrus 04.08.
Flugzeit in s	208	182	196	517	400/498	475	455
Flugstrecke in km	38.6	33.8	34.3	92.3	71/88.3	83.6	79.2
Flughöhe in m	17780 - 18462	17413 - 18280	17420 - 18273	17310 - 18548	17180/ 17190	16930	16320
Δz in m	682	867	853	1148	500	1000	1500
T_a in K	189-192	189-191	188-190.5	187-191	-	-	-
Mittelwert	190.5	190.1	189.3	189.5	192.6/194	192.5	196
Θ in K	388-401	375-395	375-392	375-398	-	-	-
Mittelwert	393	385	384	382	377/380	372	367.5
RH_i in %	91-138	97-140	110-162	95-143	-	-	-
Mittelwert	121	118	136	120	109/102	118	104.5
D_{max} in μm	51.2	86.6	87	137	26/ 10/12	58.7	62.3
Mittelwert	15.5	13	14	17		13.8	23.4
R_{eff} in μm	8.0	6.7	6.9	8.6	5.3/6	7.5	20
N in cm^{-3}	$12 \cdot 10^{-3}$	$9.6 \cdot 10^{-3}$	$7.7 \cdot 10^{-3}$	$11 \cdot 10^{-3}$	$21/16 \cdot 10^{-3}$	$58 \cdot 10^{-3}$	$103 \cdot 10^{-3}$
IWC_m in g/m^3	$2.3 \cdot 10^{-4}$	$1.3 \cdot 10^{-4}$	$0.8 \cdot 10^{-4}$	$2.3 \cdot 10^{-4}$	0.15/0.13 $\cdot 10^{-4}$	$0.7 \cdot 10^{-4}$	$5.4 \cdot 10^{-4}$
BSC in km/sr	$1.8 \cdot 10^{-5}$	$2.2 \cdot 10^{-5}$	$1.2 \cdot 10^{-5}$	$3.1 \cdot 10^{-5}$	$0.2/0.3 \cdot 10^{-5}$	$0.7 \cdot 10^{-5}$	$1.6 \cdot 10^{-5}$
ADR in %	40–64	35-63	36-71	17–77	30-65	21-45	27-37
Mittelwert	54	51	47	52	37/40	31	29
τ	0.032	0.027	0.016	0.050	0.002/ 0.002	0.015	0.133

Tabelle 5 Zusammenfassung der wichtigsten wolkenphysikalischen Parameter für die drei Fälle von Subvisible Zirrus am 08.08.2017. Die Tabellenwerte sind Minimal-, Maximal- und Mittelwerte des Beobachtungszeitraumes. ADR ist die Aerosol Depolarisationsrate in %. Die Spalte mit Asterix* beinhaltet zwei mit / getrennte Werte für die mit SVC-1 und SVC-2 bezeichneten Zirrus Beobachtungen am 04.08.2017.

Es zeigt sich, dass aufgrund der Transmissionseigenschaften von SVC-1 (05:37:27 - 05:40:55 UTC) und der in zwei (11 km voneinander entfernten) Teilstücken unterteilen Zirrusbeobachtungen SVC-2a und SVC-2b (05:45:39 – 05:48:41 UTC und 05:49:59 – 05:53:15 UTC), alle als Subvisible-Zirren einzustufen sind. Das gilt auch für die im vorangegangenen Abschnitt 5.3.1 diskutierten Wolkenpassagen mit 500 m und 1000 m Schichtdicke (vgl. dazu Abb. 92). Die dritte Wolke, die am 08.08.2017 durchflogen wurde (06:00:15 – 06:08:52 UTC), ist der Fall einer sehr dünnen Wolke, die mit ihren optischen Eigenschaften an der Grenze zur subvisuellen Einstufung liegt.

Sie ist im Mittel optisch dicker mit $\tau = 0.05$ und in ihr wurden die größten Eiskristalle mit $D_{max} = 137 \mu m$ und IWC von $2.3 \cdot 10^{-4} g/m^3$ zusammen mit der höchsten Schichtdicke von $\Delta z = 1,148 m$ während des Flugabschnitts gemessen. Der Teil der Zirrusschicht, welcher während des Fluges am 04.08.2017 als erstes auf 110 hPa mit einer Schichtdicke von ca. 1,500 m gemessen wurde, fällt hingegen mit einem $\tau = 0.133$ eindeutig in die Kategorie opaker Zirrus (siehe Tabelle 5 letzte Spalte rechts)

5.4. Zusammenfassung der Subvisible-Zirrus-Beobachtungen

Es zeigt sich eine deutliche Übereinstimmung mit denen von Frey (2011b) gefundenen Werten für die SVC-Beobachtungen. Insbesondere die D_{max} der gefundenen Größenverteilungen sind in guter Übereinstimmung zu Beobachtungen vorangegangener Messkampagnen, wie Abb. 94 verdeutlicht. Die Maxima der Größenverteilungen liegen für alle Kampagnen bei ca. 10 – 20 μm Partikeldurchmesser in einem Konzentrationsbereich von $0.01 < N < 0.06 \text{ cm}^{-3}$. Ebenso sind die gemessenen Größenspektren der SVC-Beobachtungen mit 2.5 μm – 150 μm von vergleichbarer Breite. Auch die optischen Eigenschaften wie Rückstreuoeffizienten und Depolarisation liegen für die SVC Beobachtungen in der gleichen Größenordnung. Die IWC Werte sind ebenfalls vergleichbar und schwanken um innerhalb einer Größenordnung (vgl. Tabelle 5). Da wenige in-Situ Datensätze existieren, ist es ein Erfolg dieser Arbeit, dass die bestehenden Beobachtungen mit den hier dokumentierten Fällen ergänzt werden können. Die Grafik in Abb. 94 setzt die während der Kampagne 2017 gemachten Beobachtungen in den Kontext von früheren tropischen SVC-Beobachtungen, wie sie bei Frey et al. (2011) und Davis et al. (2010) dokumentiert sind.

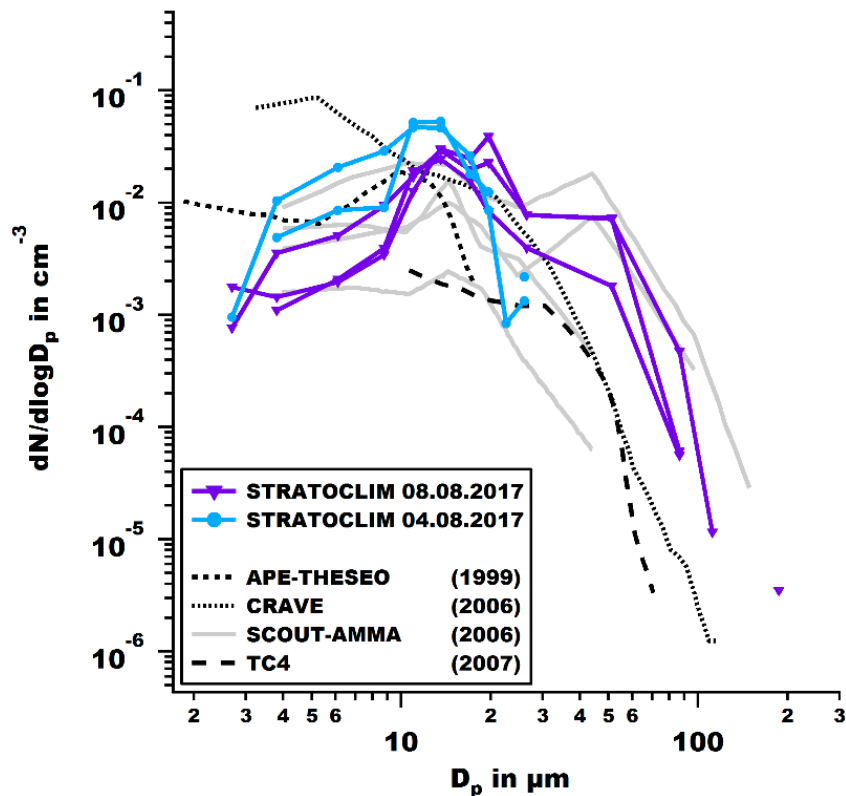


Abb. 94 Größenverteilungen von SVC-Beobachtungen während StratoClim 2017 im Vergleich mit Datensätzen anderer Kampagnen nach Davis et al. (2010) und Frey et al. (2011).

6. Zusammenfassung der Arbeit

Die vorliegende Arbeit hat sich in den ersten drei Kapiteln vorrangig mit dem Thema der Vergleichbarkeit von flugzeuggetragenen Messdaten auseinandergesetzt, die mithilfe von bildgebenden Verfahren Hydrometeore detektieren. Hierfür bieten die Datensätze der CIPGs des IPAMZ und der CIPGs des FZJ, die während der StratoClim-Messkampagne 2016-2017 erhoben wurden, eine ideale Gelegenheit zwei baugleiche Instrumente gegenüberzustellen. Dafür werden zwei Kernbereiche der Messverfahren näher betrachtet, zum einen den Bereich der Software, d.h. die (Bild-)Datenverarbeitung, Filterung, Auswertung und Aufbereitung. Und zu anderen den Bereich der Hardware, d.h. die Erfassung der meteorologischen Basis Parameter zur Bestimmung der Messvolumenlänge, die Einstellungen der optischen Systeme und die Kompressionskorrektur des Messvolumens.

Im Bereich der Software werden die Unterschiede und Vorteile der verbesserten Bilddatenverarbeitung „SODA3“ zu der Vorgängerversion „SODA2“ diskutiert, und anschließend eine optimierte Datenfilterung und -auswertung, basierend auf den Möglichkeiten von „SODA3“ am Beispiel eines einzelnen Instruments vorgestellt. Hier zeichnet sich SODA3 durch seine zusätzlichen Ausgabeparameter aus, mit denen eine hohe Nachvollziehbarkeit des Einflusses der Filtereinstellung auf die finalen Messergebnisse möglich ist. Aus dem Ausgabeparameter der *Arearatio* – *AR* leitet sich eine Diskussion über die Abschätzung der Messunsicherheit bei der Durchmesserbestimmung der Hydrometeore ab. Die Analyse zeigt als wichtigste Erkenntnis, dass die Messunsicherheit bei der Bestimmung der Partikeldurchmesser grundsätzlich den zählstatistischen Fehler überwiegt und daher berücksichtigt werden muss. Weiterhin werden die Unterschiede der am IPAMZ und am FZJ standardmäßig verwendeten Methoden zur Größenbestimmung der Partikelbilder, der „*Smallest-Enclosing-Circle*“- und der „*Areasizing*“-Ansatz in einer Labor und Feldstudie miteinander verglichen. Hier zeigt sich im Laborversuch, dass mit der ASM die Partikeldurchmesser grundsätzlich kleiner ausfallen als mit der SECM, wobei die SECM die Größe der Testobjekte korrekt wiedergibt. Die Auswertung von in-Situ Daten bestätigt dieses Bild. Weil das Messvolumen der Instrumente von der gemessenen Partikeldurchmesser abhängig ist, ergeben sich daher mit der ASM höhere Anzahlkonzentrationen bei gleicher Summe an Hydrometeor-Zählereignissen (*Counts*). Ebenso ergibt die ASM, dass ihre Abweichung bei der Größenbestimmung, aufgrund des häufig auftretenden Poisson-Beugungseffekts, höher ausfällt. Zudem darf diese Methode erst ab einer Partikelgröße von 40-50 μm bzw. einer Anzahl an Bildpunkten von $N_{\text{tot}} = 6 - 8$ angewendet werden. Diese Einschränkung gilt für die SECM nicht. Weiterhin zeigte eine Literaturrecherche und eine aktuelle Veröffentlichung von Gurganus et al. (2018), dass der dimensionslose Faktor c , der von Knollenberg (1970) zur Beschreibung der Bildfeldtiefe eingeführt wurde, im Prinzip für jede optische Kalibrierung der bildgebenden Instrumente wie der CIPGs, CIP und PIP neu erfolgen muss. Er stellt ebenfalls eine kritische Größe für systematische Abweichungen bei der Datenauswertung durch verschiedene Forschungsgruppen dar.

Der Vergleich der Instrumenten Hardware bringt wichtige Erkenntnisse für die Auswertung des StratoClim Datensatzes und die Erhebung von Messdaten bei zukünftigen Kampagnen. Zum einen zeigt sich, dass die Temperatursensoren beider Geräte im Verlauf der Messkampagne im zunehmenden Maße voneinander abwichen und idealerweise vor jedem Flug neu kalibriert werden sollten. Weiterhin zeigt der direkte Vergleich der dynamischen Drucksensoren, dass die in beiden Geräten verbauten Sensoren eine Sensitivität gegenüber niedrigen statischen Drücken aufweisen, die für große Flughöhen in zu geringen PAS-Messung resultierte.

Von diesem Fehler ist nur der Messabschnitt eines Fluges betroffen und aus theoretischen Überlegungen ergibt sich, dass die für alle Messdaten durchgeführte thermodynamische Kompressionskorrektur des Messvolumens nach Weigel et al. (2016) diesen Fehler behebt. Dennoch wäre es zu überlegen die betreffenden Sensoren für zukünftige Einsätze auf dem Höhenforschungsflugzeug Geophysica zu tauschen. Der Vergleich der Kompressionskorrektur ergab weiterhin, dass die Sensoren des Prandlschen Staurohr-Systems der NIXE-CAPS (FZJ) im Vergleich zu früheren Kampagnen und im Vergleich mit den Sensordaten der baugleichen CIPgs des IPAMZ starke Abweichungen verzeichnen. Diese Abweichungen resultierten in einer signifikanten Abweichung beim Vergleich der Darstellungen der Kompressionskorrektur über *PAS* (vgl. Abb. 37). Als Lösung wurde aus dem NIXE-CAPS Datensatz der ML-Cirrus Kampagne 2014 eine Modellfunktion für die Korrektur berechnet. Der Vergleich brachte einen weiteren Hardware-Fehler zum Vorschein: Ein Ausfall der Lasertemperaturstabilisierung der CIPgs (IPAMZ), in typischen Flughöhen der StratoClim Kampagne, führte zu einer schwachen Ausleuchtung des Messvolumens und der Detektor-Diodenzeile. Dies führte zu einem Informationsverlust bei den Messdaten, wovon der gesamte Datensatz betroffen ist. Dieser Fehler konnte nur durch den Instrumentenvergleich gefunden und behoben werden und kann daher als Erfolg und Vorteil dieser Analyse betrachtet werden. Ein Vergleich mit einem auf Holografie basierenden bildgebenden Verfahren (HALOholo) zeigte, dass die drei Instrumente dennoch in Anbetracht der Spannweite der Messbereiche der Instrumente in hinreichender Übereinstimmung zueinander liegen, zumindest was eine qualitative Auswertung von Größenverteilungen, wie Lage der $D_{\max}$ zeigt. Die Anzahl insgesamt gemessener Hydrometeorereignisse und die damit verbundene Anzahlkonzentration lagen für mittlere und hohe N in akzeptabler Übereinstimmung, die Größenbestimmung liegt je nach Messbereich um einen Faktor 0.5 – 0.2 niedriger (vgl. Abb. 48). Abschließend wird trotz der gefundenen Messunsicherheiten und systematischen Abweichungen die Zusammenführung der beiden Instrumenten-Messvolumen zu einem Gesamtvolumen vorgestellt und diskutiert. Dieses kombinierte Messvolumen *DSV* wird durch die Kompressionskorrektur möglich gemacht und bietet den Vorteil, dass bei gleicher Fluggeschwindigkeit eine kürzere Messstrecke durch eine Wolke notwendig ist, um eine statistisch signifikante Anzahl an Hydrometeordetektionen zu erhalten. Dies ist besonders für dünne Wolken und die Auflösung kleinskaliger Verteilungen, die von einer reinen Poisson Statistik abweichen sinnvoll. Letzteres ist eine Hypothese, die sich an eine Arbeit von Larsen, Briner und Boehner (2014) anlehnt und als mögliche Auswertungsstrategie vorgeschlagen wird. Die Hypothese, dass sich mit verbesserter Zählstatistik auch die Messunsicherheit verringert, kann aufgrund der vorangegangenen Diskussion des Einflusses der Messvolumenunsicherheit widerlegt werden. Das zusammengeführte Messvolumen bleibt eine Linearkombination aus zwei einzelnen Volumen und ihrer Messunsicherheiten. Mit den ersten drei Kapiteln leistet diese Arbeit einen Beitrag zur aktuellen Diskussion über die Vergleichbarkeit flugzeuggetragener Messungen (Baumgardner et al. 2017) und kann insbesondere für die Gruppe der 2-D bildgebenden Verfahren wichtige Anmerkungen zu den Randbedingungen bei der Datenauswertung beitragen. Weiterhin zeigt sie mögliche Soft- und Hardware Fehlerquellen auf und diskutiert neue Auswertungsstrategien. Auf diese Erkenntnisse aufbauend wird in Kapitel 4 eine Studie aus dem Jahre (2011) von Cairo et al. aufgegriffen und mit derselben Methode der StratoClim Datensatz der CCP und NIXE-CAPS ausgewertet. Dafür wird eine optimierte Auswertungsstrategie der Partikelmessdaten entwickelt und diskutiert. Das Ergebnis ist ein Datensatz, der 7 StratoClim Flüge von 2017 umfasst und einen Messbereich von $2 \mu\text{m} \leq D_s \leq 940 \mu\text{m}$ bei einer Auflösung von 1 Hz abdeckt. Der Ansatz mit Mie-Streuung an homogenen, sphärischen Hydrometeoriten ist dabei für alle Größenbereiche gültig, sofern die Partikelformen annähernd rund sind.

Für die kleinsten Eispartikel, die von CAS gemessen werden, geht zudem das Lidar-Verhältnis LV gegen den in der Literatur ebenfalls dokumentierten Wert von $ca. 30 \pm 10$ sr und bestätigt damit die Konsistenz des NIXE-CAPS Datensatzes. Für große Partikel nimmt es erwartungsgemäß ab, wenn der Anteil der Rückstreuung das Signal überwiegt (Abb. 68).

Beim Vergleich der berechneten und gemessenen Rückstreuoeffizienten aus Messungen in Eiswolken in Regionen kälter als 235 K, zeigt sich eine hohe Übereinstimmung der berechneten Werte von NIXE-CAPS Partikelmessungen mit den In-Situ Daten von MAS. Der Vergleich zeigt weiterhin die in den vorherigen Kapiteln diskutierten Probleme beim Datensatz der CIPGs. Dieser zeigt einen systematischen Offset in den berechneten Werten (Abb. 69). Die Analyse zeigt auch, dass für hohe berechnete und gemessene Rückstreuoeffizienten im Bereich großer Eiskristalle oder hohe Anzahldichten, der Einfluss asphärischer Streuzentren zunimmt und dazu führt, dass die Berechnungen, wie zu erwarten die Rückstreuung überschätzen. Die Einführung eines Formfaktors C nach Schumann et al. (2011) zeigt wie sich der Streuquerschnitt der Partikelpopulation im Verhältnis zu ihrem Volumenradius verhält und lässt so Rückschlüsse auf die vorhandenen Eiskristallformen zu. Die Analyse wurde für alle StratoClim Flüge durchgeführt und bestätigt den starken Einfluss asphärischer Streuung auf dem überwiegenden Teil der Flüge für hohe gemessenen und berechnete BSC. Diese Überlegungen werden durch Bildinformationen, die von HALOholo für einzelne Flüge vorliegen gestützt und eine stichpunktartige Sichtung der CIPGs Bilder bestätigt die HALOholo Daten. In Kapitel 5 werden dann weitere Messdaten der StratoClim Kampagne 2017 in Nepal vorgestellt und einzelne Fälle und Beobachtungen dokumentiert. Hierbei wurden in-Situ Beobachtungen von ausströmender und überschießender Konvektion (im engl. *convective outflow* und *overshooting convection*) während des Überfluges einer Böenlinie am 10.08.2017 diskutiert. Besonders bemerkenswert sind die hierbei gemessenen hohen Übersättigungen der relativen Feuchte in Bezug zu Eis und die damit verbundene Beobachtung von Eispartikel bis zu 600 – 800 μm Durchmesser bei gleichzeitig hohen Anzahlkonzentrationen und Eiswassergehalten (Abb. 86 - Abb. 88).

Diese Beobachtungen setzten sich vom Haupt-Ausströmungsniveau der Konvektionen – engl. *Main-convective outflow level*, auf 365 K potenzieller Temperatur bis in die untere Stratosphäre fort und wurden bis auf isentrope Flächen 15 K oberhalb der thermischen Tropopause gemacht. Die relevanten Wolkenpassagen des gesamten Fluges werden in Kapitel 4 vorgestellt und diskutiert. Weiterhin werden mehrere Passagen diskutiert, die eine Einmischung von stratosphärischen Luftmassen in die Troposphäre und vis versa andeuten. Dies zeigt sich insbesondere in charakteristischen Verläufen der CO , O_2 , N und T_o – Messwerte entlang des Flugweges, die als Indikatoren für Luftmassen bodennahen bzw. konvektiven und stratosphärischen Ursprungs interpretiert werden. Damit leistet die Dokumentation der Beobachtungen einen Beitrag zur Diskussion des Wasser-, Spurengas- und Stoffeintrags und -transports in die UTLS-Region des asiatischen Sommermonsuns.

Abschließend werden im Kapitel 5 verschiedene Stadien von Zirrusbeobachtungen nach optischer Dicke klassifiziert und die Beobachtungen besprochen. Ein Fall einer geschlossenen Zirrusdecke, die sich am 04.08.2017 entlang des Himalaya Hauptkamms erstreckte und alle Stadien von undurchsichtig und dicht bis unsichtbarer Zirrus erfüllt, im engl. als *subvisual* oder *subvisible cirrus* bezeichnet, wird vorgestellt und anhand ihrer optischen Parameter diskutiert. Weiter SVC-Beobachtungen am 10.08.2017 werden mit derselben Vorgehensweise analysiert und abschließend werden alle SVC-Beobachtungen in Bezug zu in der Literatur dokumentierten in-Situ Daten von Flugzeugmesskampagnen gesetzt. Dabei zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung der StratoClim Beobachtungen mit den vorliegenden Literaturdaten (vgl. Abb. 94).

Der wesentliche Erkenntnisgewinn dieser Arbeit findet sich zum einem bei dem detaillierten Vergleich der Datenverarbeitung auf Hard- und Softwareseite für das einzelnen bildverarbeitende Instrument und zwei prinzipiell baugleiche Instrumente. Die sich daraus ergebenden Gemeinsamkeiten und Unterschiede zeigen die Stärken und Vorteile einer doppelten Instrumentenführung bei Messkampagnen und auch die exzellenten Möglichkeiten der Fehleranalyse und Konsistenzprüfung der Datensätze, wie es am einzelnen Instrumenten-Datensatz nicht möglich wäre. Weiterhin hat die Arbeit mit dem Vergleich verschiedener Streulichtverfahren und der Gegenüberstellung von berechneten und gemessenen Rückstreuoeffizienten einen wichtigen Beitrag zu Beurteilung und Berechnung von optischen Eigenschaften von Zirrusbeobachtungen geleistet. Ein ebenso wichtiger Erfolg dieser Arbeit ist die vollständige Dokumentation des StratoClim Datensatzes 2016 und 2017, sowie die Diskussion einzelner Fälle von Zirrusbeobachtungen, die zum Erkenntnisgewinn der Troposphären-Stratosphären Wechselwirkungen beitragen mögen.

A Anhang

Die hier folgende Dokumentation liefert eine vollständige Übersicht zu den erhobenen Daten der Wolkenmessgeräte während der StratoClim Messkampagnen 2016 und 2017. Sie dient ebenfalls als ergänzende Erklärungen zu den gemachten Analysen mit Querverweisen aus den Kapiteln zu hier abgebildeten Grafiken. Weiterhin kann sie als Ausgangspunkt zukünftiger Auswertungen dienen.

Es findet sich eine vollständige Tabelle der Ausgabeparameter von SODA2 und SODA3 mit Erklärungen, eine Übersicht aller für StratoClim eingesetzten Instrumente, eine Beschreibung der Kampagnenstandorte 2016 und 2017 sowie eine Übersicht zu einigen wichtigen atmosphärischen Parametern der StratoClim-Flüge. Daran schließt sich eine Dokumentation der StratoClim-Messdaten der Wolkenpartikel-Messgeräte CCP-CDP; CCP-CIPgs; CIP und PIP als Zeitreihen der Parameter D_s und N für alle Messflüge 2016-2017 an.

Alle Daten dieser Arbeit wurden mit denselben Randbedingungen ausgewertet, wie folgt:

PADS 3 Rohdateneingabe; Neues Qualitätsmanagement mit SODA3 gemäß Kapitel 2.4.1; Bildauswertung mit SECM, ergibt Partikeldurchmesser D_s in μm ; *All-in*-Bildfeld Randbedingung, Bildfilterkriterien $AR \geq 0.2$ und gleichzeitig $ASPR \geq 0.3$, DOF berechnet mit $c = 3$ und $\lambda = 0.658 \mu\text{m}$; Minimaler D_s für CIPgs $\geq 20 \mu\text{m}$, für alle anderen $N_{tot} \geq 2$ Partikelphase Eis mit $\rho_{Eis} = 0.917 \cdot 10^6 \text{g/m}^3$; *Interarrival-Time* akzeptiert $\geq 0.1 \text{ ms}$; ξ -Kompressionskorrektur.

Weiterhin finden sich, sofern sie für eine Bestimmung der Wolkenschichtdicken Δz notwendig waren, die Messdaten von MAL-1 und MAL-2 in der Dokumentation des jeweiligen Fluges.

A.1. Auflistung von SODA 3 Ausgabeparametern

Ausgabe-Parameter	SODA 2	SODA 3	Erklärung und Definition des Parameters
D_x	Nein	Ja	Maximale Dimension in Zeitrichtung, siehe Abb. 7.
D_y	Nein	Ja	Maximale Dimension in Diodenzeilen-Richtung, siehe Abb. 7.
D_H	Ja	Ja	Hypotenuse zu D_x und D_y , siehe Abb. 7. In SODA3 aus der Ausgabe von D_x und D_y manuell berechenbar.
D_s	Ja	Ja	Kleinsten, umschließender Kreis (SECM), siehe Abb. 7. SODA3 mit optimiertem Algorithmus.
D_A	Nein	Ja	Der abgeschatteten Fläche äquivalente Kreisdurchmesser (ASM). Detaillierte Erläuterungen in Abschnitt
Perimeter	Nein	Ja	Umfang der abgeschatteten Dioden- bzw. Bildfläche
Aspectratio	Nein	Ja	Das Aspekt Verhältnis des Bildes, siehe Abb. 7 (gelbe Balken).
Arearatio	Ja	Ja	Das Verhältnis von D_A zu D_s
Orientation	Nein	Ja	Orientierung der längsten Partikelachse relativ zur Diodenzeile von 0-90°. 0° ist parallel = D_x , und 90° ist orthogonal = D_y
Soda Time	Ja	Ja	Soda Time ist der Mittelwert aus Grafikkarten-CPU- und Bild-Buffer-Speicherzeit plus der Interarrival-Time pro Bild.
Instrument Time	Nein	Ja	Die im Bild-Zwischenspeicher gespeicherte Zeitinformation zu jeder Aufzeichnung (Diese Zeit wird in <i>PADS 3.6 Image Playback</i> dargestellt).
Interarrival Time	Ja	Ja	Die Zeit zwischen zwei Partikel Detektionen. Eine Untergrenze definiert die Bildfilterung mit dem Shattering Filter. Standard ist 0.0001s.
Missed Particles	Ja	Ja	Detektions-Ereignisse ohne Größenbestimmung, die in der Zeit entstehen, während der Bild-Zwischenspeicher auf die Festplatte geschrieben wird.
Reject Flag	Nein	Ja	SODA3 markiert Partikel entsprechend den angewendeten Filter-Kriterien mit Zahlen von 0-5 in einer separaten Matrize.
Pixel-Noise Filter	Nein	Ja	Vom Forschungszentrum-Jülich speziell für StratoClim 2017 entwickelter Filter. Setzt die minimale Partikelgröße D_i auf 30µm. Die gefilterten Ereignisse werden nicht markiert oder ausgegeben.
Shattering Filter	Ja	Ja	Inter-Arrival Time Filter nach Field, Heymsfield und Bansemmer (2006). Erzeugt eine entsprechende Reject-Flag. In SODA2 nur möglich mit manueller Änderung des SODA-Quellcodes.

Shadow Counts	Nein	Ja	Zählt die Abschattungen pro Diode im Betrieb, Zu Diagnosezwecken verwendbares Werkzeug.
ASCII Ausgabe	Ja	Ja	Die ASCII-Ausgabe beider SODA-Versionen enthält eine ungefilterte, eingeschränkte Auswahl von Datenprodukten. Die Auswahl muss im SODA-Quellcode manuell festgelegt werden.
netCDF Ausgabe	Nein	Ja	Die netCDF-Ausgabe enthält alle Datenprodukte von SODA3

Tabelle 6 zeigt eine Übersicht der Funktionen und Ausgabeparameter von SODA2 und SODA3.

A.2. Geophysica Instrumentierung für StratoClim 2016 - 2017

INSTRUMENT	MESSGRÖSSE	MESSPRINZIP	LITERATUR
SPURENGASE			
FOZAN	Ozon	Farbstoff-Chemolumineszenz	Ulanovsky et al. (2001); Yushkov et al. (1999)
FISH	H ₂ O (gesamt)	Lyman- α Spektrometer	Meyer et al. (2015)
FLASH	H ₂ O (Gasphase)	Lyman- α Spektrometer	Korshunov et al. (2007)
SIOUX	NO NO _y Partikel-NO _y	Chemolumineszenz, Laser-induzierte Fluoreszenz, Gold-Konverter	Schmitt (2003)
FUNMASS*	HNO ₃ HCN SO ₂	Chemische Ionisations-Massenspektrometrie (CIMS)	Khattatov (2019)
HAGAR	CO ₂ , N ₂ O CFC11, CFC12 CH ₄ , H ₂ , SF ₆ Halon 1211	Gaschromatographie mit Elektroneneinfang-detektor, IR-Absorption	Homan et al. (2010); Werner et al. (2010)
WAS	Langlebige Spurengase und deren Isotopologen	Laboranalyse der Luftproben	Kaiser et al. (2006); Laube et al. (2010)
COLD**	CO N ₂ O	IR-Quantenkaskadenlaser-Spektroskopie	D'Amato et al. (2018); Viciani et al. (2008)
STRATOMAS*	SO ₂ H ₂ SO ₄ , HNO ₃	CIMS	Schlager et al. (2018)
AMICA*	OCS CO, CO ₂ HCN	Integrated-cavity-output Spektroskopie (ICOS)	Kloss (2017)
CHIWIS*	H ₂ O/HDO - Verhältnis	Off-axis-ICOS	Clouser, Sarkozy, und Moyer (2018); Lamb et al. (2015)

PARTIKEL & HYDROMETEORE			
COPAS 1+2	Wolken-Kondensationskerne (gesamt & non-volatil)	4-Kanal-Zähler & geheizter Einlass	Weigel et al. (2009); Weigel (2005)
UHSAS-A**	Aerosole ($\varnothing=0.065-1\mu\text{m}$)	Mie-Streuung, IR-Laser-Spektrometer	Kupc et al. (2018); Mahnke (2018)
CCP (CDP + CIP_{GS})	Hydrometeore ($\varnothing=2.5-960\mu\text{m}$)	Mie-Streuung, 2D- Bildgebungsverfahren	Molleker (2013)
CIP	Hydrometeore ($\varnothing=25-1600\mu\text{m}$)	2D-Bildgebungs- verfahren	Frey (2011); Klingebiel (2015)
PIP	Hydrometeore ($\varnothing=100-6400\mu\text{m}$)	2D-Bildgebungs- verfahren	Baumgardner et al. (2011); Klingebiel (2015)
HALOHOLO**	Hydrometeore ($\varnothing=10-10000\mu\text{m}$)	Holografisches Bildgebungsverfahren	Schlenczek (2018)
NIXE-CAPS (CAS+CIP_{GS})	Hydrometeore ($\varnothing=0.6-960\mu\text{m}$)	Mie-Streuung und Polarisation, 2D- Bildgebungsverfahren	Baumgardner et al. (2001); Costa (2017); Meyer (2013)
MAS	Aerosolpartikel	Multiwellenlängen- Streuung, LIDAR	Buontempo et al. (2006); Cairo et al. (2011)
HAPACO	Aerosolpartikel-Sammler	Impaktion, Massenträgheit	Ebert et al. (2016)
ERICA*	Aerosolpartikel ($\varnothing=0.02 - 1.2\mu\text{m}$)	Massen- und Laser- ablations-Spektrometer	Hüning (2020)
FERNERKUNDUNG			
MAL-1	Aerosol-Profile (bis 2km oberhalb der Flughöhe)	Mikrojoule-LIDAR	Matthey et al. (2000); Mitev, Matthey und Makarov (2011)
MAL-2	Aerosol-Profile (bis 2km unterhalb der Flughöhe)	Mikrojoule-LIDAR	
GLORIA	Wolkenindex, T, H ₂ O, Ozon CH ₄ , N ₂ O, NO ₂ , NH ₃ , HNO ₃ , HNO ₄ CFCs, HCFCs, ClONO ₂ , CCl ₄ , CF ₄ , C ₂ H ₆ , SF ₆ , OCS, SO ₂ und deren Isotopologen	abbildendes Fourier IR-/ Mikrowellen- Spektrometer	Friedl-Vallon et al. (2014); Maucher et al. (2015)
BASIS PARAMETER			
TDC	T, p, horizontale Windrichtung und -geschwindigkeit	Rosemount-Sensor, 5-Loch Pitot-Rohr	Shur, Sitnikov und Drynkov (2007)
UCSE	T, p, Wind, Position, Lage	GPS-Avionik-System, div. Sensorsysteme	MDB Handbuch Geophysica (2002)

Tabelle 7 Übersicht aller Messinstrumente, die auf Geophysica während der StratoClim-Messkampagnen 2016 und 2017 mitgeflogen sind. Die mit Sternchen* markierten Instrumente hatten ihren ersten Einsatz auf Geophysica. Die mit ** markierten Instrumente sind Weiterentwicklungen mit ebenfalls erstem Einsatz. Die Daten von grau hinterlegten Instrumenten werden in dieser Arbeit verwendet. Das $\varnothing$ -Symbol steht für den Partikeldurchmesser.

A.3. Dokumentation der StratoClim-Messkampagnen 2016-2017

Diese Dokumentation beinhaltet alle Partikelmessungen, die während StratoClim 2016 und 2017 gemacht wurden. Sie stellt für jeden Flug die beiden Hydrometeor-Messgrößen Anzahlkonzentration und Durchmesser (Für bildgebende Verfahren nach der SECM) als 1-Hz aufgelöste Zeitreihen, für die Instrumenten CDP, CIPgs, CIP und PIP grafisch dar. Weiterhin sind für diese Arbeit relevante Spurengase CO, O₃ und H₂O dokumentiert und für die StratoClim Kampagne 2017 zusammen mit den atmosphärischen Profilen der gleichzeitig durchgeführten Ballonsonden-Kampagne von Brunamonti et al. (2018) visualisiert worden.

A.3.1. StratoClim 2016 Kalamata, Griechenland

Der Standort Kalamata Airport war günstig, um bei geeigneten Bedingungen die nordwestlichen Ausläufer der im späten August und September 2016 abflauenden Asiatischen Monsun Antizyklone über dem östlichen Mittelmeer zu messen. Es wurden dafür drei Flüge durchgeführt. Die Karte in Abb. 95 zeigt eine geographische Übersicht der Flugrouten, die geflogenen Profile sind in Abb. 96 als Druckverläufe dargestellt.

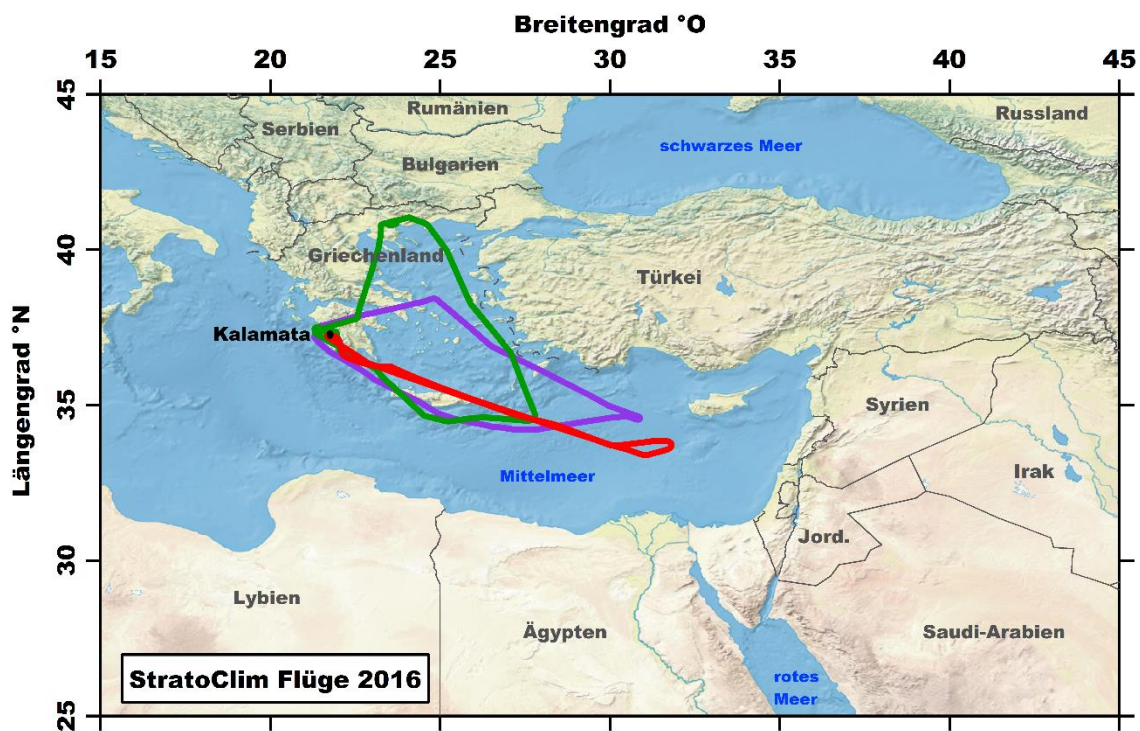


Abb. 95 Übersichtskarte der Flugrouten der StratoClim Kampagne in Kalamata, Griechenland 2016, dargestellt aus 1 Hz-GPS-Daten der Flugavionik UCSE und GIS-Datensätzen von (Natural Earth, 2019). Die Farblegende der Flüge findet sich auf Abb.96.

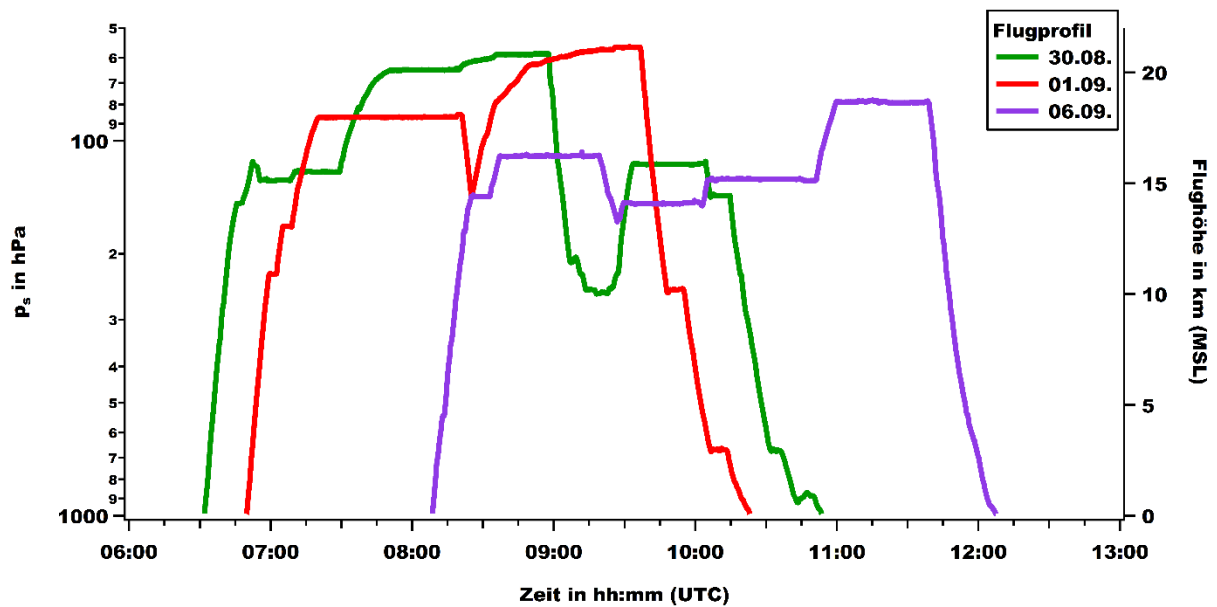


Abb. 96 Vertikale Druck- und Höhenprofile der Messflüge während der StratoClim Kampagne in Kalamata 2016, erstellt aus 1 Hz Daten von UCSE. Die Farblegende gilt für Abb.95 und Abb.96.

FLUG-NR.	DATUM	START (UTC)	LANDUNG (UTC)	FLUGZEIT (HH:MM)	INSTRUMENTIERUNG			
					CDP	CIPgs	CIP	PIP
1	30.08.2016	08:07	12:09	04:02				
2	01.09.2016	06:28	10:56	04:28				
3	06.09.2016	06:49	10:24	03:35				

Tabelle 8 Übersichtstabelle zu den StratoClim Flügen in Kalamata 2016. Der Status der Wolkenpartikel-Messgeräte ist rechts gezeigt. Grün: störungsfrei, Gelb: Störung Lasersystem, Orange: leichte Störung, Rot: schwere Störung.

FLUG	DATUM	MISSIONSZIELE	EISWOLKEN SITUATION
1	30.08.2016	Gerätetests, Tauch-Manöver, Messung von AMA-Ausläufern	-
2	01.09.2016	Anstieg bis maximale Flughöhe auf 20,500 m. Messung der eigenen Abgasfahne im Vollkreis	Kondensstreifen
3	06.09.2016	Messung der AMA Ausläufer und anschließend maximale Flughöhe	Zirrus in der Tropopausen Region beim Auf- und Abstieg

Tabelle 9 Weiterführende Informationen zu den Missionsziele und der Zirruswolken Situation während StratoClim-Kalamata.

Für StratoClim 2016 sind in Abb. 97 dargestellt das atmosphärische Temperaturprofil in K, H₂O-MV in ppmv, sowie RH_i in % aus Daten von FISH und FLASH. Verfügbare CO- und O₃-MV in ppbv von COLD und FOZAN zeigt Abb. 98. Alle Daten sind gegen die potentielle Temperatur Θ nach (Kraus, 2004) dargestellt und RH_i berechnet sich mit dem Sättigungsdampfdruck nach Murphy und Koop (2005). Druck- und Temperaturmessungen stammen vom Geophysics Avioniksystem UCSE.

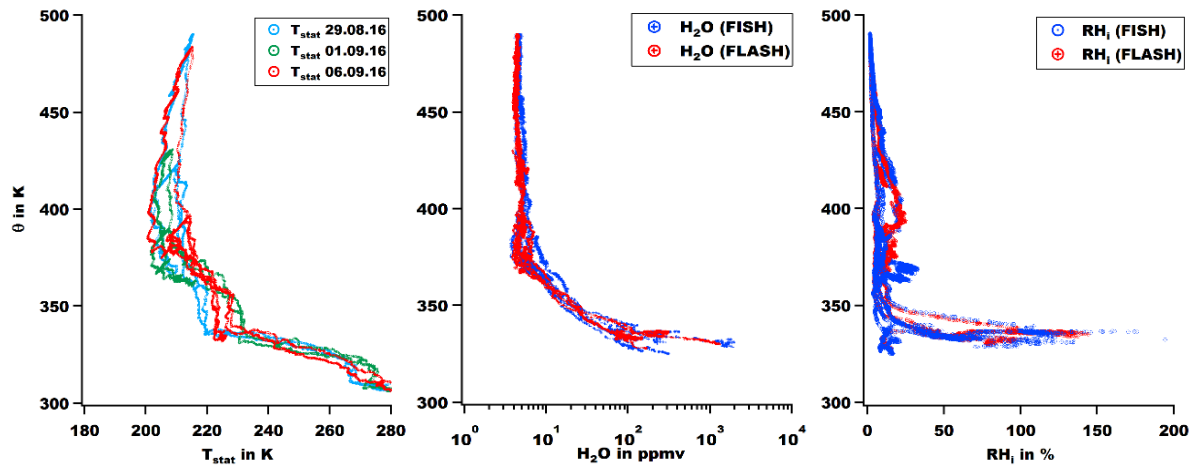


Abb. 97 Links: Lufttemperatur in K, Mitte: Gemessene H₂O-Mischungsverhältnis in ppmv von FISH und FLASH gemessen, rechts: Relative Feuchte über Eis. Alle Werte sind gegen die potenzielle Temperatur Θ aufgetragen (berechnet aus 1Hz UCSE-Daten).

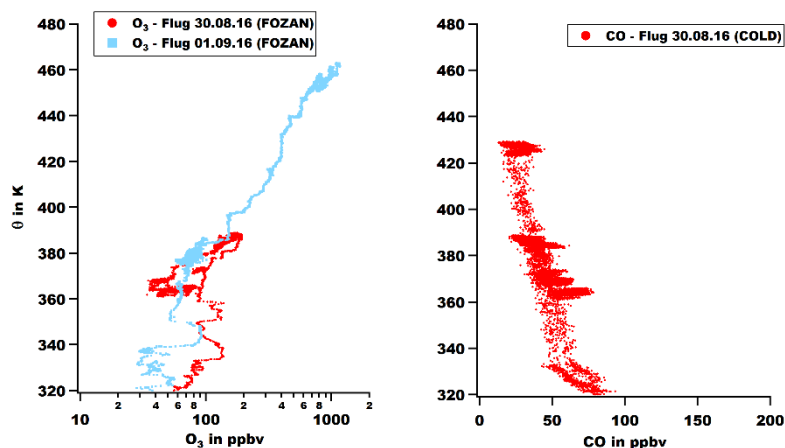


Abb. 98 Die linke Abbildung zeigt die von FOZAN gemessenen Ozon Mischungsverhältnisse und die rechte Abbildung die von COLD gemessenen Kohlenmonoxid Mischungsverhältnisse für alle verfügbaren 1Hz Daten mit Θ als Ordinate, berechnet aus UCSE-Daten.

A.3.2. Grafische Darstellung der Partikelmessdaten für StratoClim 2016

Flug 31.08.2016 hatte zum Ziel die Fernerkundungsgeräte an Bord zu testen, ein Tauch Flugmanöver zu fliegen und anschließend auf mehreren Profilstufen bis auf 80 hPa aufzusteigen. Ein Tauch-Manöver ist ein schneller Abstieg und Anstieg des Flugzeuges, um eine Profilmessung der Luftmassen zu erhalten. Der Himmel über Kalamata war in Sichtweite wolkenfrei mit stationärer Quellbewölkung auf den Luv-Seiten der Berge in Küstennähe. Es wurde eine Route nach Südosten gewählt, um eventuell Ausläufer der AMA messen zu können. Wolkenpassagen gab es während des Fluges nur bei dem Auf- und Abstieg als niedrige Flüssig- oder Mischphasen-Cumuli durchflogen wurden.

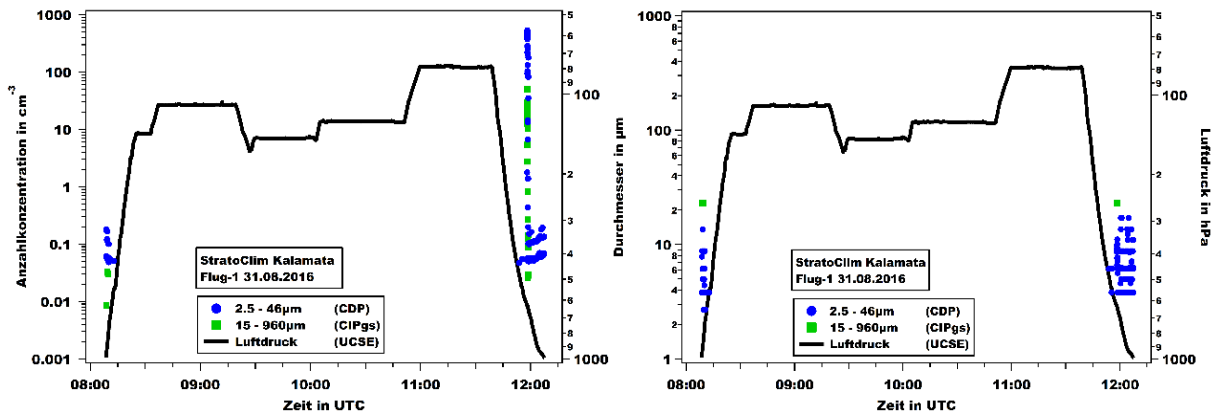


Abb. 99 Flugverlauf am 30.08.2016. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der mittlere Partikeldurchmesser in μm aus 1-Hz Daten der Instrumente CDP und CIPGs berechnet. Die schwarze Linie zeigt in beiden Grafiken das Druckprofil des Fluges gemessen von UCSE.

Flug 01.09.2016, startete gegen 11:00 UTC bei ebenfalls bis Sichtweite wolkenfreiem Himmel und flog südöstlich Richtung Kreta ab, um anschließend auf nördlichem Kurs zu drehen und bis zur maximalen Flughöhe von 58 hPa aufzusteigen. Von dort wurde über Thessaloniki ein Tauchmanöver auf 250 hPa durchgeführt und anschließend flog die Maschine einen Vollkreis, um mit den Messgeräten in ihren eigenen Abgasstrahl zu gelangen. Deutlich erkennbar in Abb. 100 im zeitlichen Verlauf der Messdaten detektieren alle Geräte bei 09:15 - 09:30 UTC Partikel. Nach dem Manöver stieg die Geophysica wieder auf 100 hPa auf und kehrte nach Kalamata zurück. Weitere Wolkenpassagen in niedrigen Höhen gab es nach dem Start und im Landeanflug.

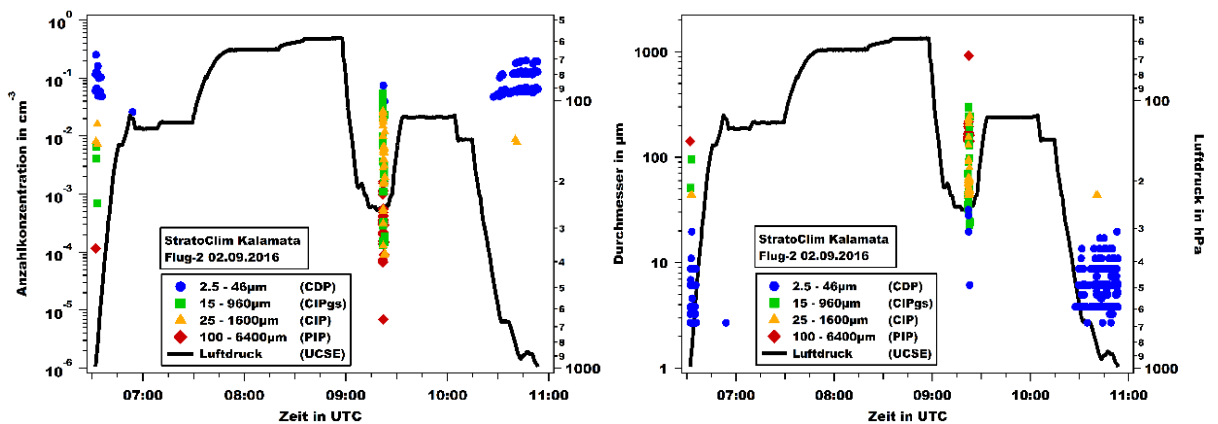


Abb. 100 Flugverlauf am 01.09.2016. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der mittlere Partikeldurchmesser in μm , berechnet aus 1Hz-Daten der Instrumente CDP, CIPGs, CIP und PIP. Die schwarze Linie zeigt das Druckprofil des Fluges gemessen von UCSE.

Flug 06.09.2016, in Abb. 95 und Abb. 96 rot dargestellt, startete und landete in Kalamata bei geschlossener Wolkendecke. Von Westen her zog ein mesoskaliges System auf und es bestand die Chance Ausläufer der AMA-Luftmassen über dem südöstlichen Mittelmeer zu messen. Daher wurde eine Flugroute gewählt, die möglichst weit auf konstantem AMA-Level von 85hPa in diese Richtung vorstoßen würde. Randbedingungen waren der ägyptische und israelische Luftraum, für die keine Fluggenehmigungen vorlagen. Am Wendepunkt wurde eine Luftmassen-Profilmessung zwischen 85–140hPa gelogen. Anschließend stieg die Geophysica bis 56hPa auf und kehrte nach Kalamata zurück. Beim Auf- und Abstieg gab es längere Passagen durch Mischphasenwolken, sowie beim Abstieg eine Zirrus-Passage in der Tropopausen-Region auf 250 hPa (gegen 09:46 - 09:50 UTC).

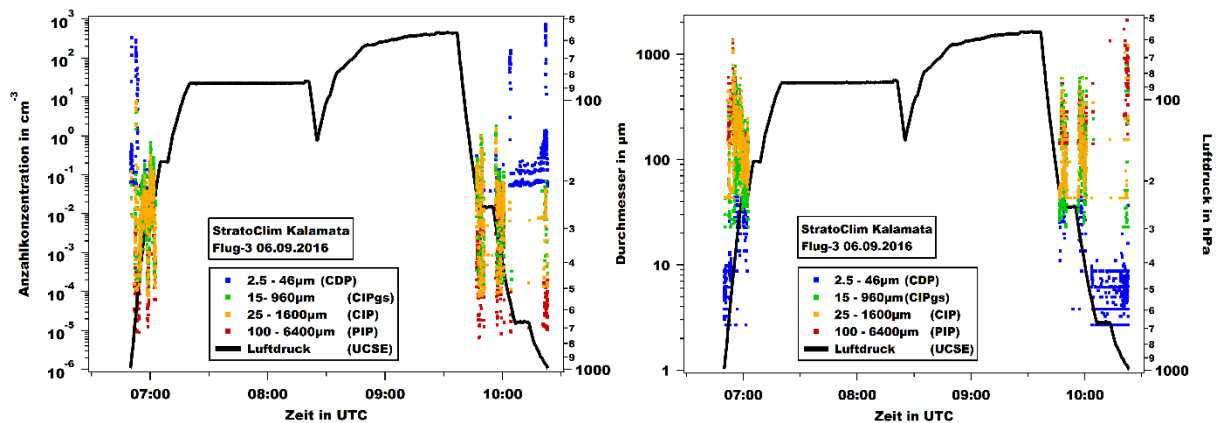


Abb. 101 Flugverlauf vom 06.09.2019. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der mittlere Partikeldurchmesser in μm , berechnet aus 1-Hz Daten der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP. Die schwarze Linie zeigt das Druckprofil des Fluges gemessen von UCSE

A.3.3. StratoClim 2017 Katmandu, Nepal

Die StratoClim Hauptkampagne fand im Juli und August 2017 in Katmandu, Nepal statt. Ausgehend vom internationalen Flughafen Katmandu wurden 8 Messflüge mit insgesamt 32 Flugstunden durchgeführt. Die nachfolgende Übersichtskarte in Abb. 102 zeigt die Flugrouten und Abb. 103 die Druckprofile der durchgeführten Messflüge. Die Missionsziele des Messtages, die jeweilige Zirruswolken Situation und der Status der Partikelmessgeräte sind in Tabelle 10 und Tabelle 11 zusammengefasst.

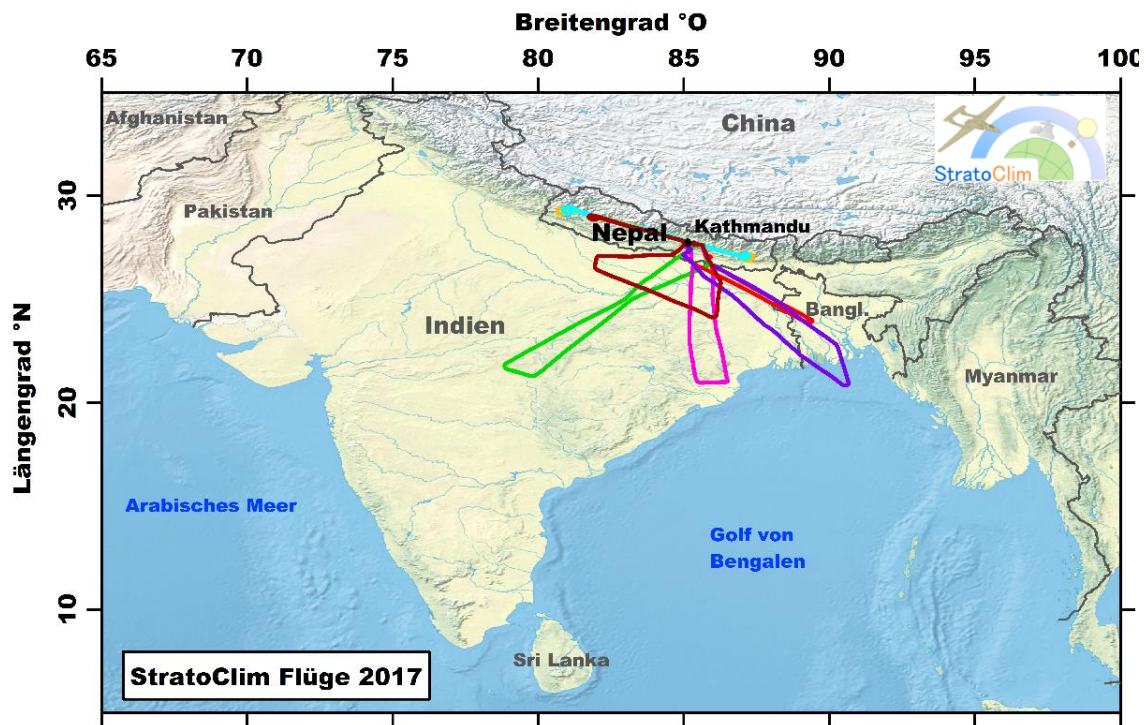


Abb. 102 Horizontale Verläufe der StratoClim Messflüge 2017 am Standort Katmandu, Nepal, dargestellt aus den GPS-Daten der Flug-Avionik UCSE und GIS-Datensätzen von (Natural Earth, 2019). Die Farblegende der Flüge findet sich in Abb.103.

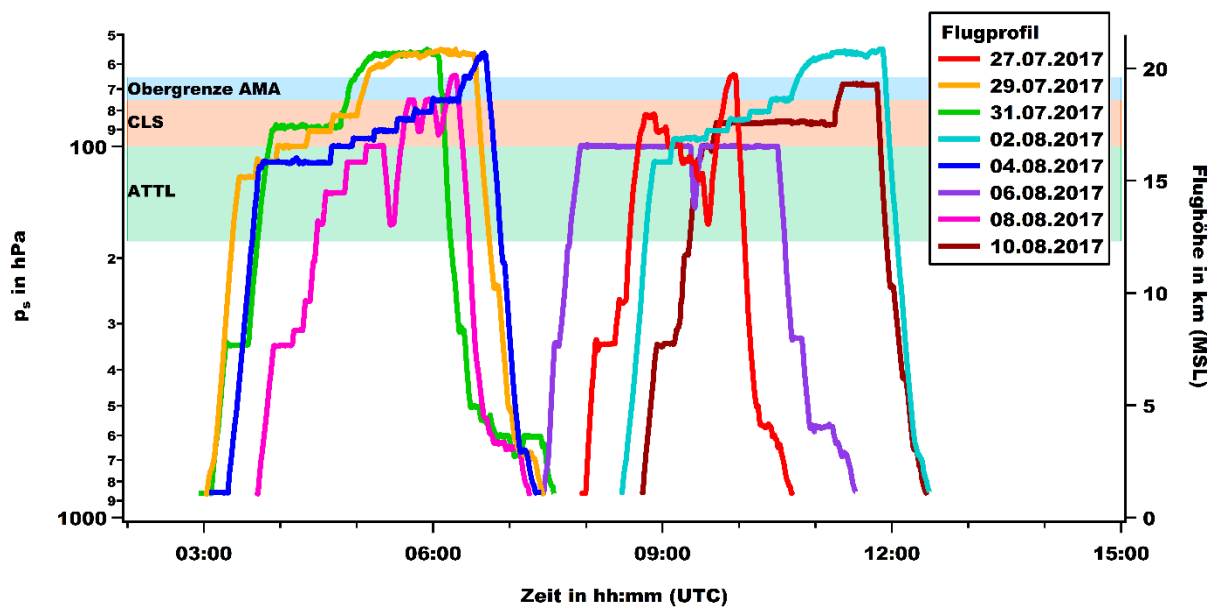


Abb. 103 Vertikale Druck- und Höhenprofile der Messflüge während der StratoClim Kampagne in Katmandu 2017, erstellt aus 1 Hz Daten von UCSE. Die schematische Einteilung der oberen Atmosphärenschichten nach Brunamonti et al. (2018) ist mit ihrem mittleren Verlauf während des Kampagnenzeitraumes farbig hinterlegt. Hellgrün: Die ATTL, Hellrot: Der CLS Bereich und in hellblau die Obergrenze der AMA.

Flug-Nr.	Datum	Start hh:mm (UTC)	Landung hh:mm (UTC)	Flugzeit hh:mm (UTC)	Instrumentierung			
					CDP	CIPgs	CIP	PIP
1	27.07.2017	07:55	10:42	02:46				
2	29.07.2017	03:00	07:27	04:27				
3	31.07.2017	02:55	07:34	04:39				
4	02.08.2017	08:27	12:29	04:01				
5	04.08.2017	03:04	07:25	04:21				
6	06.08.2017	07:25	11:31	04:06				
7	08.08.2017	03:41	07:15	03:34				
8	10.08.2017	08:43	12:28	03:45				

Tabelle 10 Übersichtstabelle zu den Flugzeiten und Status der diskutierten Wolkenpartikel-Messgeräte für alle StratoClim Flüge in Katmandu 2017. Die Farbe indiziert den Gerätestatus: Grün: störungsfrei, Gelb: Störung Lasersystem, Orange: leichte Störung, Rot: schwere Störung.

FLUG	DATUM	MISSIONSZIELE	EISWOLKEN SITUATION
1	27.07.2017	ATAL* Messung in Richtung Golf von Bengalen mit Tauch-Manöver	Ausfluss einzelner Gewitterzellen
2	29.07.2017	ATAL* Messung über Nepal	Keine Beobachtungen
3	31.07.2017	Messung der südlichen AMA-Ausläufer und ihrer horizontalen Struktur	Zirrus im Tropopausen Bereich beim Auf- und Abstieg
4	02.08.2017	Profil-Messung der CPT und vertikalen Atmosphären Struktur	Zirrus-Beobachtung auf 90hPa
5	04.08.2017	Vertikales AMA-Profil vom Haupt-Konvektions-Ausfluss Level bis zum stratosphärischen Hintergrund	Hin- und Rückflug durch ausgedehnte Zirruschicht im Lee des Himalayas mit Höhenprofil
6	06.08.2017	Horizontale Struktur des Haupt-Konvektions-Ausfluss Levels in Richtung Golf von Bengalen, Messung von konvektivem Ausfluss und Tauch-Manöver	Zirren aus konvektivem-Ausfluss und überschießender Konvektion
7	08.08.2017	Vertikalstruktur der AMA mit mehreren Tauch-Manövern und gezielten Wolkenpassagen	Ausfluss von Gewitterzellen in verschiedenen Reifestadien, Fälle von Subvisible-Zirrus
8	10.08.2017	Suche nach konvektiven Wolkentürmen und deren Ausfluss, Abschließend 30min Stratosphären Messung	frischer Ausfluss und überschießende Konvektion aus mehreren Zellen eines mesoskaligen Systems

Tabelle 11 Missionsziele der Messflüge von StratoClim 2017. Beschreibung der Eiswolken Situation des Messtages

Nachfolgend in Abb. 104 dargestellt werden oben links der atmosphärische Wassergehalt in ppmv; oben rechts IWC in g/m^3 ; unten links RH_i in %; unten rechts T_a in K; sowie CO-MV und O₃-MV in ppbv in Abb. 105. Alle Daten sind über θ , berechnet nach Kraus (2004), als Höhenkoordinate aufgetragen. Der RH_i berechnet sich mit dem Sättigungsdampfdruck nach Murphy und Koop (2005). Die Druck- und Temperaturwerte stammen vom UCSE. Der Wasserdampfgehalt in Gasphase und der Gesamtwassergehalt stammen von den Daten der Messgeräte FLASH bzw. FISH, Ozon wurde von FOZAN gemessen und die CO-Messungen stammen von COLD (siehe Tabelle 7).

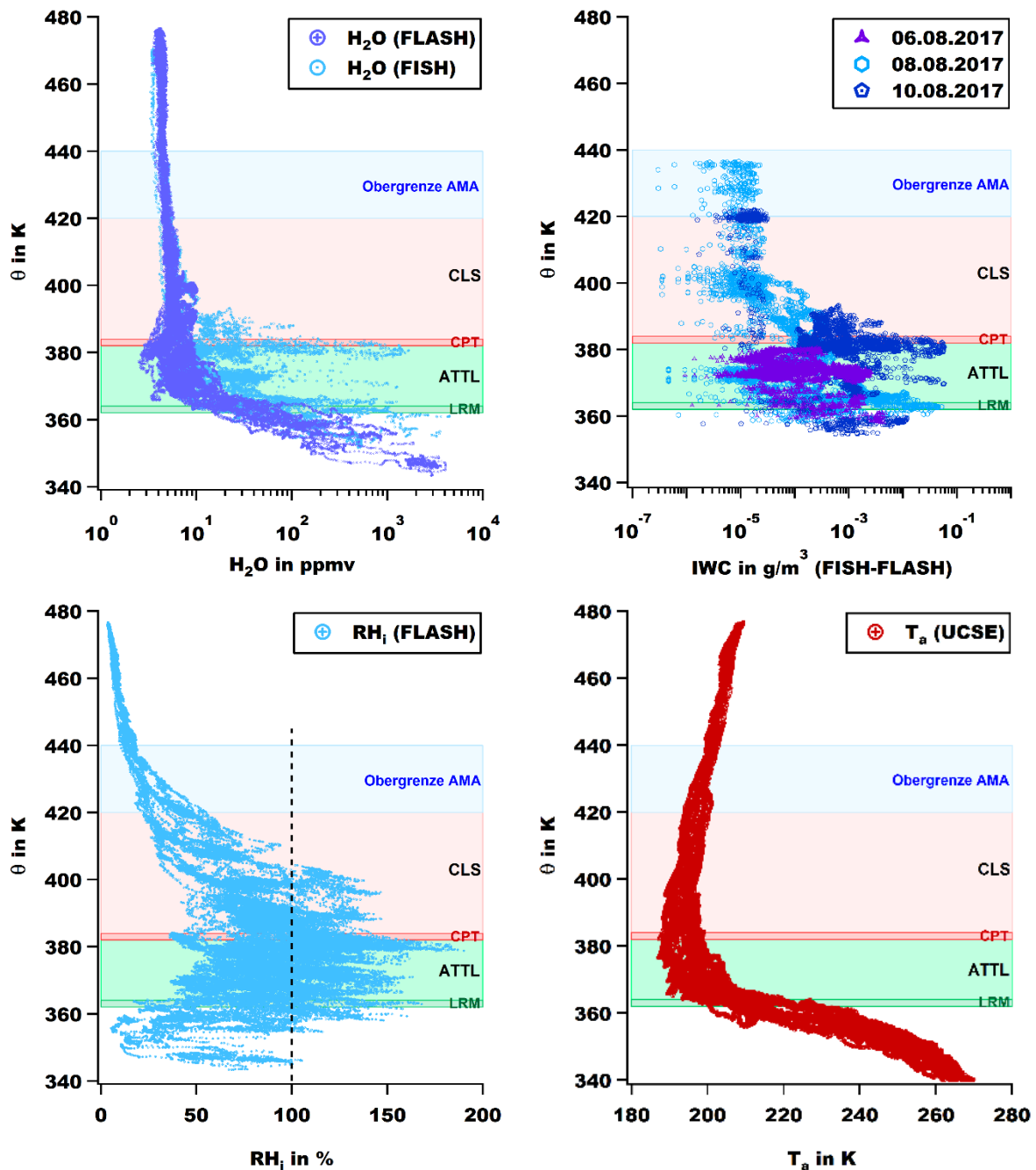


Abb. 104 Links oben Wasserdampf- und Gesamtwasser-Mischungsverhältnisse in ppmv gemessen von FLASH bzw. FISH. Grafik rechts oben zeigt den Eiswassergehalt IWC in g/m^3 als Differenz der Messungen von FISH und FLASH nach Formel (10) für die Flüge vom 06.08.-10.08.2017. Unten links ist der RH_i nach Murphy und Koop (2005) in % abgebildet. Unten rechts die Temperaturprofile der Messflüge. Alle Darstellungen verwenden θ als Höhenkoordinate. Zusätzlich ist die gemittelte Struktur der UTLS mit der schematischen Einteilung nach Brunamonti et al. (2018) in den Grafiken farblich hervorgehoben.

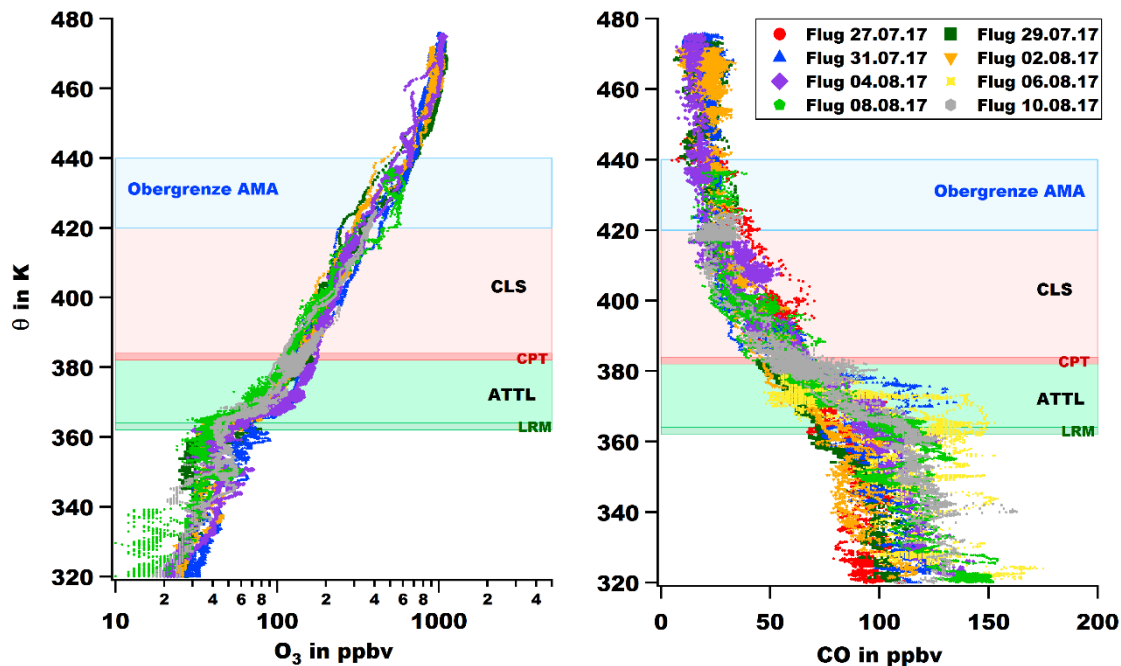


Abb. 105 zeigt die Volumen-Mischungsverhältnisse in ppb von Ozon (links), und Kohlenmonoxid (rechts) aus 1-Hz Daten von FOZAN bzw. COLD, dargestellt über θ zusammen mit der UTLS Struktur nach Brunamonti et al. (2018)

A.3.4. Grafische Darstellung der Partikelmessdaten für StratoClim 2017

Kampagnenstandort: Tribhuvan International Airport (KTM), Nepal, 1338 m über MSL.

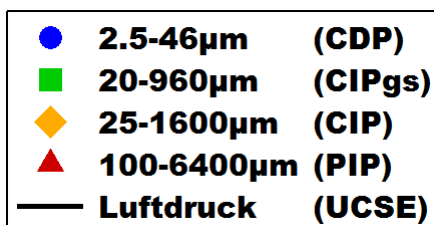


Abb. 106 Legende für die nachfolgenden Abb. 107 bis Abb. 116. Der maximale Messbereich des jeweiligen Instruments ist in Partikeldurchmessern angegeben.

Flug 27.07.2017 startete von Katmandu Richtung Golf von Bengalen. Das Flugprofil war für eine Untersuchung der Asiatischen Tropopausen Aerosol Schicht, im Englischen abgekürzt mit – ATAL, konzipiert worden (Für ATAL siehe (Vernier et al. 2018)). Nach Erteilung der Luftraumfreigabe für Flugfläche 700 um 08:30UTC konnte die Geophysica bis auf 80hPa aufsteigen, um von dort ein stufenweise absteigendes Profil der Luftmassen und abschließendem Tauchmanöver bis auf 160 hPa zu fliegen. Dabei traf der Pilot in 110hPa Höhe über Bangladesch auf starke Turbulenzen hochreichender Konvektion und Wolkenpassagen (09:15-09:30 UTC). Bei sich verschlechternden meteorologischen Bedingungen über dem vorausliegenden Golf von Bengalen entschied er sich zur Rückkehr (pers. Komm. während der Missions-Nachbesprechung am 27.07.2017). Die letzte Profilstufe und das Tauchmanöver wurden daher auf dem Rückweg durch das gleiche konvektive System geflogen.

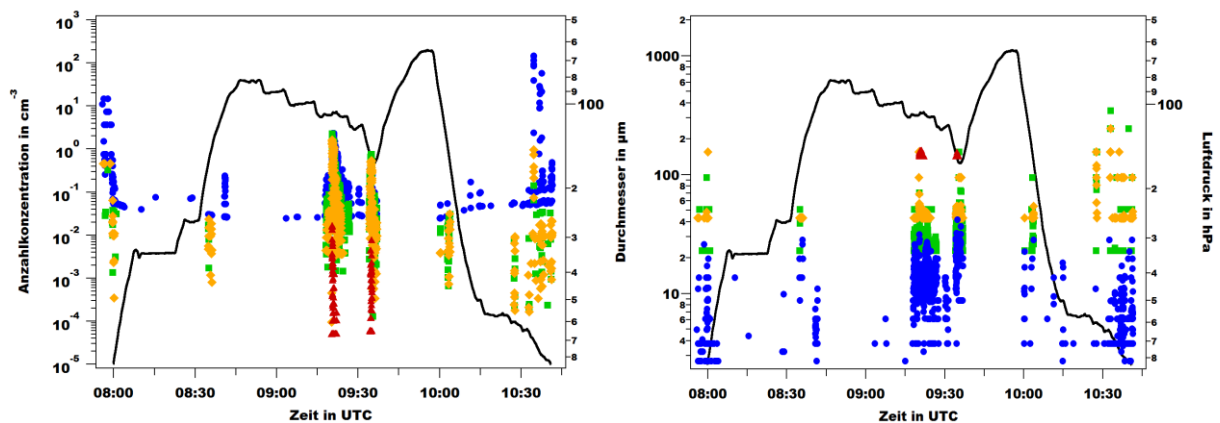


Abb. 107 Flugverlauf vom 27.07.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPGs, CIP und PIP.

Flug 29.07.2017 beschränkte sich auf den nepalesischen Luftraum und flog in nordwestlicher und anschließend südöstlicher Richtung ein Höhenprofil von 120 – 82hPa. Missionsziele waren die vertikale Struktur der ATAL und der Antizyklone zu messen. Anschließend sollte Geophysica mit einer weiteren Zwischenstufe bei 60hPa bis zu ihrer maximal möglichen Flughöhe aufsteigen (55 hPa oder 20,5 km über MSL), um Messungen von Spurengas- und Aerosolkonzentrationen im stratosphärischen Hintergrund mit den Fernerkundungsgeräten zu ermöglichen. Die Wolkenmessgeräte haben beim Auf- und Abstieg Aufzeichnungen in mehreren Mischphasen-Cumuli gemacht.

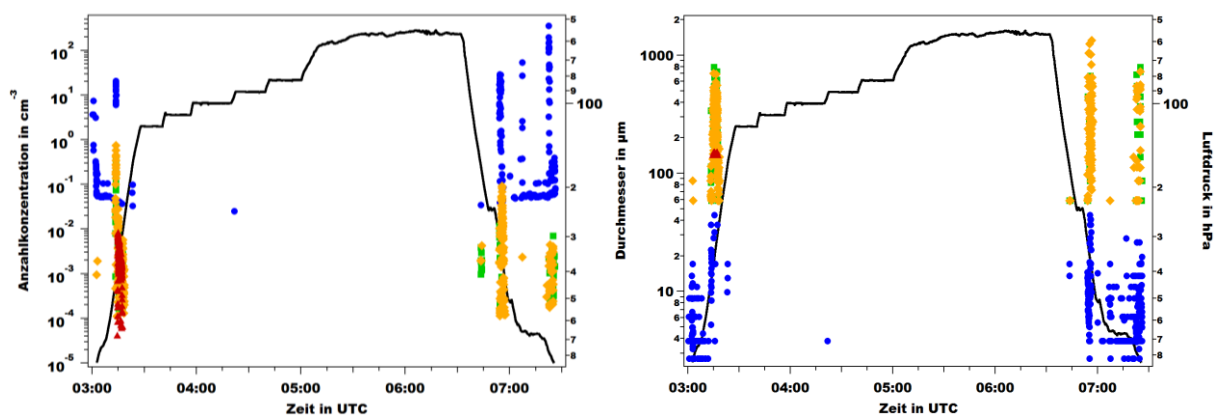


Abb. 108 Flugverlauf vom 29.07.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPGs, CIP und PIP.

Flug 31.07.2017 hatte zum Ziel mit den Fernerkundungsinstrumenten die südlichen Ausläufer der AMA und ihre horizontale Struktur zu messen. Diese Messungen wurden in zwei Höhenstufen durchgeführt: auf 90 hPa Richtung Süden bis nach Zentralindien und bei der Rückkehr auf 55hPa. Beim Aufstieg durch die Tropopause gab es eine kurze Zirruspassage, die sich in allen Instrumenten zeigt.

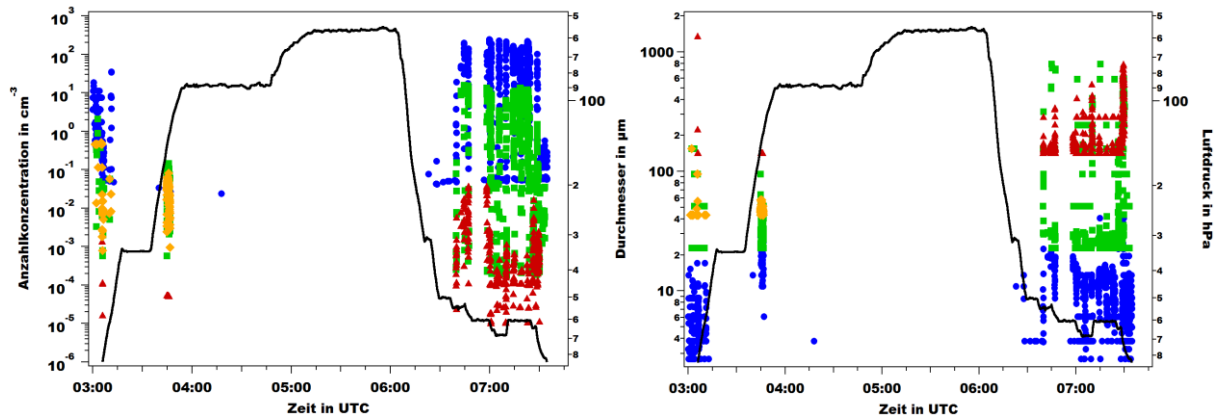


Abb. 109 Flugverlauf vom 31.07.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der mittlere Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP.

Flug 02.08.2017 untersuchte die Struktur der UTLS ober- und unterhalb der CPT. Dafür wurde eine ähnliche Route innerhalb nepalesischen Hoheitsgebietes geflogen wie am 29.07.2017. Auch für diesen Messflug wurde der Schwerpunkt auf optimale Bedingungen für die Fernerkundungsinstrumente gelegt. Für die Wolkenmessgeräte gab es neben einer Zirruspassage auf 150 – 200 hPa beim Abstieg gegen 12:00UTC, eine Passage durch eine dünne Zirrusschicht auf 95hPa bei $T_a \approx 195 \text{ K}$ und starker Eisübersättigung (mittlerer $RH_i = 120 \%$, 09:15 - 09:30 UTC). Möglicherweise ein in-Situ gebildeter Zirrus. Der D_s liegt zwischen 10-20 μm . Es folgt gegen 10:00 UTC ein noch höher gelegener Zirrus auf 85hPa im Bereich der CPT, der kaum noch messbar ist, der mittlere Größenbereich liegt zwischen 3-5 μm . Auch hier ist die Luft stark eisübersättigt und noch kälter ($RH_i=140\%$, $T=192\text{K}$).

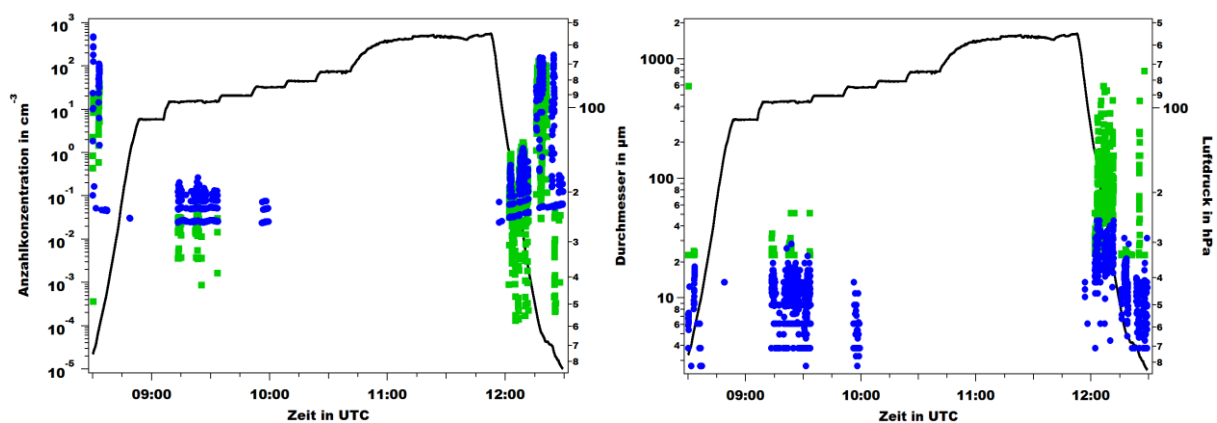


Abb. 110 Flugverlauf vom 02.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP und CIP.

Flug 04.08.2017 bewegte sich wie am 29.07. und 02.04. auf eine Route innerhalb Nepals entlang des Himalaya Hauptkamms und durchquert eine ausgedehnte Zirrusschicht. Details zum Flug finden sich in Abschnitt 5.3.1. Die Auswertung der MAL-Daten zur Bestimmung von Δz findet sich in Abb. 112.

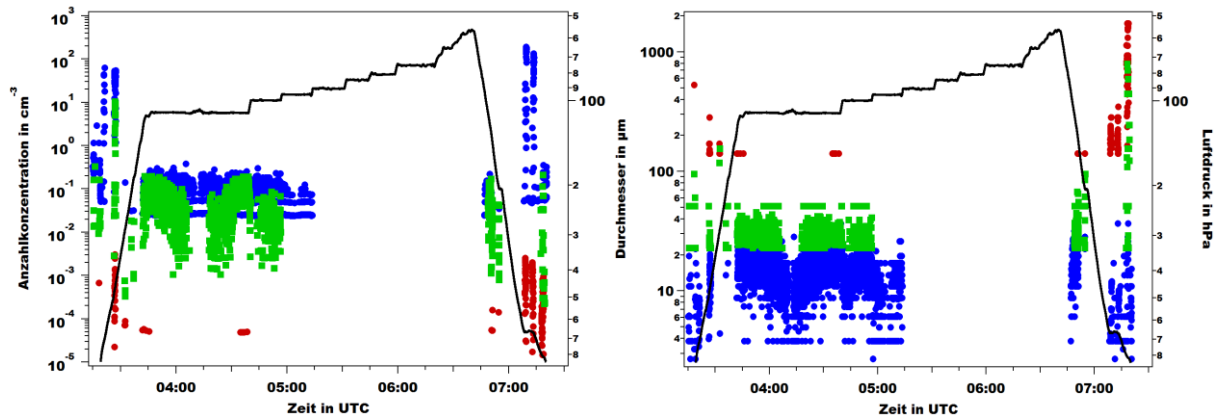


Abb. 111 Flugverlauf vom 04.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPGs und PIP.

Flug 04.08.2017 Subvisual Zirrus – Schichtdickenanalyse mit MAL

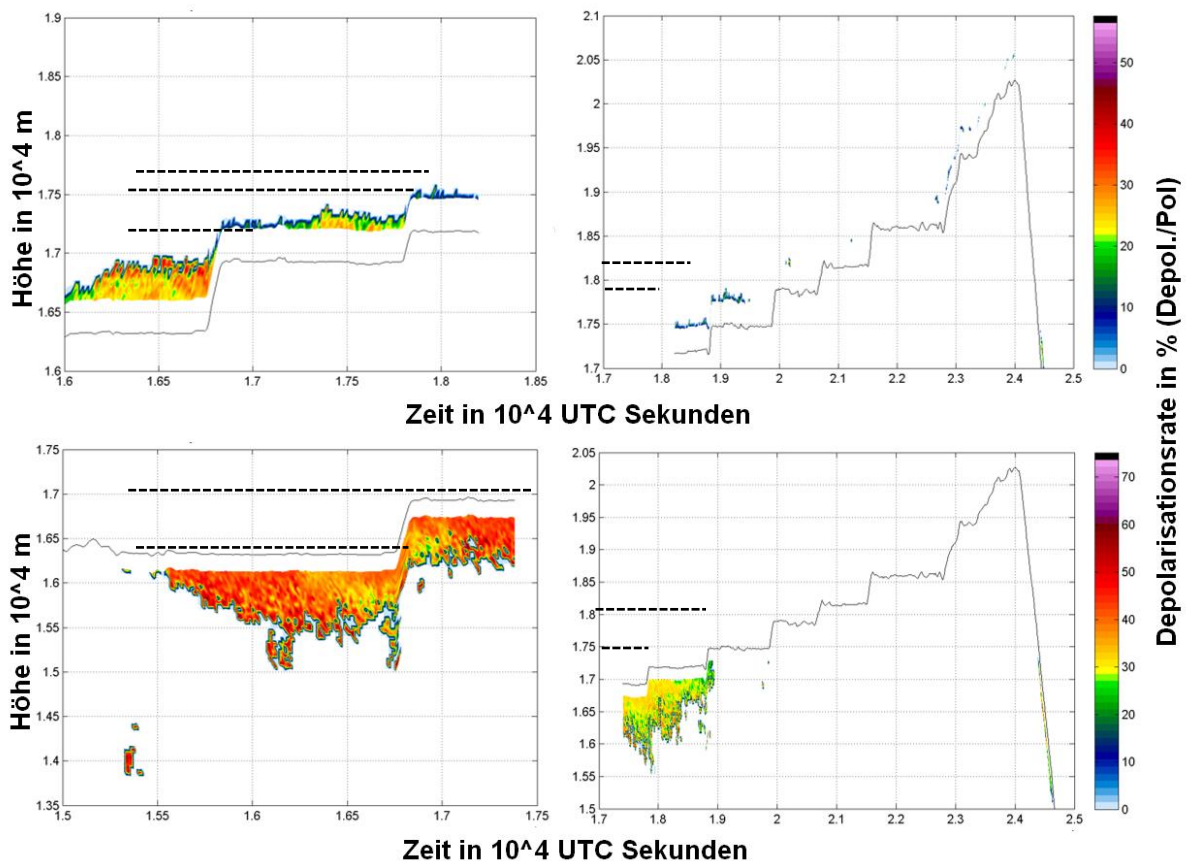


Abb. 112 MAL1- und MAL2-Messungen der Depolarisationsrate des Rückstreusignals farbkodiert in % entlang des Flugpfades in 10^4m (schwarze Linie). MAL1 (oben links und rechts) misst die Luftmassen oberhalb des Flugzeuges, MAL2 (unten links und rechts) unterhalb. Anhand dieses Signals wurde die Wolkenschichtdicke abgeschätzt. Die Visualisierung wurde von Valentin Mitev für die StratoClim Datenbank erstellt und wurde mit freundlicher Genehmigung mit Änderungen übernommen.

Flug 06.08.2017: Missionsziel war die Untersuchung der horizontalen AMA-Struktur. Kurs auf konstanter Höhe von 100 hPa entlang einer Route in Richtung Golf von Bengalen. Die Maschine bewegte sich mit 100 hPa deutlich über dem *Main Convective Outflow Level*. Dennoch wurden von CCP mehrere, lange Zirruspassagen mit gleichbleibenden Anzahlkonzentrationen und Eispartikelgrößen von $D_s \approx 15\text{-}40\mu\text{m}$ gemessen. Die Umgebungstemperatur und relative Feuchte schwankten zwischen $T_a = 192\text{-}197\text{K}$ und $RH_i = 50\text{-}150\%$.

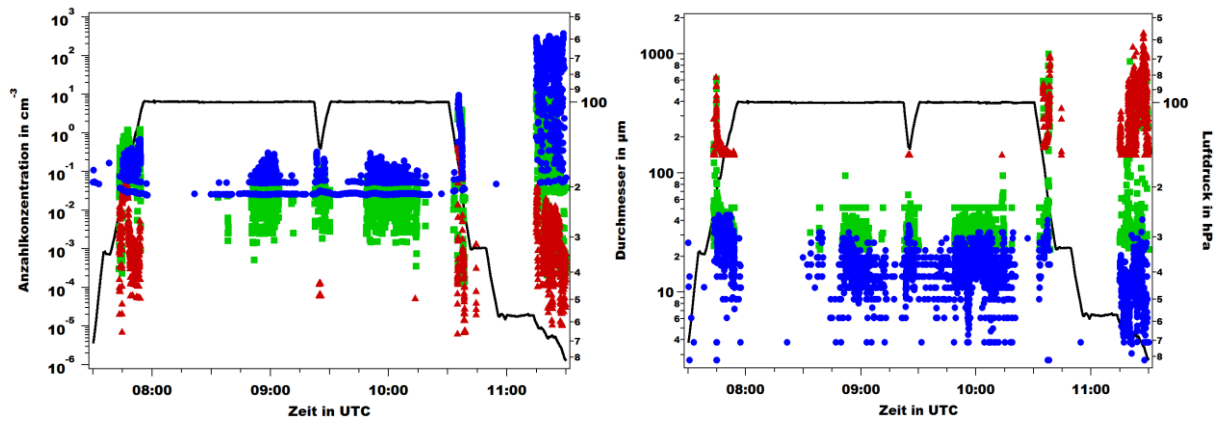


Abb. 113 Flugverlauf vom 06.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPGs und PIP.

Flug 08.08.2017: Start unter dem Einfluss einer sich verstärkenden AMA über Tibet, die von Nordosten her Luftmassen konvektiven Ursprungs heranzog (siehe Abb. 77). Diese Luftmassen wurden überwiegend durch Advektion weiter angehoben und verursachten eine komplexe Durchmischung der oberen Troposphärenschichten. Die Maschine startete gegen 03:45 UTC und flog einen südöstlichen Kurs über Indien Richtung Golf von Bengalen. Dabei stieg Sie in mehrere Stufen von 350 bis 130hPa auf und passiert zwischen 04:10-04:45 drei Zirrusfelder. Beim weiteren Aufstieg auf 110 und 100 hPa folgen noch zwei weitere dünne Zirren. Mit einer Rechtskurve nach Westen fliegt die Maschine in ein erstes Tauchmanöver von 100 auf 160hPa, um danach in nördlicher Richtung wieder an Höhe zu gewinnen. Sie steigt über die Tropopause bis auf 75hPa auf und führt zwei weitere Tauchmanöver innerhalb der CPT-Region durch. Hierbei werden weitere dünne Zirrenfelder durchflogen. Anschließend steigt sie bis 64hPa auf und beginnt danach den Abstieg Richtung Katmandu. Für Details zu diesem Flug siehe Kapitel 5. Die Δz Bestimmung mit MAL ist in Abb. 115 dargestellt.

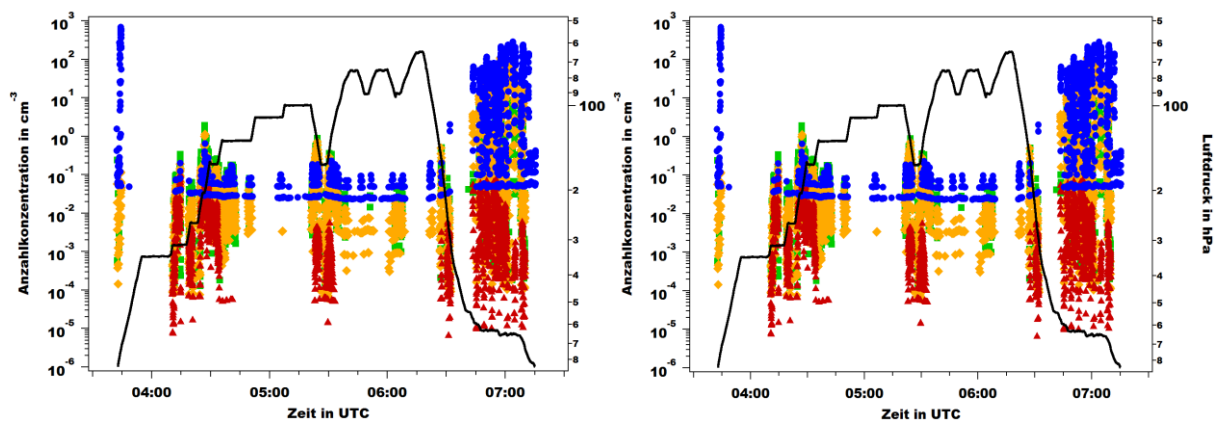


Abb. 114 StratoClim Katmandu Flug-7 vom 08.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP.

Flug 08.08.2017 – Subvisible Zirren

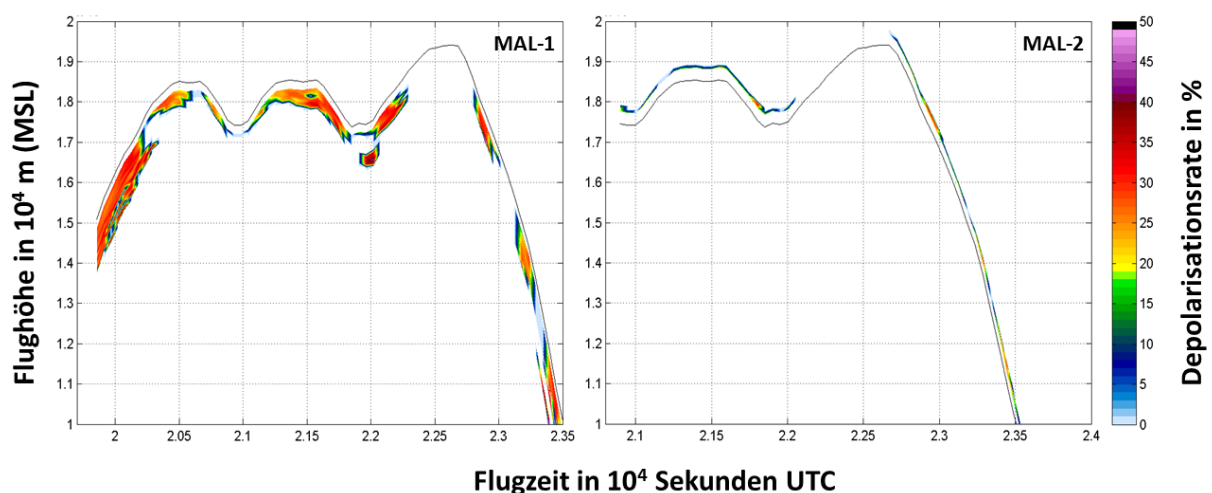


Abb. 115 Darstellung des Depolarisationssignals von MAL-1 und MAL-2 entlang des Flugpfades in 10^4 Höhenmetern über MSL für den 08.08.2017 (Abbildung mit freundlicher Genehmigung für StratoClim erstellt von V. Mitev 2018 und mit Änderungen übernommen).

Flug 10.08.2017: Die Geophysica flog auf über eine von Südosten heraufziehendes, mesoskaliges System zu, um in die *Outflow* und *Overshooting Convection*-Regionen großer Cumulonimben zu gelangen. Beim Abflug in südöstlicher Richtung und Anstieg auf 250 hPa erfolgte die erste Passage durch den frisch gebildeten Amboss einer Gewitterzelle. Im Laufe des weiteren Aufstiegs bei südlichem Kurs werden über Indien drei weitere Eiswolkendurchflüge aufgezeichnet. Auf 100 hPa dreht die Maschine nach Nordwesten und fliegt auf konstanten 86 hPa über das großräumige konvektive System hinweg. Es wurden etliche, frische Outflows und Overshooting-Convection-Ereignisse mit teilweise sehr großen mittleren Partikeldurchmessern aufgezeichnet (50-300µm) sowie weiterer durch Hebung gebildete Zirren. Die Maschine drehte nach Norden, um anschließend nach Osten hin den konvektiven Bereich auf gleichbleibender Höhe zu verlassen. Die Messgeräte beobachteten noch einige dünne und kalte Zirren ($T_a = 190$ K). Dann steigt Geophysica im nepalesischen Luftraum für Messungen des stratosphärischen Hintergrunds auf maximale Flughöhe auf und geht nach einem Wendepunkt über West-Nepal zum Sink- und Landeanflug über. Dabei wird ein weiterer Zirkus in der Tropopausen Region durchflogen. Details zu diesem Flug finden sich in Kapitel 5.2.

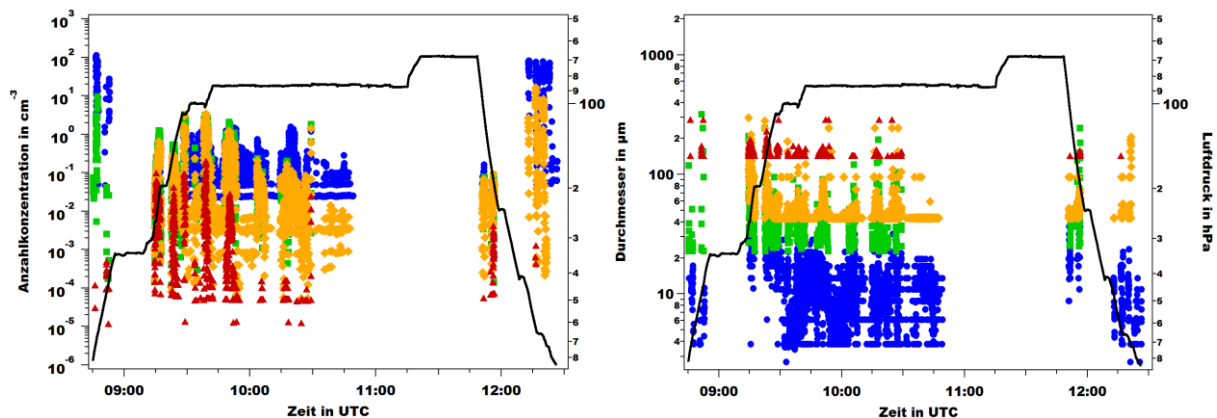


Abb. 116 Flugverlauf vom 10.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPGs, CIP und PIP.

B Abbildungsverzeichnis

Abb. 1 Gruppenfoto des Teams der StratoClim Kampagne 2017 auf dem Vorfeld des Tribhuvan International Airport in Kathmandu vor der M-55 Geophysica. Unterhalb des rechten Flügels sind mehrere Wolkenpartikel-Messinstrumente zu erkennen (Foto mit freundlicher Genehmigung von M. Rex, AWI).....	2
Abb. 2 Visualisierung der Messbereiche, der vom MPIC und IPAMZ eingesetzten Aerosol- und Wolkenpartikelmessgeräte während StratoClim 2016-2017. Die CCP ist in ihre beiden Messeinheiten CDP (dunkelblau) und CIPGs (grün) aufgeteilt worden. Ebenfalls dargestellt ist der Messbereich der NIXE-CAPS des Forschungszentrum Jülich mit beiden Messeinheiten CAS und CIPGs, dargestellt ohne Überschneidungsbereich, deren Daten ebenfalls in dieser Arbeit verwendet werden.....	4
Abb. 3 Messprinzip der bildgebenden Instrumente am Beispiel der CIPGs. Erläuterungen zu den einzelnen Schritten im Text. Links oben ist in Gelb der Kopf des Messgerätes im Profil zu sehen, mit einer vereinfachten Darstellung des Strahlengangs und einem Partikel im Messbereich des Instruments. Rechts unten ist die Messgröße Partikeldurchmesser D_i gegen die Zeit in hh:mm UTC abgebildet und links daneben eine normierte Größenverteilung $dN/d\log D_p$ der gemessenen Durchmesserhäufigkeiten dN pro logarithmischer Größenklasse $d\log D_p$ für einen gewählten Zeitraum (hier 06:50 – 07:05 UTC).....	10
Abb. 4 Darstellung der wichtigsten Kenngrößen des Messvolumens SV während eines Detektionsereignisses. Das SV ist in hellblau angedeutet und die Messfläche SA mit lila Kontur als Produkt des DOF und w_{eff} . Es befindet sich ein Partikel im Fokus des Laserstrahls und wirft einen Schatten auf die Diodenzeile, dessen abgedunkelte Dioden mit einer der PAS angepassten Frequenz ausgelesen werden. Anhand der relativen Intensitätsunterschiede wird ein 2-D Graustufenbild der Partikelkonturen rekonstruiert. Abbildung nach Baumgardner und Korolev (1997).	12
Abb. 5 Schema des optischen Strahlengangs einer CIPGs mit den Bild-Parametern DOF, c , w_{eff} und D_i . Die Anströmung mit PAS ist ebenfalls dargestellt. Ein Hydrometeor mit Durchmesser D_i befindet sich außerhalb der Fokusebene im Abstand Z_{DOF} und wirft einen Schatten auf die Diodenzeile. Sein Durchmesser bestimmt die effektive Diodenzeilenweite w_{eff} . Zusammen mit DOF spannt sie die Messfläche SA auf.	13
Abb. 6 Datenverarbeitungsschema für SODA2 und SODA3.	17
Abb. 7 Grafische Darstellung der vier gängigsten Bestimmungsmethoden des Partikeldurchmessers: D_x (Hellblau) ist die Länge in Flugrichtung, D_y (Schwarz) die Länge auf der Photodiodenzeile, D_H (Blau) ist die Hypotenuse des Dreiecks, und D_S (Rot) der Durchmesser des kleinsten umschließenden Kreises sowie die Definition der Aspectratio über das Verhältnis des Durchmessers des kleinsten umschließenden Kreises D_S zu der Summe der Abstände von der Mittellinie dieses Kreises zu den jeweils entferntesten Ecken des Partikelbildes (gelbe Linien). Ein weiteres häufig verwendetes Maß ist die Arearatio. Sie ergibt sich aus dem Verhältnis der Fläche der abgeschatteten Dioden (schwarz) zu der Fläche von D_S (Abbildung nach Wu und McFarquhar (2016) mit Änderungen).	19
Abb. 8 Ergebnis einer Durchmesser Berechnung nach Auswertemethode im zeitlichen Verlauf. Eingezeichnet ist die Anzahl abgeschatteter Dioden N_{tot} und (Dioden x Diodenzeilen). Der eingezeichnete Bildgrößenfilter filtert für D_S und D_A ein Bildpunkt große Bilder aus. In SODA2 ist diese Option standardmäßig integriert und daher liefert die Software keine Ausgabe.	20
Abb. 9 Beispiele von Partikelbildern der Messung aus Abb. 10. Im oberen Bild rotiert die Scheibe in der Fokusebene (0-340s). Das untere Bild zeigt Beispiele von Partikelbildern für den in Abb. 10 hellblau hinterlegte Messabschnitt von 340-460s, wenn die Kalibrierscheibe außerhalb der Fokuseben gebracht ist.	22
Abb. 10 Links oben und links unten: Ein Vergleich der ermittelten Partikeldurchmesser von Messungen mit einer Kalibrierscheibe mit 50, 125, 250 und 500 μm großen Testobjekten mit SODA2 (blau) und SODA3 (rot). Im hellblau hinterlegten Messabschnitt wurde der Abstand der Scheibe zur Fokusebene maximal erhöht und dann wieder auf null verringert. In der unteren Grafik ist der Quotient der berechneten Durchmesser D_S zu D_H für den gleichen Abschnitt dargestellt.	23

Abb. 11 Rechts oben und rechts unten: Messungen mit Kalibrierscheibe an der CCP-CIPGs mit bekannten Partikelgrößen 50µm, 125µm, 250µm und 500µm. Die aus den Bilddaten errechneten Partikelgrößen D_A und D_C mit der ASM bzw. SECM, sind in Grün und Rot dargestellt. Während des hellblau hinterlegten Zeitabschnitts wurde die Scheibe aus der Fokusebene gebracht. In der unteren Grafik ist der Quotient der berechneten Durchmesser D_S zu D_A für den gleichen Abschnitt dargestellt.	23
Abb. 12 Beispiel eines typischen Bilddatensatzes von CIPGs In-situ Messungen, der rund 50 % Poisson-Flecken in den akzeptierten Bilddaten aufweist, wie die gelben Markierungen veranschaulichen. Die roten Bilder wurden von den Filterkriterien aussortiert, z.B. vom Interarrival-Time-Filter oder All-in Filter. Die grünen Bilder sind die restlichen akzeptierten Bilddaten. (StratoClim Bilddaten vom 04.08.2017, ca. 04:17 UTC, die Höhe des Bildstreifens entspricht 960 µm).	25
Abb. 13 Ein 2 min Ausschnitt aus StratoClim Messungen vom 31.07.2017 für den die grundlegenden Datenprodukte von SODA2, SODA3-SECM und SODA3-ASM verglichen werden. Alle Werte werden über der Messzeit in hh:mm (UTC) dargestellt. Die oberste Grafik zeigt Counts pro Sekunde. In der Mitte sind der mittlere Partikeldurchmesser D_i abgebildet, die Grafik darunter zeigt die Anzahlkonzentration N pro cm^3 . Alle Daten sind 1-Hz Messdaten. In der untersten Abbildung sind die Partikelbilder für 03:45:19-03:45:20 UTC dargestellt.	27
Abb. 14 Oben: Counts pro Größenklassenbreite. Unten: die logarithmisch normierte Größenverteilung des gleichen 2-minütigen Flugabschnitts aus Abb. 13. Beide Abbildungen zeigen die Auswertemethoden SODA2 mit blauer, SODA3-SECM mit grüner und SODA3-ASM mit roter Linie.	28
Abb. 15 Prozessdiagramm der Datenverarbeitungsschritte in IGOR.	29
Abb. 16 Prozessdiagramm der Zeitwertfilterung 3). Die von SODA2 oder SODA3 aus den Bilddaten ausgelesenen Zeitstempel weisen inkonsistente Werte auf und sind als Spitzen in einer Datenreihe der Zeitwerte sichtbar (Grafik oben links, rote Linie). Der gesamte Datensatz wird nach aufsteigenden Zeitstempeln sortiert. Die zuvor aus der Datenreihe herausfallenden Werte stehen nun am Ende des Datensatzes (mittlere Grafik, blaue Linie). Diese Werte werden aus dem Datensatz gelöscht (Grafik unten links, grüne Linie). Als letztes wird die Instrumentenzeit mit der Referenzzeit der Flugzeugavionik (UCSE) synchronisiert.	30
Abb. 17 Darstellung der Areaatio über Partikel Durchmesser für den StratoClim Flug am 31.07.2017 (links) und 02.08.2017 (rechts). Mit roten Punkte sind alle das All-in Kriterium erfüllenden Partikelbilder gezeigt, mit blauen Punkten der ungefilterte Datensatz. Die Punkte repräsentieren Echtzeit-Rohdaten ohne Mittelung.	33
Abb. 18 Schema der Vorgehensweise für die Detailanalyse von StratoClim Flug3 31.07.2017. Die ungewöhnliche Verteilung der Areaatio über Partikeldurchmesser Wertepaare ist im Bild links grün markiert. Im Bild rechts sind die grünen Partikeldurchmesser über der Zeit in hh:mm UTC aufgetragen. Rote bzw. Blaue Punkte markieren die Partikelereignisse, die das All-in Bildkriterium erfüllen (JA, rot) bzw. nicht erfüllen (NEIN, blau).	33
Abb. 19 Gemessene Instrumenten PAS von CCP und NIXE während StratoClim 08.08.2017. In Hellrot – bzw. hellblau hinterlegt ist die Messunsicherheit ΔPAS des jeweiligen Instruments. Die graue Linie ist die Flugzeuggeschwindigkeit TAS, gemessen vom Avioniksystem UCSE.	35
Abb. 20 Beispiel für die Differenz $D_S - D_A$ als Maß für die Abweichung von der berechneten Kreis- zur projizierten Partikelfläche. Die obere Grafik zeigt für einen 15min Flugabschnitt aus StratoClim Flug 08.08.2017 die berechneten Partikel-Durchmesser, die mit den Auswertemethoden SECM (D_S) und ASM (D_A) ermittelt wurden. Die grünen Punkte zeigen die Differenz $D_S - D_A$. Die mittlere Grafik zeigt für den gleichen Flugabschnitt nur die Differenz aus den beiden Auswertemethoden über der Zeit in hh:mm UTC und farbcodiert die jeweilige Areaatio der SECM. Die untere Grafik verdeutlicht diesen Zusammenhang mit der Darstellung der Differenz über der SECM-Arearatio für den gezeigten Flugabschnitt.	38
Abb. 21 Messunsicherheit bzw. „Fehler“ der Anzahlkonzentration N pro cm^3 am Beispiel von Daten des StratoClim Fluges am 08.08.2017. Dargestellt ist die Annahme eines rein zählstatistischen Fehlers ZS (rote Dreiecke) und eines erweiterten Fehlerbegriffs, der den Messvolumenfehler SV unter den gemachten Annahmen zusätzlich zum zählstatistischen Fehler berücksichtigt ($ZS+SV$, blaue Kreise). Die schwarz gestrichelte Linie zeigt die 1:1 Linie.	40

Abb. 22 Fotos der Instrumente CCP und NIXE-CAPS. Links ein Bild der CCP mit ihren beiden Instrumenten CDP (unten) und CIPgs (oben, orange Spitzen) und rechts die NIXE-CAPS mit dem CAS-DPOL-Teil (unten) und dem um 90° rotierten CIPgs-Instrument (oben, ebenfalls mit orangenen Spitzen), wie sie unter den Tragflächen der Geophysica während StratoClim 2017 montiert wurden. Auf dem rechten Bild ist die Lage des Temperatursensors und des Prandlschen Staurohrs kenntlich gemacht. Die orangenen Spitzen sind sogenannte „Korolev-Tips“, die Partikel-Fragmentierung bei Kollision mit den Messarmen minimieren. Die NIXE-CAPS verfügt zusätzlich über einen Flüssigwasser Sensor, der mittig zwischen den CIPgs-Armen verbaut ist (im rechten Bild hinter dem Staurohr erkennbar).....	43
Abb. 23 1:1 Korrelation von CCP zu NIXE für die PAS-Eingangsgröße Q_c für alle StratoClim 2017 Messdaten. Eine lineare Ausgleichsgeraden (schwarze Linie), sowie ihr 95 % Vorhersageband (rot gestrichelte Linien) ist ebenfalls eingezeichnet. Die 1:1 Linie ist zusätzlich mit hellblau gestrichelter Linie angedeutet.	44
Abb. 24 1:1 Korrelation von CCP zu NIXE für die PAS-Eingangsgröße p_s für alle StratoClim 2017 Messdaten. Eine lineare Ausgleichsgeraden (schwarze Linie), sowie ihr 95 % Vorhersageband (rot gestrichelte Linien) ist ebenfalls eingezeichnet. Die 1:1 Linie ist zusätzlich mit hellblau gestrichelter Linie angedeutet.	45
Abb. 25 Zeitreihen der gemessenen Temperaturen T_m von CCP (blaue Linie) und NIXE (rote Linie) während Flug 04.08.2017. Ebenfalls dargestellt ist die Differenz $\Delta T_m = T_{m,NIXE} - T_{m,CCP}$ mit grüner Linie. Die Referenztemperatur T_a (schwarze Linie) sowie der statische Luftdruck (graue Linie) aus UCSE-Daten sind ebenfalls eingezeichnet.	46
Abb. 26 links: Vergleich der 1-Hz-Daten von $T_{m,CCP}$ zu $T_{m,NIXE}$ in °C und ihrer linearen Ausgleichsgeraden mit Koeffizienten für Flug 27.07. und 31.07.17 in schwarz und Flug 04.08.-10.08.17 in schwarz gestrichelter Linie. Die 1:1 Linie ist in hellblau gestrichelt eingezeichnet. Rechts: Mittelwert und die Standardabweichung der Temperaturdifferenz $\Delta T_m = T_{m,NIXE} - T_{m,CCP}$ für den jeweiligen Flugtag in °C (blau), sowie die an dem Tag auftretenden Minimal und Maximal-Werte von ΔT_m -(hellblau)...	46
Abb. 27 Vergleichsdarstellung $PAS_{CCP}(PAS_{NIXE})$ für den 1 Hz Datensatz der StratoClim Messkampagne 2017 (graue Rechtecke) mit Ausgleichsgerade (schwarze Linie) und 95 % Vorhersageband (rot gestrichelte Linie). Die 1:1 Linie ist hellblau gestrichelt eingezeichnet.	48
Abb. 28 Vergleichsdarstellung $PAS(TAS)$ für beide Instrumente aus den 1 Hz Daten der StratoClim Messkampagne 2017. CCP Daten mit hellgrauen und NIXE-Daten mit dunkelgrauen Punkten gezeichnet. Die beiden linearen Ausgleichsgeraden und ihre Koeffizienten, sowie die 1:1 Linie sind eingezeichnet (rot, rot gestrichelt und blau gestrichelt).	48
Abb. 29 Zeitreihe von dPAS (grüne Linie) zusammen mit ihrem 100 s gleitendem Mittelwert dPAS_glt (rote Linie). Links für Flug 31.07.2017 und rechts für Flug 04.08.2017. Die statische Druckmessung p_s von UCSE ist mit schwarzer Linie eingezeichnet. Die mittlere Schwankungsbreite von dPAS ist für verschiedene Flugabschnitte mit blau gestrichelten Linien eingezeichnet	49
Abb. 30 Zeitreihen der Drucksensoren von CCP und NIXE in hPa und der TAS in m/s für Flug 04.08.2017. Dynamische Druckmessung Q_c für CCP mit roter Linie, für NIXE mit grüner Linie eingezeichnet. Statische Druckmessung p_s für CCP mit schwarzer Linie und für NIXE grauer Linie gezeichnet. TAS Messung von UCSE mit blauer Linie dargestellt. Der hellgelb hinterlegte Bereich markiert den im Text diskutierten Zeitabschnitt.	50
Abb. 31 Daten der Q_c -Sensoren von CCP und NIXE für alle StratoClim 2017 Flüge dargestellt über p_s von UCSE als Höhenkoordinate. Die Q_c -Sensoren zeigen oberhalb von ca. 100 hPa einen Trend hin zu niedrigeren Werten bei gleichbleibender TAS (vgl. Abb. 32).....	51
Abb. 33 Links: Anzahlkonzentration N in cm^{-3} von NIXE-CIPgs und CCP-Clpgs mit Höhenkoordinate statischer Luftdruck p_s in hPa für StratoClim 2017 Daten. Der kritische Druckbereich ab 100 hPa ist mit schwarz gestrichelter Linie eingezeichnet. Die betroffenen Daten stammen überwiegend von Flug 02.08.2017 und sind lila markiert.	51

Abb. 34 links zeigt einen Vergleich der Laserparameter I_L und T_L von CCP und NIXE. Die rechte Abbildung zeigt die Diodenspannung von Diode 1 und 32 beider Geräte. Die hell- und dunkelgrüne Linie zeigen die Daten von NIXE-CIPGs und die hell- und dunkelrote Linie Werte von CCP-CIPGs. Beide Grafiken aus Messdaten von StratoClim Flug 31.07.2017.	52
Abb. 35 Vorderansicht der Geophysica während StratoClim 2017. Bei den jeweiligen Tragflächen-Aufhängungen sind Bilder der geflogenen Mess-Konfigurationen A1, A2 oder B eingeblendet, sowie die Position der Instrumente NIXE-CAPS und FLASH.	55
Abb. 36 Links: Funktion $PAS_{PIP}(PAS_{CCP})$ und rechts die Funktion $PAS_{PIP}(PAS_{NIXE})$ während StratoClim 2017 aus 1 Hz Daten der Instrumente. Eine lineare Ausgleichsgerade mit 99 % Vorhersageband ist mit schwarzer und gestrichelter Linie eingezeichnet. Die 1:1 Linie ist der linken Darstellungen hellblau und in der rechten Grafiken schwarz gestrichelt eingezeichnet.	56
Abb. 37 Kompressions-Korrekturfaktors ξ nach Weigel et al (2016) aufgetragen über der Fluggeschwindigkeit TAS in m/s für die jeweilige Kampagne. Links oben: ξ_{CCP} , rechts oben: ξ_{PIP} und links unten: ξ_{NIXE} , berechnet aus 1 Hz Daten der Instrumente. Die Modellfunktion $y = ax^2 + bx + c$ (schwarze Linie) stellt die beste Näherung an den jeweiligen Datensatz dar und wird zusammen mit ihrem 95 % Vorhersageband (schwarze, gestrichelte Linie) gezeigt.	58
Abb. 38 Zeitreihen der Anzahlkonzentrationen N (oben) und Durchmesser D_s (unten) von CCP-CIPGs (rote Dreiecke), NIXE-CIPGs (grüne Rechtecke) und CCP-CDP (blaue Kreise) für 1 Hz-Daten von StratoClim Flug 08.08.2017. Der statische Luftdruck p_s von UCSE ist mit schwarzer Linie aufgetragen. Die durchnummerierten Flugabschnitte 1-6 werden im Text diskutiert. ...	60
Abb. 39 Zeitreihen der Anzahlkonzentrationen N (links) und Partikeldurchmesser D_s (rechts) für Flugabschnitt [1]. Grüne Rechtecke sind Messwerte der NIXE, rote Dreiecke von CCP. Die blauen Linien sind 10 s gleitende Mittelwerte der Quotienten aus CCP/NIXE Messwerten. Mit schwarzer Linie ist jeweils der statische Luftdruck von UCSE eingezeichnet.	61
Abb. 40 Links oben zeigt die gezählten Partikelereignisse Counts pro Sekunde von CCP-CIPGs (rote Dreiecke) und NIXE-CIPGs (grüne Rechtecke), sowie den Quotient der beiden Größen (blaue Linie) für Flugabschnitt [1] von 04:26 – 04:43 UTC. Die farbig hinterlegten Abschnitte 1b und 1c sind in der Grafik rechts vergrößert dargestellt (04:36 -04:43UTC). Darunter sind die normierten Größenverteilungen $dN/d\log D_p$ beider Instrumente für die Wolken 1a, 1b und 1c dargestellt.	62
Abb. 41 Zeitreihen der Counts pro Sekunde von CCP-CIPGs (rote Dreiecke), NIXE-CIPGs (grüne Rechtecke) und CCP-CDP (hellblaue Kreise) für Wolken [2] – [6]. Blaue Kreuze zeigen gleitende 10s-Mittel des Quotienten $Counts_{CCP}/Counts_{NIXE}$. Der statischer Luftdruck p_s aus UCSE-Daten ist mit schwarzer Linie gezeichnet. Im links gezeigten Messabschnitt hatten die Instrumente keine gleichzeitigen Partikelereignisse, daher kann der Quotient der Counts nicht berechnet werden.	63
Abb. 42 Größenverteilungen von NIXE (grün), CCP (rot) und CDP (hellblau). Links für Wolke [2] (gelb hinterlegter Abschnitt in Abb. 43) und rechts für Wolke [5] (orange hinterlegter Abschnitt in Abb. 44).	64
Abb. 45 Normierte Größenverteilungen von HALOholo im Vergleich mit NIXE-CIPGs und CCP-CIPGs für dieselben Messabschnitte Wolke-[1a] bis Wolke-[1c] des Fluges vom 8.08.2017 aus 1 Hz Daten der Instrumente. Grüne Balken: NIXE, rote Balken: CCP, lila Linie: HALOholo. CDP-Daten werden in dieser Abbildung nicht dargestellt.	67
Abb. 46 Fortsetzung der normierte Größenverteilungen von HALOholo im Vergleich mit NIXE-CIPGs, CCP-CIPGs und CCP-CDP für dieselben Messabschnitte. Links: Wolke-[2] und Rechts: Wolke-[5].	67
Abb. 47 Anzahlkonzentrationen N in Abhängigkeit vom mittleren Durchmesser D für alle StratoClim Flüge 2017 aus 1-Hz Daten von CCP und NIXE. Dargestellt sind Messwerte für Temperaturbereiche kälter als $T_a < 235$ K und für Größenbereiche der Instrumente von $D_{CCP} = \{2.5-940 \mu m\}$ und $D_{NIXE} = \{4.0-940 \mu m\}$. CCP-Daten sind in der oberen Grafik mit grünen Kreisen und NIXE-Daten in der unteren Grafik mit roten Kreisen eingezeichnet.	69

Abb. 48 1:1 Vergleiche von CCP zu NIXE Messdaten für StratoClim 2017. Oben links: N_{CCP} über N_{NIXE} ; Mitte links: D_{CCP} über D_{NIXE} , Unten links: $(R_{eff})_{CCP}$ über $(R_{eff})_{NIXE}$, Oben rechts: FD_{CCP} über FD_{NIXE} , Mitte rechts: VD_{CCP} über VD_{NIXE} , Unten rechts: $Var(R_{eff})_{CCP}$ über $Var(R_{eff})_{NIXE}$. Die dargestellten Daten sind 10s-Mittelwerte aller StratoClim Flüge 2017 für Temperaturbereiche kälter als 235 K. Der NIXE-Datensatz wurde ab $D_{min} = 3 \mu m$ berechnet, der CCP-Datensatz ab $D_{min} = 2.5 \mu m$.	71
Abb. 49 Links: Mittleres Messvolumen SV pro Sekunde für StratoClim Flug 10.08.2017 des dargestellten Zeitabschnitts. Rote Kreise stehen für das SV_{CCP} , gelbe Vierecke für SV_{NIXE} und grüne Kreise für das kombinierte SV_{DSV} beider Instrumente. Rechts: prozentualen Anteil der Instrumente am gemeinsamen SV_{DSV} .	75
Abb. 50 Links: Counts pro Sekunde und Messgerät sowie $Counts_{DSV}$ für denselben Flugabschnitt wie in Abb. 49.	75
Abb. 51 Anzahlkonzentrationen (links) und Durchmesser D_s (rechts) der einzelnen Instrumente für denselben Flugabschnitt wie in Abb. 49. CCP-Daten sind mit roten Kreisen, NIXE mit gelben Rechtecke und die DSV-Berechnung mit grünen Kreisen gezeichnet. Zum Vergleich ist das arithmetische Mittelwert aus beiden Instrumenten in blauen Kreuzen dargestellt.	75
Abb. 52 Schematische Darstellung des optischen Strahlengangs der CDP nach Lance et al. (2010 (mit Änderungen)). Darunter ist die grafische Auswertung ihrer Messprodukte gezeigt: Unten rechts ist der Partikel-Durchmesser in μm als 1 Hz Zeitreihe der Daten des StratoClim Fluges vom 31.07.2017 dargestellt. Zusammen mit der Anzahlkonzentration N in cm^{-3} pro Größenklasse D_p ergeben sich logarithmisch normierte Größenverteilungen $dN/d\log D_p$ in cm^{-3} , wie unten links für einen ausgewählten Zeitabschnitt des Fluges beispielhaft dargestellt ist, als typische Datenrepräsentationen dieses Instruments.	82
Abb. 53 Schema des optischen Strahlengangs von MAS, dargestellt für die 532 nm Wellenlänge nach Buontempo et al. (2006) und Cairo et al. (2011). Die Wellenlängenbereiche 1064 nm und 1550 nm arbeiten nach demselben Prinzip. Die wichtigsten Messgrößen Rückstreuoeffizient BSC in $1/m \cdot sr$ und Depolarisation δ in % sind in der Grafik links unten als rote, bzw. blaue Linie dargestellt. In der Grafik rechts unten ist der BSC zusammen mit dem Rückstreuverhältnis R abgebildet (rote und hellblaue Linie). Die Grafiken sind beispielhaft mit Daten des Fluges vom 03.08.2017 erstellt worden.	83
Abb. 54 Beispiel für die Anpassung mit einer bimodalen Lognormalfunktion (rote Kurve) an die Histogramm-Darstellung einer über 30s gemittelten Anzahlkonzentration dN (blauen Säulen) aus CDP-Daten von Flug 08.08.2017.	86
Abb. 55 Links: Berechnungen und Darstellungen der zwei Auswertemethoden der CDP-Messdaten. Die dünnen Kreuze sind unter Verwendung der Histogramme berechnete BSC und die dicken schwarzen Kreuze zeigen die BSC-Berechnungen auf Grundlage bimodaler-lognormal-Ausgleichsfunktionen, die in 10 s Abständen für einen Flugabschnitt aus StratoClim 08.08.2017 berechnet wurden. Die rote Linie mit Kreisen zeigt die gemessene BSC von MAS.	86
Abb. 56 Rechts: Mit verschiedenen Histogramm-Mittelungszeiten berechnete BSC eines längeren Flugabschnitts desselben Fluges. Die CDP-Daten mit 10 s und 30 s Mittelungsintervallen sind mit hell- bzw. dunkelblauen Punkten dargestellt. Die Ergebnisse eines zusammengeführten Datensatzes aus CDP, CIP, CIPgs und PIP Messungen „CDP + ALL“ mit 30 s Mittelungsintervall sind als dünne schwarze Linie mit Quadraten eingezeichnet. Die rosa Dreiecke repräsentieren die berechneten BSC aus 1 Hz Daten der Anzahlkonzentration von NIXE-CAPS ohne Histogramm-Mittelung.	86
Abb. 57 Berechnete Rückstreuoeffizienten BSC aus 1 Hz Messdaten von N der CDP, CIPgs, CIP, PIP und NIXE in farbigen Punkten zusammen mit den von MAS gemessene BSC (rosa Linie) für die Daten von StratoClim-Flug 08.08.2017.	87
Abb. 58 Vergleich der Rückstreuverhältnisse R von MAL-2 (links) und MAS (rechts) in einer Wolkenpassage während Flug 08.08.2017. Die MAL-2 Grafik links wurde mit freundlicher Genehmigung von Valentin Mitev bereitgestellt (CSEM, Schweiz) und mit Änderungen übernommen. Die MAS-Daten für R sind rechts in 10 s Auflösung zusammen mit der Flughöhe aus UCSE-Daten dargestellt.	88

Abb. 59 zeigt die Depolarisation in % gegen das normierte Rückstreuverhältnis $1-(1/R)$ aufgetragen. Die Farbskala gibt die Intensität des rückgestreuten Signals in w. E. an. Links ist der ungefilterte Datensatz gezeigt, rechts der Datensatz ohne übersättigte Werte (Mit freundlicher Genehmigung bereitgestellt von F. Cairo und mit Änderungen übernommen).	89
Abb. 60 Zeitreihe berechneter und gemessener BSC für StratoClim Flug 08.08.2017. Rote Quadrate sind berechnete BSC für den kombinierten Datensatz aus CDP+CIPgs, gelbe Quadrate für die Kombination aus CDP+CIP, graue Linien und Kreise zeigen MAS gemessene BSC ohne Korrektur, blaue Linien und Dreiecke korrigierte BSC_{kor} . Die schwarze Linie zeigt die statische Druckmessung p_s von UCSE.	89
Abb. 61 Berechnete BSC über R_{eff} für den Messbereich von CDP (blaue Fünfecke), CDP+CIPgs (rote Dreiecke) sowie CDP+CIP (grüne Vierecke) für Eispartikelmessungen bei Temperaturen unter 235 K während des StratoClim Fluges vom 08.08.2017. Ausgleichsfunktionen der Form $y = ax^k$ wurden für jeden Datensatz berechnet. Die schwarz gestrichelten Linien deuten die Bandbreite der möglichen Ausgleichsfunktionen durch den Datensatz an.	91
Abb. 62 unten zeigt berechnete BSC/N über R_{eff} des Messbereiches CDP (blau, 1 Hz Daten), CDP+CIPgs (rot, 1 Hz Daten) sowie CDP+CIP (grün, 1 Hz Daten) für Eispartikelmessungen bei Temperaturen unter 235 K während des StratoClim Fluges vom 08.08.2017. Die Ausgleichsfunktion der Form $y = ax^2$ wurden für den gesamt-Datensatz berechnet. Der Koeffizient a ist mit 95 % Konfidenzintervall angegeben.	92
Abb. 63 Darstellung der berechneten BSC über ihre abhängige Variable N und R_{eff} . Links: Daten von CCP mit roten Kreuzen, Rechts: Daten von NIXE mit grünen Kreuzen. Die Datenpunkte repräsentieren 10 s Mittelwerte der StratoClim 2017 Messdaten.	94
Abb. 64 Darstellung der differentiellen Streuquerschnitte BSC/N. Links für CCP, Rechts für NIXE. In beiden Grafiken ist StratoClim Flug 8 mit blauen Kreuzen gesondert dargestellt. Die quadratische Funktion $y = 3.9 \cdot 10^{-4} x^2$, die den CCP-Datensatz am besten beschreibt, ist in der rechten Grafik für NIXE ebenfalls eingezeichnet worden (schwarze Linien). Die Datenpunkte sind 10 s Mittelwerte des StratoClim Datensatzes 2017 des jeweiligen Instruments.	95
Abb. 65 Links: Korrelation von BSC_{CCP} zu BSC_{NIXE} . Die 1:1 Linie ist rot gestrichelt und die Regressionsgerade $y = 0.25x$ schwarz gestrichelt eingezeichnet. Rechts: Korrelation von $(BSC/N)_{\text{CCP}}$ über $(BSC/N)_{\text{NIXE}}$ mit ebenfalls rot gestrichelter 1:1 Linie und der Regressionsgeraden $y = 0.163 x^2$ mit schwarz gestrichelter Linie.	96
Abb. 66 Oben: Von links nach rechts: N_{CCP} über BSC_{CCP} , FD_{CCP} über BSC_{CCP} , VD_{CCP} über BSC_{CCP} . Unten: N_{NIXE} über BSC_{NIXE} , FD_{NIXE} über BSC_{NIXE} , VD_{NIXE} über BSC_{NIXE} . Der effektive Radius im Intervall von $2 \mu\text{m} < R_{\text{eff}} < 200 \mu\text{m}$ ist mit logarithmischer Farbskala ist über die Daten gelegt. Alle Daten sind 10 s Mittelwerte der StratoClim 2017 Kampagne. (Anmerkung: Volumen wurden nicht gemessen, sondern aus der zweidimensionale, durch Schattenabdeckung gemessenen Fläche bzw. D_s nach Schumann et al. (2011) bestimmt)	98
Abb. 67 Links: BSC_{MAS} zu BSC_{CCP} in roten Kreisen. Rechts: BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} in grün. Die 1:1 Linie ist jeweils schwarz gestrichelt gezeichnet. Für CCP ist zusätzlich eine Abweichung mit Faktor 5 und Faktor 10 dargestellt. Die Datenpunkte sind 10 s Mittelwerte des 1 Hz StratoClim 2017 Datensatzes der Instrumente.	99
Abb. 68 Lidar-Verhältnis für verschiedenen Messbereiche der Partikelradien von NIXE und CCP. Links: Grüne Kreuze für NIXE von $1.5 - 470 \mu\text{m}$, rote Kreuze für CCP von $1.25 - 470 \mu\text{m}$. Rechts: Zusätzlich mit grauen Kreuzen für NIXE von $0.3 - 470 \mu\text{m}$. Grüne und rote Punkte sind 10 s Mittelwerte der Datensätze, die grauen Punkte sind 1 Hz Daten des StratoClim 2017 Datensatzes von NIXE-CAPS.	100
Abb. 69 BSC_{MAS} zu BSC_{CCP} links und BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} rechts dargestellt zusammen mit der Partikel Depolarisationsrate in %. Im rot umrandeten Bereich überschätzt der berechnete BSC das Messsignal BSC_{MAS} . Die 1:1 Linie ist schwarz gestrichelt eingezeichnet. Für $BSC_{\text{MAS}} < 3 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1} \text{sr}^{-1}$ ist das Signal zu schwach für die Bestimmung der Partikel-Depolarisation.	101

Abb. 70 obere Zeile: Darstellung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} mit farbcodierter Partikeldepolarisation δ in % für StratoClim Flüge 31.07. – 02.08.2017. Untere Zeile: für dieselben Flüge Darstellung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} zusammen mit farbiger Klassifizierung für den Formfaktor C_{NIXE} . Die 1:1 Linie und eine Abweichung um einen Faktor von 10^1 bzw. 10^{-1} ist in allen Grafiken eingezeichnet, ebenso ein rot umrandeter Bereich, in dem die berechneten BSC das Signal überschätzen, bei gleichzeitig hoher δ 105

Abb. 71 obere Zeile: Darstellung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} mit farbcodierter Partikeldepolarisation δ in % für StratoClim Flüge 06.08. – 10.08.2017. Untere Zeile: für dieselben Flüge Darstellung von BSC_{MAS} zu BSC_{NIXE} zusammen mit farbiger Klassifizierung für den Formfaktor C_{NIXE} . Die 1:1 Linie und eine Abweichung um einen Faktor von 10^1 bzw. 10^{-1} ist in allen Grafiken eingezeichnet, ebenso ein rot umrandeter Bereich, innerhalb dessen die berechneten BSC das Signal überschätzen, bei gleichzeitig hoher δ 106

Abb. 72 $C_{NIXE} = R_{vol}/R_{eff}$ über R_{vol} entspricht dem kugeläquivalenten Radius für alle StratoClim 2017 Beobachtungen von Eispartikeln in Regionen kälter als 235 K..... 108

Abb. 73 Schematische Darstellung der Entstehung des Asiatischen Sommermonsuns über Indien mit Schnittdarstellung durch die Orographie des indischen Subkontinents und Himalayas (Grafik gemäß CC0 mit Änderungen verwendet) 110

Abb. 74 auf Seite 119: Schematische Darstellung der vertikalen Struktur der oberen Troposphäre und untern Stratosphäre während der Monsunmonate über Indien und dem Himalaya. Die Asiatische Monsun Antizyklone AMA, hier dargestellt mit roten und grünen Zirkulations-Pfeilen, kann in zwei Bereiche unterteilt werden: In die Asiatischen-Tropopausen-Übergangsschicht ATTL und der darüber liegenden, durch die Zirkulation der AMA beeinflussten unteren Stratosphäre CLS. Diese Schichten werden durch drei Bereiche definiert: Die untere Grenze durch das Minimum des Temperaturgradienten LRM auf ca. 170 – 180 hPa bzw. 362 – 364 K potentieller Temperatur (grüne Fläche). Die mittlere Grenze wird durch die thermische Tropopause CPT bei 90 – 100 hPa bzw. 382 – 384 K festgelegt (rote Fläche) und die obere Grenze mit dem Übergang zur freien Stratosphäre kann auf 65 – 75 hPa und 420 – 440 K (blaue Fläche) definiert werden (eigenes Werk nach Brunamonti et al. (2018)). 111

Abb. 75 Oben: Darstellung der mittleren globalen CO-MV in ppbv auf der 100 hPa Druckfläche für Juli-August 2005 aus Beobachtungsdaten von MLS von 60 °N bis 60 °S. Die schwarzen Vektorpfeile zeigen die Struktur des mittleren Windfeldes für denselben Beobachtungszeitraum. Abb. 76 Unten: Darstellung der mittleren globalen O₃-MV in ppbv auf der 100 hPa Druckfläche für Juli-August 2005 aus Beobachtungsdaten von MLS von 60 °N bis 60 °S Die weiß gestrichelte Linie umschließt das Ausbreitungsgebiet der AMA gemäß der Definition von Park et al. (2007) (Grafiken mit Änderungen übernommen). . 112

Abb. 77 Konturplot des Montgomery Potentials in kgm^2/s^2 auf $\theta = 370$ K, dargestellt für jeden Flugtag der StratoClim Kampagne 2017. Die Bereiche des höchsten Montgomery Potentials, dargestellt in hell- und dunkelrot, sind das Zentrum der Antizyklone. Dem zeitlichen Verlauf von links oben nach rechts unten folgend, zeigt sich die Lage und Variabilität der AMA während der StratoClim Messkampagne 2017 (Grafik aus ECMWF ERA-5 Reanalyse-Daten von C3S für 00:00 UTC erstellt von Silvia Bucci und Benhard Legras, LMD-ENS, Paris. Mit freundlicher Genehmigung zur Verwendung bereitgestellt und mit Änderungen übernommen). 115

Abb. 78 Modelldarstellung einer Böenlinie wie sie am 10.08.2017 beobachtet wurde, mit nachlaufender stratiformer Region, dargestellt in einem vertikalen Querschnitt senkrecht zur Konvektionslinie. Das Gleichgewichtsniveau LRM und die CPT sind eingezeichnet, ebenso die Outflow- und Overshooting-Bereiche der Gewitterzelle in denen die beobachteten Eiskristallpopulationen gemessen wurden. Rosa Pfeile zeigen die Strömungsrichtungen der Luftmassen im System an. Die grüne Schattierung zeigt den Bereich mit Hydrometeorgrößen an, die Radarechos verursachen. Die gelbe und orangefarbene Schattierung zeigt intensivere Radarechos an. Druckminima und -maxima sind mit L bzw. H ebenso angegeben wie die Höhe des Schmelzniveaus, das sich direkt über der Höhe befindet, bei der ein Radar Bright Band beobachtet wird (Grafik nach Markowski und Richardson (2010) mit Änderungen). 117

Abb. 79 Die obere Grafik zeigt für den 10.08.2017 aus 1 Hz Zeitreihen der Anzahlkonzentrationen N in cm^{-3} für die CCP-CDP, CCP-CIPgs, CIP, PIP und NIXE-CIPgs in farbig markierten Symbolen, zusammen mit den CO-Mischungsverhältnissen von COLD in ppbv (grüne Linie). Die Zahlen 1 – 6 markieren im Text diskutierte Wolkenpassagen. 118

Abb. 80 Oben: Partikeldurchmesser D_s von CDP, CCP-CIPgs, CIP, PIP und NIXE-CIPgs in Wolke-[1] aufgetragen gegen die Flughöhe in km aus 1 Hz Daten. Die T_a Messung aus UCSE-Daten ist mit schwarzer Linie dargestellt. Die Segmente 1 - 5 sind hell- und dunkelgrau hinterlegt. Unten: Normierte Größenverteilungen des jeweiligen Segments. Die Positionen der Maxima sind mit rot gestrichelten Linien eingezeichnet. 120

Abb. 81 Oben: Partikelgröße D_s gemessen von CDP, CCP-CIPgs, CIP, PIP und NIXE-CIPgs in Wolke-[2] dargestellt über der Flughöhe aus 1 Hz Daten. Der atmosphärische Temperaturverlauf T_a mit Daten von UCSE ist mit schwarze Linie eingezeichnet. Die Segmente (1) - (5) sind hell- und dunkelgrau hinterlegt. Der Messabschnitt durch Wolke-[3] ist rosa hinterlegt. 123

Abb. 82 Links: Thermisches Profil der UTLS-Region am 10.08.2017 aus UCSE-Daten in mit T_a (rote Linie) und θ in K (blaue Linie). Der Temperaturgradient entspricht der Steigung der schwarz gestrichelten Linie. Die Lage der LRM, CPT und CLS ist den Daten von Brunamonti et al. (2018) entnommen. 124

Abb. 83 Oben: Zeitreihe von N in cm^{-3} aus 1-Hz Daten von CDP (blau), CCP-CIPgs (grün), CIP (gelb), PIP (grau) und NIXE-CIPgs (rot). Die Flughöhe in m über MSL ist mit schwarzer Linie eingezeichnet, ebenso wie die CO-MV mit grüner Linie (1 Hz Daten UCSE, 5 s gleitendes Mittel COLD). Die grün gestrichelte Linie zeigt den CO-MV Mittelwert dieses Messabschnitts von 74 ppbv an. Die Overshooting Zonen mit Maxima in den CO-MV sind mit roten Pfeilen angedeutet. Der Flugabschnitt ist in 5 Teilstrecken unterteilt worden (hell- bzw. dunkelgraue Segmente). Unten: Normierte Größenverteilungen der Segmente 1 – 5. 126

Abb. 84 Gleitende 5 s Mittelwerte für CO, O_3 und T_a Messungen von UCSE. Anzahlkonzentrationen N aus Abb. 83 sind hellgrau angedeutet. Mittelwerte des Zeitintervall 09:46 – 09:55 UTC von T_a , CO und O_3 sind mit rot, grün und blau gestrichelter Linie eingezeichnet. Der Wert ist an der jeweiligen Achsen eingetragen. Die Segmente 1 - 5 aus Abb. 83 sind ebenfalls hell- und dunkelgrau schraffiert gezeichnet mit der Ergänzung um Fall (6). 127

Abb. 85 Prominente Einmischung stratosphärischer Luftmassen mit hohen O_3 und T_a Werten nach einer Overshooting Zone mit $N_{\max}$ während eines Flugabschnitts von 10:28 - 10:32 UTC. Zeitreihen von CO, O_3 und T_a sind grün, blau oder roter Linie gezeichnet. Gestrichelte Linien in derselben Farbe zeigen den Mittelwerten der Messung während der Passage an. Dargestellt ist ebenfalls N aus Messungen von CCP, CIP und NIXE-CIPgs (graue Kreise). Der horizontale Abstand von ca. 5 km zwischen den Ereignissen $N_{\max}$ und O_3 -MV $_{\max}$ ist mit einer mittleren TAS = 150m/s ermittelt worden. 128

Abb. 86 Links zeigt in isentropen Koordinaten mit einer $\theta(N)$ -Darstellung alle Messdaten für Flug 10.08.2017. Die Datenpunkte sind mit den korrespondierenden CO-MV Messungen von COLD farbcodiert. Hell- und dunkelgrau hinterlegt sind 5 K breite Mittelungsintervalle über θ . Diese finden sich in der Grafik rechts: Sie zeigt für sieben θ -Level gemittelte Darstellung von N in halbdekadischen Schritten von $0.0001 < N < 5 \text{ cm}^{-3}$, diesmal mit den CO-MV-Mittelwerten jedes θ -Level als Ordinate. Die Lage des LRM, ATTL, CPT und CLS am 10.08.2017 ist ebenfalls eingezeichnet. 129

Abb. 87 Übersicht der ausgewerteten Messdaten von Flug 10.08.2017 in isentropen Koordinaten. Links: Enhancement korrigierte H_2O -MV aus FISH-Messdaten (H_2O gesamt) und Gasphasen H_2O -MV aus FLASH-Daten (H_2O Gas). Rechts: Berechneter Eiswassergehalt IWC in g/m^3 . Die Struktur der UTLS am 10.08.2017 nach Brunamonti et al. (2018) ist ebenfalls eingezeichnet. 130

Abb. 88 Übersicht der ausgewerteten Messdaten von Flug 10.08.2017 in isentropen Koordinaten. Von links oben nach rechts unten: RH_i berechnet mit H_2O -MV(Gas)-Daten von FLASH, O_3 -MV mit Daten von FOZAN und CO-MV mit Daten von COLD. Die Struktur der UTLS am 10.08.2017 nach Brunamonti et al. (2018) bzw. der vorangegangenen Abbildung ist ebenfalls eingezeichnet. 131

Abb. 89 Satellitenbilder des chinesischen Satelliten Fengyun 2E mit eingezeichneten Wolkenpassagen [1]-[6] und T_a entlang des Flugpfades für den 10.08.2017. Die Farbcodierung der Bilder entspricht der CTT in K (Legende unten links). Mit freundlicher Genehmigung bereitgestellt von CMA-NSMC und O. Schlenczek und mit Änderungen übernommen. 132

Abb. 90 Zeitreihe der Anzahlkonzentration N gemessen von CCP von 03:40 – 05:50 UTC des StratoClim Fluges am 04.08.2017. Die ermittelten Partikeldurchmesser D_s sind mit farbigen, nach Größe skalierenden Kreisen über derselben Zeitreihe dargestellt. Die Eisübersättigung S wurde nach Murphy und Koop (2005) mit Daten von FLASH berechnet und ist in hellrot von -50 bis +50 % dargestellt. Die schwarze Linie zeigt den Umgebungsdruck p_s in hPa von UCSE. Die Flughöhe betrug zwischen 16–19 km.....	134
Abb. 91 Links Oben: Partikeldurchmesser D_s in μm , Rechts oben: Anzahlkonzentration N in cm^{-3} , Links unten: relative Feuchte über Eis RH_i in %. Rechts unten: Eiswassergehalt IWC in g/m^3 . Alle Darstellungen in isentropen Koordinaten. Die Messpunkte sind den Legenden entsprechend farbig codiert und skalieren mit der gemessenen Größe D_s	135
Abb. 92 Oben: Klassifikation der optischen Dicke der Zirruschicht nach Garrett (2008) für die Zirruschicht ab dem nordwestlichen Wendepunkt um 04:12 UTC. Unten: Größenverteilungen für jede Schicht ab 04:31 UTC (Mittelungszeit 7-8 min, blaue Kästchen).	137
Abb. 93 Links: 1 Hz Zeitreihen von N für CDP, CCP-CIPgs und NIXE-CIPgs gegen die Höhe über MSL und Druckniveau in hPa, Lage der CPT mit schwarz gestrichelter Linie eingezeichnet. Rechts: Vertikalprofil von N über Flughöhe in km und Luftdruck in hPa für den gleichen Flugabschnitt. Messungen von T_a in hellblau und Lage der CPT in hellrot gezeichnet.	139
Abb. 94 Größenverteilungen von SVC-Beobachtungen während StratoClim 2017 im Vergleich mit Datensätzen anderer Kampagnen nach Davis et al. (2010) und Frey et al. (2011).	141
Abb. 95 Übersichtskarte der Flugrouten der StratoClim Kampagne in Kalamata, Griechenland 2016, dargestellt aus 1 Hz-GPS-Daten der Flugavionik UCSE und GIS-Datensätzen von (NATURAL EARTH 2019).	150
Abb. 96 Vertikale Druck- und Höhenprofile der Messflüge während der StratoClim Kampagne in Kalamata 2016, erstellt aus 1 Hz Daten von UCSE.	151
Abb. 97 Links: Lufttemperatur in K, Mitte: Gemessene H_2O -Mischungsverhältnis in ppmv von FISH und FLASH gemessen, Rechts: Relative Feuchte über Eis. Alle Werte sind gegen die potentielle Temperatur θ aufgetragen (berechnet aus 1Hz UCSE-Daten).....	152
Abb. 98 Die linke Abbildung zeigt die von FOZAN gemessenen Ozon Mischungsverhältnisse und die rechte Abbildung die von COLD gemessenen Kohlenmonoxid Mischungsverhältnisse für alle verfügbaren 1Hz Daten mit θ als Ordinate, berechnet aus UCSE-Daten.	152
Abb. 99 Flugverlauf am 30.08.2016. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der mittlere Partikeldurchmesser in μm aus 1-Hz Daten der Instrumente CDP und CIPgs berechnet. Die schwarze Linie zeigt in beiden Grafiken das Druckprofil des Fluges gemessen von UCSE.	153
Abb. 100 Flugverlauf am 01.09.2016. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der mittlere Partikeldurchmesser in μm , berechnet aus 1Hz-Daten der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP. Die schwarze Linie zeigt das Druckprofil des Fluges gemessen von UCSE.	153
Abb. 101 Flugverlauf vom 06.09.2019. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der mittlere Partikeldurchmesser in μm , berechnet aus 1-Hz Daten der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP. Die schwarze Linie zeigt das Druckprofil des Fluges gemessen von UCSE.	154
Abb. 102 Horizontale Verläufe der StratoClim Messflüge 2017 am Standort Katmandu, Nepal, dargestellt aus den GPS-Daten der Flugavionik UCSE und GIS-Datensätzen von (NATURAL EARTH 2019).	155

Abb. 103 Vertikale Druck- und Höhenprofile der Messflüge während der StratoClim Kampagne in Katmandu 2017, erstellt aus 1 Hz Daten von UCSE. Die schematische Einteilung der oberen Atmosphärenschichten nach Brunamonti et al. (2018a) ist mit ihrem mittleren Verlauf während des Kampagnenzeitraumes farbig hinterlegt. Hellgrün: Die ATTL, Hellrot: Der CLS Bereich und in hellblau die Obergrenze der AMA.	155
Abb. 104 Links oben Wasserdampf- und Gesamtwasser-Mischungsverhältnisse in ppmv gemessen von FLASH bzw. FISH. Grafik rechts oben zeigt den Eiswassergehalt IWC in g/m^3 als Differenz der Messungen von FISH und FLASH nach Formel (10) für die Flüge vom 06.08.-10.08.2017. Unten links ist der RH, nach Murphy und Koop (2005) in % abgebildet. Unten Rechts die Temperaturprofile der Messflüge. Alle Darstellungen verwenden θ als Höhenkoordinate. Zusätzlich ist die gemittelte Struktur der UTLS mit der schematischen Einteilung nach Brunamonti et al. (2018) in den Grafiken farblich hervorgehoben.	157
Abb. 105 zeigt die Volumen-Mischungsverhältnisse in ppb von Ozon (links), und Kohlenmonoxid (rechts) aus 1-Hz Daten von FOZAN bzw. COLD, dargestellt über θ zusammen mit der UTLS Struktur nach Brunamonti et al. (2018)	158
Abb. 106 Legende für die nachfolgenden Abb. 107 bis Abb. 116. Der maximale Messbereich des jeweiligen Instruments ist in Partikeldurchmessern angegeben.....	158
Abb. 107 Flugverlauf vom 27.07.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP.	159
Abb. 108 Flugverlauf vom 29.07.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP.	159
Abb. 109 Flugverlauf vom 31.07.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der mittlere Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP.	160
Abb. 110 Flugverlauf vom 02.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP und CIP.	160
Abb. 111 Flugverlauf vom 04.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs und PIP.	161
Abb. 112 MAL1- und MAL2-Messungen der Depolarisierungsrate des Rückstreusignals farbkodiert in % entlang des Flugpfades in 10^4m (schwarze Linie). MAL1 (oben links und rechts) misst die Luftmassen oberhalb des Flugzeuges, MAL2 (unten links und rechts) unterhalb. Anhand dieses Signals wurde die Wolkenschichtdicke abgeschätzt. Die Visualisierung wurde von Valentin Mitev für die StratoClim Datenbank erstellt und wurde mit freundlicher Genehmigung mit Änderungen übernommen. ...	161
Abb. 113 Flugverlauf vom 06.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs und PIP.	162
Abb. 114 StratoClim Katmandu Flug-7 vom 08.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP.....	163
Abb. 115 Darstellung des Depolarisationssignals von MAL-1 und MAL-2 entlang des Flugpfades in 10^4 Höhenmetern über MSL für den 08.08.2017 (Abbildung mit freundlicher Genehmigung für StratoClim erstellt von V. Mitev 2018 und mit Änderungen übernommen).	163

Abb. 116 Flugverlauf vom 10.08.2017. Links die Anzahlkonzentration in cm^{-3} und rechts der Partikeldurchmesser in μm , beide Graphen mit dem Druckprofil des Fluges (schwarze Linie). Alle Daten sind 1Hz-Mittelwerte der Instrumente CDP, CIPgs, CIP und PIP. 164

C Tabellenverzeichnis

Tabelle 1 Faktoren für die Bestimmung des Eiswassergehalts nach Formel (11)..... 15

Tabelle 2 Statistische Darstellung der aussortierten Bilddaten in % des Gesamtdatensatzes durch die in 1) – 4) beschriebenen Filterkriterien für die StratoClim Messkampagne 2017. In der Tabelle ebenfalls dargestellt ist der Mittelwert aussortierter Bilder in % mit und ohne den Flug vom 02.08.2017, der einen auffällig hohen Anteil von Partikeln hatte, die das All-in Kriterium nicht erfüllten..... 32

Tabelle 3 Messkonfigurationen während der StratoClim Kampagne 2017 in tabellarischer Übersicht als Ergänzung zu Abb. 35. Die Reihenfolge der Instrumente entspricht ihrer Anordnung auf der Anschlussposition in Draufsicht von links oben nach unten. 54

Tabelle 4 Koeffizienten der $\xi_{\text{NIXE}}(\text{TAS})$ -Modellfunktion $y = ax^2 + bx + c$ für die eine Korrektur des NIXE-CAPS ξ -Faktoren. 59

Tabelle 5 Zusammenfassung der wichtigsten wolkenphysikalischen Parameter für die drei Fälle von Subvisible Zirrus am 08.08.2017. Die Tabellenwerte sind Minimal-, Maximal- und Mittelwerte des Beobachtungszeitraumes. ADR ist die Aerosol Depolarisationsrate in %. Die Spalte mit Asterix* beinhaltet zwei mit / getrennte Werte für die mit SVC-1 und SVC-2 bezeichneten Zirrus Beobachtungen am 04.08.2017. 140

Tabelle 6 zeigt eine Übersicht der Funktionen und Ausgabeparameter von SODA2 und SODA3. 148

Tabelle 7 Übersicht aller Messinstrumente, die auf Geophysica während der StratoClim-Messkampagnen 2016 und 2017 mitgeflogen sind. Die mit Sternchen* markierten Instrumente hatten ihren ersten Einsatz auf Geophysica. Die mit ** markierten Instrumente sind Weiterentwicklungen mit ebenfalls erstem Einsatz. Die Daten von grün hinterlegten Instrumenten werden in dieser Arbeit verwendet. Das $\emptyset$ -Symbol steht für den Partikeldurchmesser..... 149

Tabelle 8 Übersichtstabelle zu den StratoClim Flügen in Kalamata 2016. Der Status der Wolkenpartikel-Messgeräte ist rechts gezeigt. Grün: störungsfrei, Gelb: leichte Störung, Rot: schwere Störung. 151

Tabelle 9 Weiterführende Informationen zu den Missionszielen und der Zirruswolken Situation während StratoClim-Kalamata. 151

Tabelle 10 Übersichtstabelle zu den Flugzeiten und Status der diskutierten Wolkenpartikel-Messgeräte für alle StratoClim Flüge in Katmandu 2017. Die Farbe indiziert den Gerätestatus: Grün: störungsfrei, Gelb: leichte Störung, Rot: schwere Störung. Das Versagen der Laserheizung der CIPgs wurde für alle Flüge als mittelschwere Störung mit hellgelb gekennzeichnet. 156

Tabelle 11 Missionsziele der Messflüge von StratoClim 2017. Beschreibung der Eiswolken Situation des Messtages 156

D Symbolverzeichnis

β	Rückstreurate in 1/km·sr
β_{ext}	Extinktionskoeffizient
β_m	Molekularer Rückstreukoeffizient in 1/(km·sr)
δ	Depolarisationsverhältnis von 0-1 in w.e. oder in %
δ_p	Partikel Depolarisationsverhältnis von 0-1 in w.e. oder in %
δ_{res}	Auflösungsvermögen einer Diode der bildgebenden Instrumente in μm
λ	Wellenlänge in nm oder μm
P	Dichte von Eis ($0.917 \cdot 10^6 \text{ g/m}^3$)
Φ	Geopotenzielle Höhe $g \cdot z$
κ	Adiabatenexponent = c_p/c_v
θ	Potenzielle Temperatur in Kelvin berechnet aus UCSE Daten nach (Stull 2017)
τ	Optische Dicke nach (Garrett 2008)
σ	Standardabweichung
ξ	Korrekturfaktor der Messvolumen-Kompression nach (Weigel et al. 2016)
A	$A = FD/4$ projizierte Flächendichte nach (Schumann et al. 2011)
ADR	Aerosol Depolarisationsrate nach (Frey 2011)
AR	<i>Area ratio</i> – Flächenverhältnis von Partikelbildern
$ASPR$	<i>Aspect ratio</i> – Aspektverhältnis von Partikelbildern
a	Konstante bei IWC_p Berechnung nach Krämer et al. (2016) oder allg. Koeffizient
b	Konstante bei IWC_p Berechnung nach Krämer et al. (2016) oder allg. Koeffizient
BSC	Rückstreukoeffizient in 1/(km·sr)
$BSC_{\perp}$	Orthogonal polarisierte Rückstreurate
$BSC_{\parallel}$	Parallel polarisierte Rückstreurate
C	Formfaktor für Eiskristalle nach (Schumann et al. 2011)
c	Bildfeldtiefenkonstante nach (Knollenberg 1970) oder allg. Variable
c_p	Spezifische Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck (29.07 J/mol·K) bezogen auf Standardatmosphäre
c_v	Spezifische Wärmekapazität von Luft bei konstantem Volumen (20.764 J/mol·K) bezogen auf Standardatmosphäre
CWC	<i>Condensed water c.ontent</i> in $\text{g/m}^3 = IWC$
CTT	<i>Cloud Top Temperature</i> –Temperatur an der Wolkenoberseite in K
d	Kantenlänge der Bildpunkte einer Diodenzeile in μm
D	Partikel Durchmesser allgemein in μm
D_i	Partikel Durchmesser allgemein in μm , Index i als Platzhalter für die jeweils verwendete Bildauswertungsmethode
D_S	Partikeldurchmesser nach kleinster umschließender Kreis Methode in μm
D_A	Partikeldurchmesser nach Äquivalentflächen Methode in μm
D_H	Partikeldurchmesser der Pythagoras Methode in μm
D_X	Partikeldurchmesser der maximalen Dimension in Flug-Richtung in μm
D_Y	Partikeldurchmesser der maximalen Dimension in Photodiodenzeilen-Richtung in μm
D_{max}	Maximaler Partikeldurchmesser einer Größenverteilung in μm
$D_{j,\text{oben}}$	Obergrenze der Partikelgrößenklasse in μm

$D_{j,unten}$	Untergrenze der Partikelgrößenklasse in μm
D_p	Breite einer Partikel Größenklasse in μm
D_{DSV}	Partikeldurchmesser der kombinierten SV-Methode in μm
DOF	Bildfeldtiefe der bildverarbeitenden Instrumente in μm
$dPAS$	Kleinste anzunehmende Differenz zwischen den beiden $PAS \pm \Delta PAS$ Messungen der Instrumente
$dPAS_glt$	Geglättetes 10s Mittel der Abweichung von $dPAS$
E	Verstärkungsfaktor für die IWC_m Berechnung
$ft.$	Längeneinheit Fuß ($1ft. = 0.3048\text{m}$)
f_{CPU}	Abtastfrequenz der Diodenzeile der bilderverarbeitenden Instrumente
FD	Flächendichte einer Partikelpopulation nach (Schumann et al. 2011)
g	Erdbeschleunigung (9.81 m/s^2)
$H_2O_{(FISH)}$	Von FISH gemessener Gesamtwassergehalt in ppmv
$H_2O_{(FLASH)}$	Von FLASH gemessener Gasphasenwassergehalt in ppmv
I_L	Laserstrom in mA
IWC_m	<i>Ice Water Content</i> - gemessener Eiswassergehalt in g/m^3
IWC_p	<i>Ice Water Content</i> - berechneter Eiswassergehalt in g/m^3 nach (Krämer et al. 2016)
$I_{ }$	Streulichtintensität der Rückstreuung mit paralleler Polarisation
$I_{\perp}$	Streulichtintensität der Rückstreuung mit orthogonaler Polarisation
I_R	Streulichtintensität des rückgestreuten Lichts
LV	Lidar Verhältnis Q_{ext}/BSC in sr
M	Machzahl berechnet nach (DMT 2012)
M_P	Montgomery Potenzial in kgkm^2/s^2
n_{ij}	Summe aller Messereignisse pro Sekunde i und Größenklasse j
n_{EIS}	Brechungsindex von Eis ($0.917 \cdot 10^6 \text{ g/m}^3$)
N	Partikel Anzahlkonzentration in cm^{-3}
N_{max}	Maximale Anzahlkonzentration pro Größenverteilung in cm^{-3}
N_{min}	Minimale Anzahlkonzentration pro Größenverteilung in cm^{-3}
N_{tot}	Anzahl abgeschatteter Dioden auf Diodenzeilenfeld
p_A	Statische Luftdruck Messung der Flugzeug-Avionik UCSE
p_i	Statische Luftdruck Messung des jeweiligen Instruments i
p_s	Statischer Luftdruck in hPa
PAS	<i>Probe Airspeed</i> - Anströmgeschwindigkeit im Messvolumen in m/s
PAS_i	Anströmgeschwindigkeit im Messvolumen des jeweiligen Instruments i in m/s
Q_C	Dynamischer Staudruck in hPa
$Q(r)$	Streukoeffizient pro Partikel mit Radius r
Q_{ext}	Extinktionskoeffizient
r	Partikelradius in μm
r_{min}	Minimaler Partikelradius im Messbereich der Instrumente in μm
R	Rückstreuverhältnis in %
R_{dry}	Spezifische Gaskonstante für trockene Luft (287.058 J/kgK)
RH_i	Relative Feuchte über Eis in % berechnet nach (Murphy und Koop 2005)
R_{eff}	Effektiver Partikelradius in μm berechnet nach (Schumann et al. 2011)
R_{vol}	Mittlerer Partikel-Volumenradius in μm^3 berechnet nach (Schumann et al. 2011)
R_{area}	Mittlerer Partikel-Flächenradius in μm^2 berechnet nach (Schumann et al. 2011)

SA	Sample Area – Messfläche der Wolkenpartikelmessgeräte in μm^2
SV	Sample Volume – Messvolumen der Wolkenpartikelmessgeräte in μm^3
t_m	Messzeit eines Partikelereignisses in s
T_a	Umgebungstemperatur, kompressionskorrigiert in $^{\circ}\text{C}$ oder K
T_A	Umgebungstemperatur Messung der Flugzeug-Avionik UCSE in K
T_m	Gemessene Umgebungstemperatur in $^{\circ}\text{C}$ oder K
T_{stat}	Statische Lufttemperatur in $^{\circ}\text{C}$ oder K, wobei $T_a = T_{stat}$
T_{pot}	Potentielle Temperatur in K aus UCSE Daten nach (Stull 2017)
T_L	Lasertemperatur in $^{\circ}\text{C}$
TAS	True Airspeed – Fluggeschwindigkeit in m/s
TAS_A	True Airspeed Messung der Flugzeug-Avionik UCSE i m/s
VD	Volumendichte einer Partikelpopulation nach (Schumann et al. 2011)
V_D	Diodenspannung in V
w_{eff}	Effektive Diodenzeilenweite in μm
z	Höhe über Meeresspiegel MSL in m
Z_{DOF}	Abstand in dem ein Partikel die Bildebene im Messvolumen passiert in μm

E Abkürzungsverzeichnis

AIRTOSS	Aircraft Towed Sensor Shuttle
AMA	Asiatische Monsun Antizyklone
AMICA	Airborne Mid-Infrared Cavity Enhanced Spectrometer
ASM	Area Sizing Methode
AR	Area ratio - Flächenverhältnis
ASPR	Aspect ratio - Aspekverhältnis
ATAL	Asian Tropopause Aerosol Layer
ATTL	Asian Tropopause Transition Layer
BSC	Backscatter coefficient
C3S	Copernicus Climate Change Service
CAS-DPOL	Cloud Aerosol Spectrometer with Detector for Polarization
CCP	Cloud Combination Probe
CCP-CDP	Cloud Combination Probe - Cloud Droplet Probe
CCP-CIPgs	Cloud Combination Probe - Cloud Imaging Probe grayscale
ChiWIS	Chicago Water Isotope Spectrometer
CIMS	Chemical Ionization Mass Spectrometry
CIP	Cloud Imaging Probe
CLS	Confined Lower Stratosphere
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, Frankreich
CNR	Consiglio Nazionale delle Ricerche, Rom, Italien
COLD	Cryogenically Operated Laser Diode
COPAS	Condensation Particle counting System
CPT	Cold Point Tropopause
CWC	Condensed Water Content

DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e. V.
DOF	Depth of Field
DMT	Droplet Measurement Technologies LCC
DSV	Double Sample Volume
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecast
ECCC	Environment and Climate Change Canada
ERICA	ERC Instrument for the Chemical Composition of Aerosols
ERA-5	ECMWF Reanalysis dataset fifth generation
ETH	Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich
EUFAR	European Facility for Airborne Research
FISH	Fast In-situ Stratospheric Hygrometer
FLASH	Fluorescent Lyman-Alpha Stratospheric Hygrometer
FOZAN	Fast Ozone Analyzer
FP7-ENV2013	7th Framework Package, Environment 2013, Förderprogramm für StratoClim
FZJ	Forschungszentrum Jülich GmbH
GLORIA	Gimballed Limb Observer for Radiance Imaging of the Atmosphere
HAGAR	High Altitude Gas Analyzer
HALO	High Altitude Long Range Research Aircraft
HAPACO	High Altitude Particle Collector
IDL	Interactive Data Language
ICOS	Integrated Cavity Output Spectroscopy
IPAMZ	Institut für Physik der Atmosphäre, Mainz
ITCZ	Inner Tropical Convergence Zone
LRM	Lapse Rate Minimum – Minimum des atmosphärischen Temperaturgradienten
LIDAR	Light Detection and Ranging
LMD-ENS	Le Laboratoire de Météorologie Dynamique du Ecole Nationale Supérieure, Paris
M-55	Geophysica Flugzeug-Typenbezeichnung
MAL	Miniature Aerosol Lidar
MAS	Multiwavelength Aerosol Spectrometer
MDB	Myasishchev Design Bureau
MPIC	Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz
MSL	Mean sea level – Höhe über Meeresspiegelniveau
MV	Mischungsverhältnis(se)
NAST	Nepal Academy of Science and Technology, Katmandu
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NIXE-CAPS	Novel Ice Experiment-Cloud and Aerosol Particle Spectrometer
PAS	Probe Airspeed
PADS3	Particle Acquisition Data System 3
PIP	Precipitation Imaging Probe
SA	Sample Area
SECM	Smallest Enclosing Circle Methode
SIOUX	Stratospheric Observation Unit for Nitrogen Oxides
SODA	Software for Optical Array Probe Data Analysis
StratoClim	Stratospheric and Upper Tropospheric Processes for Better Climate Predictions
STRATOMASS	Stratospheric Time of Flight Mass Spectrometer
STJ	Subtropical Jet

SV	Sample Volume
TAS	True Airspeed
TEJ	Tropical Easterly Jet
TDC	Thermo-Dynamic Complex
UCAR	University Cooperation for Atmospheric Research
UofOk	The University of Oklahoma
UCSE	Unit for Connection with Scientific Equipment
UHSAS-A	Ultra High Sensitivity Aerosol Spectrometer - Airborne
UTLS	Upper Troposphere / Lower Stratosphere

F Literaturverzeichnis

Adriani et al. (1999) 'Multiwavelength Aerosol Scatterometer for Airborne Experiments to Study the Optical Properties of Stratospheric Aerosol', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, American Meteorological Society, 16(10), doi: 10.1175/1520-0426(1999)016<1329:MASF&E>2.0.CO;2.

Akimoto (2016) 'Atmospheric Reaction Chemistry', In: *Springer Atmospheric Sciences*, Springer Verlag.

Analog Devices (2013) Datenblatt 'AD590. 2-Terminal IC Temperature Transducer'. Herausgeber: Analog Devices Inc, Norwood, Massachusetts, USA

Arvo (1991) 'Graphics Gems 2', Academic Press Professional. ISBN 0-12-059756-X.

Bansemmer (2017) 'SODA-2 Data Processing Software Manual', Herausgeber: Aaron Bansemmer, NCAR, Boulder, Colorado, USA.

Bansemmer (2018) 'SODA Software', In: *Github-Verzeichnis von Aaron Bansemmer*, Verfügbar unter: <https://github.com/abansemmer/soda2> (Abgerufen am: 10 März 2019).

Bass und Mahajan (2010) 'Handbook of Optics - Volume I: geometrical and physical optics, polarized light, components and instruments', 3rd Edition, McGraw-Hill Verlag.

Baumgardner (1983) 'An Analysis and Comparison of Five Water Droplet Measuring Instruments', In: *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(5), doi: 10.1175/1520-0450(1983)022<0891:aaacof>2.0.co;2.

Baumgardner et al. (2001) 'The cloud, aerosol and precipitation spectrometer: A new instrument for cloud investigations', In: *Atmospheric Research*, 59–60, doi: 10.1016/S0169-8095(01)00119-3.

Baumgardner et al. (2011) 'Airborne instruments to measure atmospheric aerosol particles, clouds and radiation: A cook's tour of mature and emerging technology', In: *Atmospheric Research*, 102(1–2), doi: 10.1016/j.atmosres.2011.06.021.

Baumgardner (2017a) 'Single Particle Spectrometers : Uncertainties and Limitations', Präsentation in: *EUFAR Workshop 2017*, DLR, Oberpfaffenhofen, Deutschland.

Baumgardner et al. (2017) 'Chapter 9 - Cloud Ice Properties: In Situ Measurement Challenges', *AMS Meteorological Monographs*, 58, pp. 9.1-9.23. doi: 10.1175/amsmonographs-d-16-0011.1.

Baumgardner und Korolev (1997) 'Airspeed corrections for optical array probe sample volumes', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14(5), doi: 10.1175/1520-0426(1997)014<1224:ACFOAP>2.0.CO;2.

Bernath et al. (2010) 'Asian Monsoon Transport of Pollution to the Stratosphere', In: *Science*, 328(5978), doi: 10.1126/science.1182274.

Bohren, Huffman und Clothiaux (2009) 'Absorption and Scattering of Light by Small Particles', Wiley-VCH Verlag, doi: 10.1088/0031-9112/35/3/025.

Bollasina et al. (2014) 'Contribution of local and remote anthropogenic aerosols to the twentieth century weakening of the South Asian Monsoon Massimo', In: *Geophysical Research Letters*. doi: 10.1002/2013GL058183.

Bott (2012) 'Synoptische Meteorologie', Springer Spektrum Verlag. ISBN 978-3-642-25121-4, doi: 10.1007/978-3-642-25122-1.

Boucher et al. (2013) 'IPCC 2013 Chapter 7 - Clouds and aerosols', In: *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 9781107057, Seite: 571–658. doi: 10.1017/CBO9781107415324.016.

Brunamonti et al. (2018) 'Balloon-borne measurements of temperature, water vapor, ozone and aerosol backscatter on the southern slopes of the Himalayas during StratoClim 2016-2017', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(21), doi: 10.5194/acp-18-15937-2018.

Bucci et al. (2020) 'Deep-convective influence on the upper troposphere-lower stratosphere composition in the Asian monsoon anticyclone region: 2017 StratoClim campaign results', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20, doi: 10.5194/acp-20-12193-2020.

Buontempo et al. (2003) 'The detection of clouds and aerosols with the backscatter sonde mas during the M55 geophysica campaign for ENVISAT validation', In: *European Space Agency, (Special Publication) ESA SP*, (530).

Buontempo et al. (2006) 'Optical measurements of atmospheric particles from airborne platforms: In situ and remote sensing instruments for balloons and aircrafts', In: *Annals of Geophysics*, 49(1), doi: 10.4401/ag-3149.

Butchart (2014) 'The Brewer-Dobson circulation', In: *Reviews of Geophysics*, 52(2), doi: 10.1002/2013RG000448.

Cairo et al. (1999) 'Comparison of various linear depolarization parameters measured by lidar', In: *Applied Optics*, 38(21), doi: 10.1364/ao.38.004425.

Cairo et al. (2011) 'A comparison of light backscattering and particle size distribution measurements in tropical cirrus clouds', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(3), doi: 10.5194/amt-4-557-2011.

Chen, Chiang und Nee (2002) 'Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds', In: *Appl. Opt. OSA*, 41(30), doi: 10.1364/AO.41.006470.

Clouser, Sarkozy und Moyer (2018) 'Improved light collection in OA-ICOS cells using non-axially-symmetric optics', In: *Applied Optics*, 57(21), doi: 10.1364/AO.57.006252.

Corti et al. (2006) 'The impact of cirrus clouds on tropical troposphere-to-stratosphere transport', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(9), doi: 10.5194/acp-6-2539-2006.

Corti et al. (2008) 'Unprecedented evidence for deep convection hydrating the tropical stratosphere', In: *Geophysical Research Letters*, 35. doi: doi:10.1029/2008GL033641.

Costa (2017) 'Mixed-phase and ice cloud observations with NIXE-CAPS', *Dissertationschrift Bergische Universität Wuppertal*, 2017. In: *Schriften des Forschungszentrum Jülich, Reihe Energie & Umwelt / Band 397*. ISBN 978-3-95806-273-3.

D'Amato et al. (2018) 'COLD : a mid-infrared quantum cascade laser spectrometer for in-situ airborne measurement of stratospheric trace gases', In: *EGU2018 - Geophysical Research Abstracts*. EGU General Assembly 2018, S. 7823.

Davis et al. (2007) 'Comparisons of in situ measurements of cirrus cloud ice water content', In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(10), doi: 10.1029/2006JD008214.

Davis et al. (2010) 'In situ and lidar observations of tropopause subvisible cirrus clouds during TC4', In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(17), doi: 10.1029/2009JD013093.

Dethof et al. (1999) 'A mechanism for moistening the lower stratosphere involving the Asian summer monsoon', In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(556), doi: 10.1002/qj.1999.49712555602.

DMT (2009a) *Data Analysis User's Guide Chapter I: Single Particle Light Scattering*. Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC, Boulder, Colorado, USA.

DMT (2009b) *Data Analysis User's Guide Chapter II: Single Particle Imaging*. Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC.

DMT (2010) *Operators Manual - Cloud Combination Probe (CCP)*. Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC, Boulder, Colorado, USA.

DMT (2011a) *Cloud, Aerosol and Precipitation Spectrometer (CAPS)*. Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC, Boulder, Colorado, USA.

DMT (2011b) *Operators Manual - Precipitation Imaging Probe (PIP)*. Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC, Boulder, Colorado, USA.

DMT (2011c) *Particle Analysis and Display System (PADS): Telemetry Module & Operators Manual*. Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC, Boulder, Colorado, USA.

DMT (2012) *Operators Manual - Cloud Imaging Probe grayscale (CIPgs)*. Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC, Boulder, Colorado, USA.

DMT (2014a) *Operators Manual - Cloud Droplet Probe (CDP)*. Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC, Boulder, Colorado, USA.

DMT (2014b) *Operators Manual - Cloud Imaging Probe (CIP)*, Herausgeber: Droplet Measurement Technologies LLC, Boulder, Colorado, USA.

Ebert et al. (2016) 'Chemical analysis of refractory stratospheric aerosol particles collected within the arctic vortex and inside polar stratospheric clouds', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(13), pp. 8405–8421. doi: 10.5194/acp-16-8405-2016.

EUFAR (2017) 'EUFAR Workshop 2017', Präsentation und persönliche Gespräche in: *EUFAR Workshop 2017*, DLR, Oberpfaffenhofen, Deutschland.

Faber, French und Jackson (2018) 'Laboratory and in-flight evaluation of measurement uncertainties from a commercial Cloud Droplet Probe (CDP)', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 11, doi: <https://doi.org/10.5194/amt-11-3645-2018>.

Field, Heymsfield und Bansemer (2006) 'Shattering and particle interarrival times measured by optical array probes in ice clouds', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(10), doi: 10.1175/JTECH1922.1.

Frey et al. (2009) 'A new airborne tandem platform for collocated measurements of microphysical cloud and radiation properties', *Atmospheric Measurement Techniques*, 2(1), doi: 10.5194/amt-2-147-2009.

Frey (2011) 'Airborne in situ measurements of ice particles in the tropical tropopause layer' *Dissertationsschrift Johannes Gutenberg-Universität Mainz*, 2011.

Frey et al. (2011) 'In situ measurements of tropical cloud properties in the West African Monsoon: Upper tropospheric ice clouds, mesoscale convective system outflow, and subvisual cirrus', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(12), doi: 10.5194/acp-11-5569-2011.

Frey et al. (2014) 'Tropical deep convective life cycle: Cb-anvil cloud microphysics from high-altitude aircraft observations', *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23), doi: 10.5194/acp-14-13223-2014.

Friedl-Vallon et al. (2014) 'Instrument concept of the imaging Fourier transform spectrometer GLORIA', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(10), doi: 10.5194/amt-7-3565-2014.

Fueglistaler et al. (2009) 'Tropical tropopause layer', In: *Reviews of Geophysics*, 47(1), doi: 10.1029/2008RG000267.

Garny und Randel (2013) 'Dynamic variability of the Asian monsoon anticyclone observed in potential vorticity and correlations with tracer distributions', In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(24), doi: 10.1002/2013JD020908.

Garny und Randel (2016) 'Transport pathways from the Asian monsoon anticyclone to the stratosphere', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(4), doi: 10.5194/acp-16-2703-2016.

Garrett (2008) 'Observational quantification of the optical properties of cirrus cloud', In: *Light Scattering Reviews* 3, doi: 10.1007/978-3-540-48546-9_1.

Gasparini et al. (2018) 'Cirrus cloud properties as seen by the CALIPSO satellite and ECHAM-HAM global climate model', In: *Journal of Climate*, 31(5), doi: 10.1175/JCLI-D-16-0608.1.

Giannakaki et al. (2007) 'Optical and geometrical characteristics of cirrus clouds over a Southern European lidar station', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(21), doi: 10.5194/acp-7-5519-2007.

Guha et al. (2017) 'Tropopause height characteristics associated with ozone and stratospheric moistening during intense convective activity over Indian sub-continent', In: *Global and Planetary Change*. Elsevier, 158(August), doi: 10.1016/j.gloplacha.2017.09.009.

Guo, Turner und Highwood (2016) 'Local and remote impacts of aerosol species on indian summer monsoon rainfall in a GCM', In: *Journal of Climate*, 29(19), doi: 10.1175/JCLI-D-15-0728.1.

Gurganus et al. (2018) 'Laboratory and flight tests of 2D imaging probes: Toward a better understanding of instrument performance and the impact on archived data', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 35(7), doi: 10.1175/JTECH-D-17-0202.1.

Heymsfield (1986) 'Ice particles observed in a cirriform cloud at -83oC and implications for polar stratospheric clouds.', In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, doi: 10.1175/1520-0469(1986)043<0851:IPOIAC>2.0.CO;2.

Heymsfield et al. (2017) 'Chapter 2 - Cirrus Clouds', In: *AMS Meteorological Monographs*, 58, doi: 10.1175/amsmonographs-d-16-0010.1.

- Homan et al. (2010) 'Tracer measurements in the tropical tropopause layer during the AMMA/SCOUT-O3 aircraft campaign', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(8), doi: 10.5194/acp-10-3615-2010.
- Honeywell (2018) Datenblatt 'Honeywell Datasheet- Pressure Sensors 140PC Series'. Herausgeber Honeywell International Inc., Morristown, New Jersey, USA.
- Hünig et al. (2020) 'Design and characterization of a novel aerosol mass spectrometer combining laser ablation and flash vaporization techniques for aircraft application at high altitudes', *In Vorbereitung*.
- Hünig (2020) 'Development, characterization, and first field deployments of a novel aerosol mass spectrometer combining laser ablation and flash vaporization techniques for aircraft application at high altitudes', *Dissertationsschrift Johannes Gutenberg-Universität Mainz*, 2020.
- Kaiser et al. (2006) 'Probing stratospheric transport and chemistry with new balloon and aircraft observations of the meridional and vertical N₂O isotope distribution', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(11), doi: 10.5194/acp-6-3535-2006.
- Khattatov (2019) 'Development, calibration and deployment of an airborne chemical ionization mass spectrometer for trace gas measurements', *Dissertationsschrift Bergische Universität Wuppertal*, 2019. <https://doi.org/10.25926/d60p-tp53>.
- Kitano (2018) 'Quellcode für netCDF Datenimport in IGOR Pro 7.' Verfügbar unter: http://www.wavemetrics.net/Downloads/FTP_Archive/IgorPro/User_Contributions/NetCDFLoader10Win.zip (Zugriff am: 10 März 2019).
- Klingebiel (2015) 'Flugzeuggetragene in-situ Messungen zur Eis- und Flüssigphase troposphärischer Wolken', *Dissertationsschrift Johannes Gutenberg-Universität Mainz*, 2015.
- Kloss (2017) 'Carbonyl Sulfide in the Stratosphere: airborne instrument development and satellite based data analysis', *Dissertationsschrift Bergische Universität Wuppertal*, 2017. In: *Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Energie & Umwelt / Band 399*. ISBN 978-3-95806-276-4
- Knollenberg (1970) 'The Optical Array: An Alternative to Scattering or Extinction for Airborne Particle Size Determination', In: *Journal of Applied Meteorology*, doi: 10.1175/1520-0450(1970)009<0086:TOAAAT>2.0.CO;2.
- Korolev, Strapp und Isaac (1998) 'Evaluation of the accuracy of PMS optical array probes', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(3), doi: 10.1175/1520-0426(1998)015<0708:EOTAOP>2.0.CO;2.
- Korolev und Isaac (2003) 'Roundness and Aspect Ratio of Particles in Ice Clouds', In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(15), doi: 10.1175/1520-469(2003)060<1795:RAAROP>2.0.CO;2.
- Korolev (2007) 'Reconstruction of the Sizes of Spherical Particles from Their Shadow Images. Part I: Theoretical Considerations', *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(1), doi: 10.1175/JTECH1980.1.
- Korolev et al. (2011) 'Small ice particles in tropospheric clouds: Fact or artifact? Airborne icing instrumentation evaluation experiment', In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(8), doi: 10.1175/2010BAMS3141.1.
- Korolev et al. (2013) 'Quantification of the effects of shattering on airborne ice particle measurements', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30(11), doi: 10.1175/JTECH-D-13-00115.1.

- Korolev und Field (2015) 'Assessment of the performance of the inter-arrival time algorithm to identify ice shattering artifacts in cloud particle probe measurements', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(2), doi: 10.5194/amt-8-761-2015.
- Korolev et al. (2017) 'Chapter 5 - Mixed-Phase Clouds: Progress and Challenges', In: AMS Meteorological Monographs, 58, doi: 10.1175/amsmonographs-d-16-0010.1.
- Kostinski und Jameson (2000) 'On the spatial distribution of cloud particles', In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(7), doi: 10.1175/1520-0469(2000)057<0901:OTSDOC>2.0.CO;2.
- Krämer et al. (2016) 'A microphysics guide to cirrus clouds – Part 1: Cirrus types', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(5), doi: 10.5194/acp-16-3463-2016.
- Krämer et al. (2020) 'A microphysics guide to cirrus – Part 2: Climatologies of clouds and humidity from observations', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20, doi: 10.5194/acp-20-12569-2020.
- Kraus (2004) 'Die Atmosphäre der Erde - Eine Einführung in die Meteorologie', Springer-Verlag, ISBN: 3-540-20656-6, doi: 10.1007/3-540-35017-9.
- Kupc et al. (2018) 'Modification, calibration, and performance of the Ultra-High Sensitivity Aerosol Spectrometer for particle size distribution and volatility measurements during the Atmospheric Tomography Mission (ATom) airborne campaign', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(1), doi: 10.5194/amt-11-369-2018.
- Lamb et al. (2015) 'Laboratory measurements of HDO/H₂O isotopic fractionation during ice deposition in simulated cirrus clouds', *PNAS*. doi: 10.1073/pnas.1618374114.
- Lance et al. (2010) 'Water droplet calibration of the Cloud Droplet Probe (CDP) and in-flight performance in liquid, ice and mixed-phase clouds during ARCPAC', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(6), doi: 10.5194/amt-3-1683-2010.
- Larsen (2012) 'Scale Localization of Cloud Particle Clustering Statistics', In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(11), pp. 3277–3289. doi: 10.1175/jas-d-12-02.1.
- Larsen, Briner und Boehner (2014) 'On the recovery of 3D spatial statistics of particles from 1D measurements: Implications for airborne instruments', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(10), doi: 10.1175/JTECH-D-14-00004.1.
- Laube et al. (2010) 'Fractional release factors of long-lived halogenated organic compounds in the tropical stratosphere', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(3), doi: 10.5194/acp-10-1093-2010.
- Lawson und Baker (2006) 'Improvement in Determination of Ice Water Content from Two-Dimensional Particle Imagery. Part II: Applications to Collected Data', In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(9), doi: 10.1175/jam2399.1.
- Lawson et al. (2008) 'Aircraft measurements of microphysical properties of subvisible cirrus in the tropical tropopause layer', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(6), doi: 10.5194/acp-8-1609-2008.
- Lawson et al. (2019) 'A Review of Ice Particle Shapes in Cirrus formed In Situ and in Anvils', In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(17–18), doi: 10.1029/2018JD030122.
- Lee et al. (2019) 'Convective hydration in the tropical tropopause layer during the StratoClim aircraft campaign: Pathway of an observed hydration patch', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(18), doi: 10.5194/acp-19-11803-2019.

Legras und Bucci (2020) 'Confinement of air in the Asian monsoon anticyclone and pathways of convective air to the stratosphere during summer season', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20, doi: 10.5194/acp-20-11045-2020.

Lelieveld et al. (2018) 'The south asian monsoon - pollution pump and purifier', In: *Science*, 361(6399), doi: 10.1126/science.aar2501.

Luebke et al. (2013) 'Ice water content of Arctic, midlatitude, and tropical cirrus - Part 2: Extension of the database and new statistical analysis', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(13), doi: 10.5194/acp-13-6447-2013.

Mahnke (2018) 'Untersuchungen zu Wolkenbildung und Aerosolmikrophysik in der tropischen Troposphäre und UTLS: Messtechnik und flugzeuggetragene in-situ Beobachtungen', *Dissertationsschrift Johannes Gutenberg-Universität Mainz*, 2018.

Martins, Noel und Chepfer (2011) 'Properties of cirrus and subvisible cirrus from nighttime Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), related to atmospheric dynamics and water vapor', In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(2), doi: 10.1029/2010JD014519.

Matthey et al. (2000) 'Miniature aerosol lidar for automated airborne application', In: *Proc. SPIE 4035, Laser Radar Technology and Applications V*. doi: <https://doi.org/10.1117/12.397821>.

Maucher et al. (2015) 'The mechanical and thermal setup of the GLORIA spectrometer', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(4), doi: 10.5194/amt-8-1773-2015.

McFarquhar et. al. (2017) 'Chapter 11 - Processing of Ice Cloud In Situ Data Collected by Bulk Water, Scattering , and Imaging Probes : Fundamentals , Uncertainties , and Efforts toward Consistency', In: *AMS Meteorological Monographs*, 58, doi: 10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0007.1.

McFarquhar, Baumgardner und Heymsfield (2017) 'Background and Overview', In: *AMS Meteorological Monographs*, 58, doi: 10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0018.1.

Meyer (2013) 'Ice Crystal Measurements with the New Particle Spectrometer NIXE-CAPS', *Dissertationsschrift Universität Wuppertal*, 2011. In: *Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Energie & Umwelt / Band 160*. ISBN 978-3-89336-840-2.

Meyer et al. (2015) 'Two decades of water vapor measurements with the FISH fluorescence hygrometer: A review', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(14). doi: 10.5194/acp-15-8521-2015.

Miloshevich et al. (2002) 'A General Approach for Deriving the Properties of Cirrus and Stratiform Ice Cloud Particles', In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(1), doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<0003:agafdt>2.0.co;2.

Mishchenko, Travis und Mackowski (1996) 'T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review', In: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 55(5), doi: 10.1016/0022-4073(96)00002-7.

Mitev, Matthey und Makarov (2011) 'Compact micro-pulse backscatter Lidar and examples of measurements in the planetary boundary layer', In: *Romanian Reports of Physics*, 56(3–4).

Molleker (2013) 'Charakterisierung von optischen Partikelspektrometern und in-situ Messungen zur Mikrophysik der polaren Stratosphärenwolken', *Dissertationsschrift Johannes Gutenberg-Universität Mainz*, 2013.

Murphy und Koop (2005) 'Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications', In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(608), 539–1565. doi: 10.1256/qj.04.94.

MDB (2002) 'High-altitude M55 Geophysica aircraft: Investigators Handbook', In: *MDB Handbuch Geophysica*, 3rd edition. Herausgeber: Myasishchev Design Bureau, Moskau, Russland.

Natural Earth (2019) 'Natural Earth GIS-Datensätze', *Creative commons Lizenz*. Verfügbar unter: <http://www.naturalearthdata.com> (Abgerufen am 12.07.2019).

Nützel et al. (2019) 'Quantification of water vapour transport from the Asian monsoon to the stratosphere', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(13), doi: 10.5194/acp-19-8947-2019.

O'Shea et al. (2020) 'Characterising optical array particle imaging probes : implications for small ice crystal observations', In: *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, doi: 10.5194/amt-2020-265.

Pan et al. (2016) 'Transport of chemical tracers from the boundary layer to stratosphere associated with the dynamics of the asian summer monsoon', In: *Journal of Geophysical Research*, 121(23), doi: 10.1002/2016JD025616.

Pandit et al. (2015) 'Long-term trend analysis and climatology of tropical cirrus clouds using 16 years of lidar data set over Southern India', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(24), doi: 10.5194/acp-15-13833-2015.

Papula (2008) 'Mathematik für Ingenieure und Naturwissenschaftler Band 3', 5.Aufl., Vieweg-Verlag.

Park et al. (2007) 'Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers', In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(16), doi: 10.1029/2006JD008294.

Peter et al. (2003) 'Ultrathin Tropical Tropopause Clouds (UTTCs): I. cloud morphology and occurrence', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3(4), doi: 10.5194/acp-3-1083-2003.

Platt et al. (1999) 'Backscatter-to-extinction ratios in the top layers of tropical mesoscale convective systems and in isolated cirrus from LITE observations', In: *Journal of Applied Meteorology*, 38(9), doi: 10.1175/1520-0450(1999)038<1330:BTERIT>2.0.CO;2.

Plöger et al. (2015) 'A potential vorticity-based determination of the transport barrier in the Asian summer monsoon anticyclone', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(22), doi: 10.5194/acp-15-13145-2015.

Plöger et al. (2017) 'Quantifying pollution transport from the Asian monsoon anticyclone into the lower stratosphere', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(11), doi: 10.5194/acp-17-7055-2017.

Popovic und Plumb (2002) 'Eddy Shedding from the Upper-Tropospheric Asian Monsoon Anticyclone', In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(1), doi: 10.1175/1520-0469(2001)058<0093:esftut>2.0.co;2.

Randel und Park (2006) 'Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS)', In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111(12), doi: 10.1029/2005JD006490.

- De Reus et al. (2009) 'Evidence for ice particles in the tropical stratosphere from in-situ measurements', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(18), doi: 10.5194/acp-9-6775-2009.
- Reverdy et al. (2012) 'On the origin of subvisible cirrus clouds in the tropical upper troposphere', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(24), doi: 10.5194/acp-12-12081-2012.
- Sassen und Cho (1992) 'Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research', In: *Journal of Applied Meteorology*, 31(11), doi: 10.1175/1520-0450(1992)031<1275:STCLDF>2.0.CO;2.
- Sassen, Wang und Liu (2009) 'Cirrus clouds and deep convection in the tropics: Insights from CALIPSO and CloudSat', In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(21), doi: 10.1029/2009JD011916.
- Schlager et al. (2018) 'Measurements of SO₂, H₂SO₄, NO, HNO₃, and NO_y in the Asian Summer Monsoon Anticyclone during StratoClim', In: *EGU2018 - Geophysical Research Abstracts*. EGU General Assembly 2018, S. 11475.
- Schlenczek (2017) 'Airborne and ground-based holographic measurement of hydrometeors in liquid-phase, mixed-phase and ice clouds' *Dissertationsschrift Johannes Gutenberg-Universität Mainz*, 2017.
- Schmitt (2003) 'Aufbau und Erprobung eines in-Situ NO/NO_y-Mess-Systems am Höhenforschungsflugzeug M55-Geophysica'. *Dissertationsschrift Ludwig Maximilian-Universität München*, 2003.
- Schumann et al. (2011) 'Effective radius of ice particles in cirrus and contrails', In: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(2), doi: 10.1175/2010JAS3562.1.
- Shaw (2003) 'Particle-turbulence interactions in atmospheric clouds', In: *Annual Review of Fluid Mechanics*, 35, doi: 10.1146/annurev.fluid.35.101101.161125.
- Shur, Sitnikov und Drynkov (2007) 'A mesoscale structure of meteorological fields in the tropopause layer and in the lower stratosphere over the southern tropics (Brazil)', In: *Russian Meteorology and Hydrology*, 32(8), doi: 10.3103/s106837390708002x.
- Sitnikov et al. (2007) 'The FLASH instrument for water vapor measurements on board the high-altitude airplane', In: *Instruments and Experimental Techniques*, 50(1), doi: 10.1134/S0020441207010174.
- Solomon et al. (2010) 'Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming', In: *Science*, 327(5970), pp. 1219–1223. doi: 10.1126/science.1182488.
- Spreitzer, Marschallik und Spichtinger (2017) 'Subvisible cirrus clouds-A dynamical system approach', In: *Nonlinear Processes in Geophysics*, 24(3), doi: 10.5194/npg-24-307-2017.
- Stegmann (2015) 'Light scattering by non-spherical particles' *Dissertationsschrift Technische Universität Darmstadt*, 2015. In: *E-Publishing-Service der TU Darmstadt*. Verfügbar unter: <http://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de/5257> (Abgerufen am 12. März 2019).
- Stiller und Di Carlo (2020) 'Special issue | StratoClim stratospheric and upper tropospheric processes for better climate predictions', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, (ACP/AMT inter-journal Special issue).
- StratoClim (2019) 'StratoClim final report summary, CORDIS EU', Verfügbar unter: <https://cordis.europa.eu/project/id/603557/reporting> (Abgerufen am 12.10.2019)

Stroh et al. (2018) 'Overview of the StratoClim Asian Monsoon Aircraft Field Campaign', Präsentation In: 20th EGU General Assembly EGU 2018, Proceedings from the conference, S.18084.

Stull (2017) 'Practical Meteorology - An Algebra-based Survey of Atmospheric Science'. *Herausgeber: The University of British Columbia, Creative Commons Lizenz. ISBN-13: 978-0-88865-283-6*. Verfügbar unter: https://www.eoas.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/ (Zugriff am 06.10.2018).

Tobo et al. (2008) 'Summertime "ozone valley" over the Tibetan Plateau derived from ozonesondes and EP/TOMS data', In: *Geophysical Research Letters*, 35(16), doi: 10.1029/2008gl034341.

UCAR (2019) 'Informationen zum .netCDF Datenformat', Verfügbar unter: <https://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/docs/index.html> (Zugriff am: 10 März 2019).

Ulanovsky et al. (2001) 'The FOZAN-II Fast-Response Chemiluminescent Airborne Ozone Analyzer', In: *Instruments and Experimental Techniques*, 44(2), doi: 10.1023/A:1017535608026.

Vernier et al. (2018) 'BATAL: The balloon measurement campaigns of the Asian tropopause aerosol layer', In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(5), doi: 10.1175/BAMS-D-17-0014.1.

Viciani et al. (2008) 'A cryogenically operated laser diode spectrometer for airborne measurement of stratospheric trace gases', In: *Applied Physics B - Lasers and Optics*, 90, doi: 10.1007/s00340-007-2885-2.

Vogel et al. (2014) 'Fast transport from Southeast Asia boundary layer sources to northern Europe: Rapid uplift in typhoons and eastward eddy shedding of the Asian monsoon anticyclone', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23), doi: 10.5194/acp-14-12745-2014.

Vogel et al. (2019) 'Lagrangian simulations of the transport of young air masses to the top of the Asian monsoon anticyclone and into the tropical pipe', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(9), doi: 10.5194/acp-19-6007-2019.

Voigt et al. (2017) 'The airborne experiment on natural cirrus and contrail cirrus with the high-Altitude long-range research aircraft halo', In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(2), doi: 10.1175/BAMS-D-15-00213.1.

Wang et al. (1994) 'Tropical high cloud characteristics derived from SAGE II extinction measurements', In: *Atmospheric Research*, 34(1–4), doi: 10.1016/0169-8095(94)90081-7.

Warren und Brandt (2008) 'Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation', In: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(14), doi: 10.1029/2007JD009744.

Weigel (2005) 'Ultrafeine Aerosolpartikel in der Stratosphäre: Charakterisierung eines Kondensationskernzählers und in-situ-Messungen in polaren, mittleren und tropischen Breiten', *Dissertationsschrift Johannes Gutenberg-Universität Mainz*, 2005.

Weigel et al. (2009) 'Experimental characterization of the COndensation PArticle counting System for high altitude aircraft-borne application', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 2.

Weigel et al. (2016) 'Thermodynamic correction of particle concentrations measured by underwing probes on fast-flying aircraft', In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(10), doi: 10.5194/amt-9-5135-2016.

Wendisch und Brenguier (2013) 'Airborne Measurements for Environmental Research - Methods and Instruments', Wiley-VCH Verlag. Print ISBN: 978-3-527-40996-9.

Werner et al. (2010) 'Quantifying transport into the Arctic lowermost stratosphere', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(23), doi: 10.5194/acp-10-11623-2010.

Winker et al. (2009) 'Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11), doi: 10.1175/2009JTECHA1281.1.

Winker und Trepte (1998) 'Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE', In: *Geophysical Research Letters*, 25(17), doi: <https://doi.org/10.1029/98GL01292>.

Wu und McFarquhar (2016) 'On the impacts of different definitions of maximum dimension for nonspherical particles recorded by 2D imaging probes', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33(5), doi: 10.1175/JTECH-D-15-0177.1.

Yan et al. (2019) 'The efficiency of transport into the stratosphere via the Asian and North American summer monsoon circulations', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(24), doi: 10.5194/acp-19-15629-2019.

Yuan et al. (2019) 'Relationship between Asian monsoon strength and transport of surface aerosols to the Asian Tropopause Aerosol Layer (ATAL): Interannual variability and decadal changes', In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(3), doi: 10.5194/acp-19-1901-2019.

Yushkov et al. (1999) 'A chemiluminescent analyzer for stratospheric measurements of the ozone concentration (FOZAN)', In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(10), doi: 10.1175/1520-0426(1999)016<1345:ACAFSM>2.0.CO;2.

G Veröffentlichungen und Konferenzbeiträge

R. Weigel, P. Spichtinger, C. Mahnke, M. Klingebiel, A. Afchine, A. Petzold, M. Krämer, A. Costa, S. Molleker, P. Reutter, M. Szakáll, **M. Port**, L. Grulich, T. Jurkat, A. Minikin und S. Borrmann 'Thermodynamic correction of particle concentrations measured by underwing probes on fast-flying aircraft' In: *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, doi:10.5194/amt-9-5135-2016.

Voigt, C., Schumann, U., Minikin, A., Abdelmonem, A., Afchine, A., Borrmann, S., Boettcher, M., Buchholz, B., Bugliaro, L., Costa, A., Curtius, J., Dollner, M., Dörnbrack, A., Dreiling, V., Ebert, V., Ehrlich, A., Fix, A., Forster, L., Frank, F., Fütterer, D., Giez, A., Graf, K., Grooß, J.-U., Groß, S., Heimerl, K., Heinold, B., Hüneke, T., Järvinen, E., Jurkat, T., Kaufmann, S., Kenntner, M., Klingebiel, M., Klimach, T., Kohl, R., Krämer, M., Krisna, T. C., Luebke, A., Mayer, B., Mertes, S., Molleker, S., Petzold, A., Pfeilsticker, K., **Port, M.**, Rapp, M., Reutter, P., Rolf, C., Rose, D., Sauer, D., Schäfler, A., Schlage, R., Schnaiter, M., Schneider, J., Spelten, N., Spichtinger, P., Stock, P., Walser, A., Weigel, R., Weinzierl, B., Wendisch, M., Werner, F., Wernli, H., Wirth, M., Zahn, A., Ziereis, H., und Zöger, M. 'ML-CIRRUS – The airborne experiment on natural cirrus and contrail cirrus with the high-altitude long-range research aircraft HALO', In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi:10.1175/BAMS-D-15-00213.1, 2016.

V. Mitev, R. Matthey, V. Makarov, S. Bormann, R. Weigel, **M. Port**, C. Mahnke 'Cloud detection with airborne lidars in STRATOCLIM campaign' Präsentation in: *XXIV International Symposium "Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics" July 2-5, 2018, Tomsk*.

M. Port, O. Schlenczek, C. Mahnke, R. Weigel, S. Viciani, F. D'Amato, G. Belyaev, F. Stroh und S. Borrmann 'Observations of ice-clouds from deep convective outflow during the Asian monsoon 2017', Poster Präsentation in: *EGU General Assembly 2018, Wien, Österreich. Geophysical Research Abstracts, Vol. 20, EGU2018-17154*.

P. Reutter, **M. Port**, M. Voigt, R. Weigel, M. Klingebiel, C. Rolf, M. Krämer, M. Schnaiter, E. Järvinen, S. Groß, M. Wirth, P. Spichtinger und S. Borrmann 'Redistribution of water vapour and aerosol particles by cirrus clouds' Poster Präsentation in: *XVII International Conference on Clouds & Precipitation*, 2016, Manchester, UK.

O. Schlenczek, **M. Port**, C. Mahnke, R. Weigel, und S. Borrmann 'Characterization of hydrometeor sizes and shapes in the AMA region by in-situ airborne holography', Poster Präsentation in: *StratoClim Open Science Meeting*, 2019, Potsdam, Deutschland.

H Eigenständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, die vorliegende Dissertation selbstständig, ohne unautorisierte Hilfe und nur mit den angegebenen Quellen und Hilfsmitteln angefertigt zu haben. Alle Textpassagen, die im Wortlaut oder paraphrasierter Form aus veröffentlichter und unveröffentlichter Literatur stammen, sind von mir kenntlich gemacht worden und im Literaturverzeichnis enthalten. Sofern andere Menschen mit Beiträgen an dieser Dissertation beteiligt gewesen sind, habe ich diese im Detail in Abschnitt I. auf S. 194 aufgeführt. Beim Anfertigen dieser Dissertation habe ich die Richtlinien der wissenschaftlichen Praxis des Max-Planck-Instituts für Chemie und der Johannes Gutenberg-Universität Mainz befolgt. Weiterhin erkläre ich, dass ich noch keinen Promotionsversuch unternommen habe.

Mainz, den 29.04.2021

Unterschrift (Max Port)

I Beiträge zu dieser Arbeit

(nicht in der elektronischen Version enthalten)

J Danksagung

(nicht in der elektronischen Version enthalten)

K Lebenslauf

(nicht in der elektronischen Version enthalten)

