

---

HÖHENKORREKTUR VON  
SATELLITEN-WINDVEKTOREN (AMVs) MIT  
FLUGZEUGGETRAGENEN LIDARMESSUNGEN

---

Masterarbeit in der Meteorologie

Verfasserin: Kathrin Folger

Betreuer: Dr. Martin Weissmann

April 2012



Hans-Ertel-Zentrum (**HErZ**) für Wetterforschung  
Fachbereich Datenassimilation

am meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität  
München



## Kurzfassung

Satelliten-Windvektoren (engl.: „*Atmospheric Motion Vectors*“, im Folgenden als AMVs bezeichnet) sind insbesondere in Regionen mit wenig konventionellen Messmöglichkeiten eine wichtige Datenquelle für die Anfangsbedingungen von numerischen Wettervorhersagemodellen. Die AMV-Herleitung hat in den letzten Jahrzehnten große Fortschritte gemacht. Dennoch führt vor allem die vertikale Höhenzuordnung immer noch zu großen Unsicherheiten.

Während der Messkampagne T-PARC im Sommer und Herbst 2008 mit Beteiligung der DLR FALCON kam unter anderem ein flugzeuggetragenes Rückstreulidar zum Einsatz, mit dem sich Wolkenhöhen präzise bestimmen lassen können. Zusätzlich wurden zahlreiche Dropsonden für die Messung vertikaler Windprofile eingesetzt. Dadurch entstand ein einzigartiger Datensatz gleichzeitiger Wolken- und Windmessungen, der in dieser Arbeit für die Höhenkorrektur von AMVs des japanischen Wettersatelliten MTSAT herangezogen wurde.

Der direkte Höhenvergleich von Lidar-Wolkenoberkanten und AMV-Höhen zeigte, dass SWIR- und IR-AMVs im Mittel knapp unterhalb der Wolkenoberkante angesiedelt sind (ca. 30 bis 50 hPa). Dies entspricht den Erwartungen, dass AMVs den Wind einer Schicht unterhalb der Wolkenoberkante repräsentieren. Dagegen sind VIS-AMVs tendenziell über der Lidar-Wolke positioniert und weisen somit einen systematischen Höhenfehler auf.

Die Höhenkorrektur von AMVs mittels Lidar-Wolkenhöhen wurde anhand von Dropsonden-Windmessungen verifiziert. Hierfür wurden vier verschiedene Schichtdicken (zwischen 50 hPa und 150 hPa) mit jeweils vier unterschiedlichen Höhenlagen getestet, um herauszufinden, welche Atmosphärenschicht der AMV in Bezug auf die Lidar-Wolkenoberkante bestmöglich repräsentiert. Dabei stellte sich heraus, dass dickere Schichten (100 hPa bzw. 150 hPa), welche unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante positioniert sind, die besten Ergebnisse erzielen.

Die Ergebnisse dieser Arbeit deuten darauf hin, dass AMV-Fehler unter Miteinbeziehung von Lidardaten (und somit einer unabhängigen Datenquelle für die tatsächliche Wolkenhöhe) signifikant verringert werden können. Der AMV-Windfehler reduzierte sich insbesondere, wenn der AMV-Wind mit 100 hPa bzw. 150 hPa dicken Schichtmitteln der Dropsonden-Windmessungen verglichen wurde statt mit einem diskreten Höhenlevel.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>EINLEITUNG</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>SATELLITEN-WINDVEKTOREN (AMVs)</b>	<b>3</b>
2.1	Geschichte der AMV-Bestimmung . . . . .	3
2.2	Einfluss auf die Wettervorhersage . . . . .	4
2.3	Bestimmung von AMVs aus Satellitenbildern . . . . .	5
2.3.1	Image Matching . . . . .	5
2.3.2	Höhenzuordnung von AMVs . . . . .	7
2.3.3	Qualitätskontrolle . . . . .	10
2.4	Fehlerquellen . . . . .	11
2.4.1	Fehler bei der Höhenzuordnung . . . . .	11
2.4.2	Korrelation von AMV-Fehlern . . . . .	12
2.4.3	Weitere Fehlerquellen bei der AMV-Herleitung . . . . .	13
2.4.4	Ausdünnen der AMV-Datensätze für die Datenassimilation . . . . .	13
2.5	Bisherige Forschungsarbeiten zur Höhenzuordnung von AMVs . . . . .	15
<b>3</b>	<b>VERWENDETE DATENSÄTZE</b>	<b>17</b>
3.1	THORPEX Pacific Asian Regional Campaign (T-PARC) . . . . .	17
3.1.1	Die Messkampagne . . . . .	17
3.1.2	Beteiligung der DLR FALCON 20 . . . . .	17
3.1.2.1	Lidarmessungen . . . . .	19
3.1.2.2	Einsatz von Dropsonden . . . . .	22
3.2	AMVs von MTSAT/CIMSS . . . . .	23
3.2.1	Der Satellit MTSAT . . . . .	23
3.2.2	AMVs von CIMSS . . . . .	23
<b>4</b>	<b>METHODEN</b>	<b>25</b>
4.1	Bestimmung der Wolkenoberkante aus Lidarmessungen . . . . .	25
4.1.1	Zwei verschiedene Herangehensweisen . . . . .	25
4.1.2	Vergleich der Methoden . . . . .	26
4.2	Auswahl geeigneter AMV-Wolkenpunkt-Paare . . . . .	29
4.2.1	Umrechnung Druckkoordinaten $\iff$ Höhenlevel . . . . .	29
4.2.2	Auswahlkriterien für Vergleichspaare . . . . .	30
4.2.2.1	Allgemeine Auswahlkriterien . . . . .	30

4.2.2.2	Zusätzliches Auswahlkriterium für die Höhenkorrektur . . .	32
4.3	Vergleichspaare im Beispielflug 080911b . . . . .	33
4.4	Schichtmittelung des Windes . . . . .	35
4.4.1	Verwendete Schichtdicken und Schichthöhen . . . . .	36
4.4.2	Berechnung des gewichteten Schichtmittels aus Dropsondendaten . .	38
4.4.3	Windfehlerrechnung . . . . .	39
<b>5</b>	<b>ERGEBNISSE</b>	<b>43</b>
5.1	Übersicht aller verwendbaren Werte . . . . .	43
5.2	Höhenvergleich der Druckwerte AMV - Lidarwolke . . . . .	47
5.2.1	Höhenvergleich aller Flüge . . . . .	47
5.2.2	Höhenvergleich einzelner Flüge . . . . .	51
5.3	Höhenkorrektur mit Dropsonden-Windmessungen . . . . .	54
5.3.1	Höhenkorrektur aller Vergleichspaare . . . . .	54
5.3.2	Höhenkorrektur je Spektralkanal . . . . .	58
5.3.3	Diskussion . . . . .	61
<b>6</b>	<b>SCHLUSSFOLGERUNG UND AUSBLICK</b>	<b>63</b>
	Literaturverzeichnis . . . . .	66
	Danksagung . . . . .	73
	Eigenständigkeitserklärung . . . . .	75

# 1 EINLEITUNG

Satelliten-Windvektoren (AMVs) werden aus Satellitenbildern bestimmt, indem Verlagerungen von Wolkenstrukturen oder Wasserdampfgradienten über eine Bildfolge hinweg analysiert werden. AMVs werden als Datenquelle für die Anfangsbedingungen numerischer Wettervorhersagemodelle genutzt und liefern insbesondere in Regionen der Erde, in denen nur wenige bis keine konventionellen Messdaten zur Verfügung stehen (wie zum Beispiel über Ozeanen oder über Polregionen), wertvolle Informationen zum Windfeld der Atmosphäre. [Forsythe, 2007]

Seit den 80er Jahren werden AMVs operationell bestimmt und seitdem ständig verbessert. Mittlerweile verwenden Wetterdienste AMVs aus fünf geostationären und mindestens zwei polumlaufenden Satelliten für die Anfangsbedingungen numerischer Wettervorhersagemodelle. Durch neue Sensortechnologien und verbesserte Ableitungsalgorithmen wird die Herleitung von AMVs in der Troposphäre laufend optimiert. Mittlerweile bieten operationelle AMVs eine fast komplette globale und zeitliche Abdeckung der Erde. Auch wenn AMVs keine vertikalen Windprofile liefern können, sind sie doch der einzige flächendeckende Datenlieferant für Windbewegungen in der Atmosphäre und somit eine nützliche Informationsquelle zur Datenassimilation in globalen Wettervorhersagemodellen. [Forsythe, 2007, Velden et al., 2005]

Der kontinuierliche Fortschritt bei der Entwicklung der numerischen Wettervorhersagemodelle und Methoden in der Datenassimilation erfordert konsequenterweise eine ständige Verbesserung der Datenqualität von AMVs [Velden et al., 2005]. Einige Fehlerquellen bei der Ableitung von AMVs sind dennoch nach wie vor als problematisch anzusehen und verursachen mitunter große Abweichungen von dem realen Zustand der Atmosphäre. Einer der Hauptfehler bei der Bestimmung von AMVs liegt in der oft unzureichenden vertikalen Höhenzuordnung der entsprechenden Windvektoren. Velden und Bedka (2009) schätzen, dass je nach geographischer Breite bis zu 70% des Gesamtfehlers auf Unsicherheiten bei der Höhenzuordnung zurückzuführen sind. Zusätzlich können Fehler in der Höhenzuordnung zu horizontal (bis zu 800 km) korrelierten Windfehlern führen [Bormann et al., 2003]. Aus diesem Grund wird zur Zeit nur ein Bruchteil der produzierten AMVs in Wettermodellen genutzt.

Außerdem ist zu berücksichtigen, dass ein AMV kein diskretes Drucklevel, sondern vielmehr eine ganze Bewegungsschicht in der Atmosphäre repräsentiert, was in Wettermodellen bisher selten Anwendung findet. Vor allem die Dicke und vertikale Höhe einer solchen Schicht sind bisher nur unzureichend erforscht.

### **Ziele der Arbeit**

Während der T-PARC-Messkampagne 2008 in Japan wurden sowohl flugzeuggetragene Lidarmessungen der Wolkenoberkante als auch Dropsondenmessungen des Druck- und Windfeldes durchgeführt. Dadurch entstand ein einzigartiger Datensatz, der es ermöglicht, AMVs direkt mit hochpräzisen Lidar-Wolkenhöhen und Dropsonden-Winden zu vergleichen und deren Höhe zu korrigieren. Im Rahmen dieser Masterarbeit sollen diese Messungen genutzt werden, um folgenden Fragestellungen nachzugehen:

1. Inwieweit stimmen die vom Satelliten zugeordneten AMV-Höhen mit den Wolkenhöhen überein, die mit Hilfe des Lidars bestimmt wurden?
2. Wie kann die AMV-Höhenzuordnung mit Lidarmessungen verbessert werden, und welches Wind-Schichtmittel repräsentiert den AMV im Bezug auf Schichtdicke und -höhe relativ zur gemessenen Lidar-Wolkenoberkante am besten?

### **Aufbau der Arbeit**

In Kapitel 2 werden zunächst die Grundlagen der AMV-Bestimmung aus Satellitenbildern erklärt und auf die Fehlerquellen während der Herleitung hingewiesen. Kapitel 3 beschreibt die verwendeten Datensätze. In Kapitel 4 werden die einzelnen Methoden, die im Verlauf der Arbeit eingesetzt wurden, erläutert. Dabei wird zunächst auf die Vorgehensweise bei der Bestimmung der Wolkenoberkante aus Lidarmessungen eingegangen. Zudem werden Auswahlkriterien gesetzt, nach denen passende Vergleichspaare von AMV und Lidar-Wolke gefunden werden. Außerdem wird die Berechnung des Wind-Schichtmittels aus Dropsondendaten für verschiedene Schichtdicken und -höhen vorgestellt. In Kapitel 5 werden die Ergebnisse sowohl für den Druckhöhen-Vergleich von AMV und Wolkenhöhe als auch für die Höhenkorrektur mit Lidar-Wolkenhöhen und Dropsonden-Windmessungen präsentiert. Kapitel 6 fasst die Ergebnisse der Arbeit zusammen und gibt einen Ausblick auf zukünftige Projekte.



## 2 SATELLITEN-WINDVEKTOREN (AMVs)

### 2.1 Geschichte der AMV-Bestimmung

Die Bestimmung von AMVs aus Satellitenbildern nahm in den 1960er und 1970er Jahren ihren Anfang. Der japanische Meteorologe Tetsuya Fujita gilt als Urvater der AMV-Forschung. Bereits mit Daten der ersten meteorologischen Satelliten TIROS-1 („*Television InfraRed Observation Satellite*“) und ATS-1 („*Applications Technology Satellite*“), die in den Jahren 1960 bzw. 1966 in einen polumlaufernden bzw. geostationären Orbit gebracht wurden, entwickelte Fujita Analysetechniken, die eine Ableitung des Windfeldes aus der Verlagerung von Wolkenstrukturen ermöglichten. In den frühen 70ern wurden AMVs aus ATS-1-Bildern zum ersten Mal operationell in Wetterzentren eingesetzt. Dabei erfolgte die AMV-Bestimmung noch manuell, ohne automatische Computer-Algorithmen.

Mit dem Start von METEOSAT war ab 1977 auch ein Kanal einer Wasserdampf-Absorptionsbande verfügbar und erlaubte nun zusätzlich zu den bisherigen Wolken-Winden eine Ableitung von AMVs aus Wasserdampfgradienten. [Menzel, 2001a]

1979 wurden erstmals in einem großangelegten ECMWF-Experiment für eine einjährige Zeitspanne AMVs von fünf geostationären Satelliten produziert. Bei der Auswertung wurde eine positive Auswirkung auf Wettervorhersagemodelle bescheinigt. Seitdem haben sich Qualität und Quantität der AMVs kontinuierlich weiter entwickelt. Dies ist unter anderem auf die verbesserten Instrumenteneigenschaften der jeweiligen Messgeräte der Satelliten zurückzuführen: Durch eine höhere Anzahl an Kanälen, kürzere Zeitintervalle zwischen Aufnahmen und eine erhöhte Pixel-Auflösung wird eine erhöhte Genauigkeit der daraus abgeleiteten Größen erzielt. Insbesondere durch die größere Anzahl an verschiedenen Spektralkanälen konnte auch die Höhenzuordnung der AMVs verbessert werden. [Forsythe, 2007]

Ursprünglich wurden für die operationelle AMV-Ableitung Aufnahmen von geostationären Satelliten verwendet, welche für dieselbe geographische Position in regelmäßigen, zeitlich kurzen Abständen Messdaten liefern. Dabei ist durch die geographische Lage der Satelliten über dem Äquator die AMV-Herleitung auf ein Gebiet zwischen ca. 60°N und 60°S beschränkt. Momentan werden die geostationären Satelliten GOES-13, GOES-15, METEOSAT-7, METEOSAT-9 und MTSAT-2 für die AMV-Datenassimilation des DWD („*Deutscher WetterDienst*“) eingesetzt [Cress und Bitzer, 2012].

Eine Verbesserung der globalen Abdeckung durch Satellitenwinde bietet seit einigen Jahren die Ableitung von AMVs aus Aufnahmen polumlaufernder Satelliten, welche die Möglichkeit

bieten, auch in Polregionen AMV-Daten zu extrahieren. Zurzeit liefert der *MODerate Resolution Imaging Spectrometer* MODIS an Bord der Satelliten TERRA und AQUA Satellitenbilder, welche für die Bestimmung von polaren AMVs verwendet werden können. Dabei beträgt der zeitliche Unterschied zwischen zwei Aufnahmen ca. 100 min., was der Umrundungszeit der beiden Satelliten um die Erdkugel entspricht. Durch überlappende Bahnen ist es möglich, konsekutive Satellitenbilder für die Herleitung von polaren AMVs zu verwenden. Mittlerweile werden diese in vielen Wetterzentren operationell eingesetzt: ECMWF und DWD assimilieren seit 2003 MODIS-Winde in ihre Wettermodelle, verschiedene andere Wetterdienste wie die JMA in Japan oder das UK Met Office schlossen sich in den darauffolgenden Jahren an. Auch das Messinstrument AVHRR („*Advanced Very High Resolution Radiometer*“) an Bord verschiedener polumlaufender Satelliten wird mittlerweile für die Herleitung von AMVs verwendet. Durch die Kombination von geostationären und polumlaufenden Satellitendaten wird heutzutage eine fast globale Abdeckung gewährleistet. [Forsythe, 2007, Key et al., 2010]

### 2.2 Einfluss auf die Wettervorhersage

Viele Studien haben in der Vergangenheit bewiesen, dass die Assimilation von AMV-Datensätzen in numerische Wettervorhersagemodelle zur Festlegung der Anfangsbedingungen zu einer Verbesserung der Vorhersagequalität führt.

Ein Beispiel hierfür ist eine Studie von Soden et al. (2001), in welcher die Vorhersage der Zugbahnen tropischer Wirbelstürme über dem atlantischen Ozean unter Einbeziehung von AMVs analysiert wurde. Dabei wurden über 100 Stürme in drei aufeinanderfolgenden Jahren untersucht. In sämtlichen Fällen wurde die Genauigkeit der Vorhersage durch die assimilierten AMVs signifikant erhöht (5% bei 12h-Vorhersage bzw. 12% bei 36h-Vorhersage). Bei einzelnen Stürmen wurde sogar eine Vorhersageverbesserung um 30% bzw. 40% erzielt.

Insgesamt wird der Einfluss von AMVs auf Wettervorhersagen kontinuierlich in Forschungsarbeiten geprüft. Experimente, in denen der Einfluss von AMV-Datenassimilation auf das britische Met Office 4D-VAR-Modell untersucht wurde, zeigten eine positive Auswirkung auf die Vorhersagequalität [Forsythe, 2007]. Auch der DWD bescheinigt in Studien den Nutzen von AMVs bei Wettervorhersagen. Dieser zeigt sich insbesondere in den Tropen und auf der südlichen Hemisphäre [Cress und Bitzer, 2012].

Durch die Miteinbeziehung von MODIS-Daten und somit von AMVs aus polumlaufenden Satelliten im Verlauf der letzten Jahre wurde die Qualität der numerischen Wettervorhersage ebenfalls verbessert. Bormann und Thépaut (2004) bescheinigten MODIS-AMVs einen positiven Einfluss auf das globale Wettermodell des ECMWF insbesondere in polnahen Regionen.

Ein Problem von AMVs aus polumlaufernden Satelliten liegt jedoch in der verzögerten Bereitstellung der MODIS-Winde, die im Mittel erst 280 Minuten nach Bildaufnahme zur Verfügung stehen und somit nicht für Kurzzeitvorhersagen verwendet werden können. [Forsythe, 2007]

Um den positiven Einfluss von AMVs in der numerischen Wettervorhersage auch in Zukunft zu erhalten, werden weiterhin in verschiedenen Forschungsbereichen Verbesserungsansätze getestet. Dazu gehört einerseits die Verfeinerung der Ableitungs- und Assimilationsprozesse der bereits vorhandenen AMV-Produkte. Andererseits könnten neue Produkte weitere wertvolle Zusatzinformationen liefern. Dazu gehören beispielsweise mesoskalige AMVs für hochaufgelöste Wettervorhersagen, wenn Probleme wie räumliche und zeitliche Korrelationen besser verstanden und mit einbezogen werden könnten. Ein weiterer Ansatz zur Verbesserung von Vorhersagen ist die Schließung der Datenlücke zwischen geostationären und polumlaufernden Satelliten bei ca. 60°N/S, um beispielsweise Polarjets besser charakterisieren zu können. Dies wird in den kommenden Jahren mithilfe von neuen Technologien und der besseren Ausnutzung vorhandener Ressourcen (zum Beispiel mit Hilfe von neuen Bildkombinationen aus den Satelliten TERRA und AQUA) bewerkstelligt werden. [Forsythe et al., 2010]

## 2.3 Bestimmung von AMVs aus Satellitenbildern

### 2.3.1 Image Matching

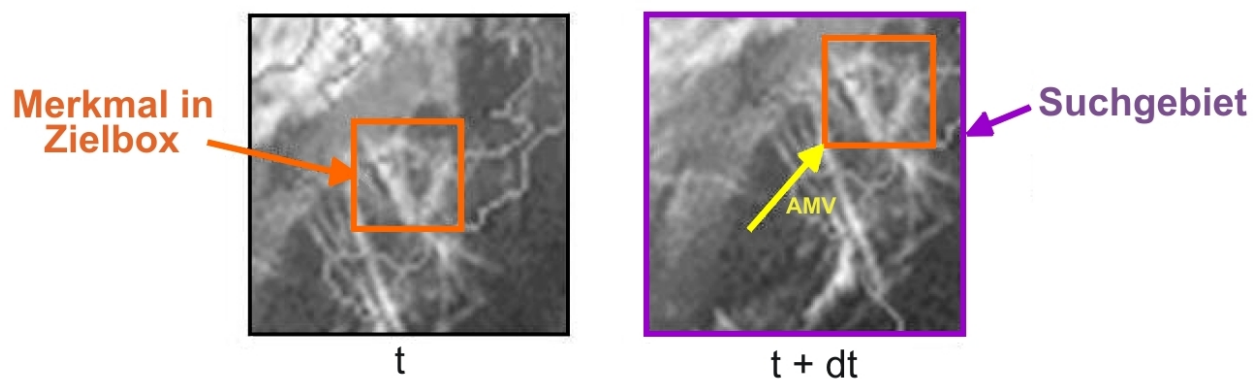
Prinzipiell werden AMVs aus aufeinanderfolgenden Satellitenbildern bestimmt, indem ein bestimmtes charakteristisches Merkmal (wie zum Beispiel ein bestimmtes Wolkenmuster) über mehrere Bilder verfolgt und dessen geographische Verschiebung für die Berechnung der horizontalen Windgeschwindigkeit verwendet wird. Dazu werden heute automatisierte, sogenannte Image-Matching-Algorithmen verwendet, die einen Verlagerungsvektor bestimmen, durch dessen Anwendung die Strukturen unterschiedlicher Satellitenbilder am besten übereinstimmen. Am Ende dieses Image-Matching-Prozesses steht ein AMV, der je nach Anbieter aus 3-4 aufeinanderfolgenden Bildern hergeleitet wurde. Dieser Prozess wird in Abbildung 2.1 veranschaulicht. Die Wolkenstruktur innerhalb der orangen Zielbox wird in einer zeitlich späteren Aufnahme innerhalb eines vordefinierten Suchfeldes wiedererkannt. Durch die Verlagerung der Boxen ergibt sich ein horizontaler Windvektor. [Forsythe, 2007]

In dieser Arbeit werden AMV-Daten verwendet, die von CIMSS („*Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies*“) prozessiert und bereitgestellt wurden (siehe auch Kapitel 3.2). CIMSS verwendet für die AMV-Herleitung drei aufeinanderfolgende Satellitenbilder, deren zeitlicher Abstand jeweils 30 min. beträgt. Dabei werden zwei Windvektoren

produziert, welche die Bewegung vom ersten zum zweiten Bild und vom zweiten zum dritten Bild charakterisieren. Der Mittelwert aus diesen beiden Vektoren repräsentiert die horizontale Bewegung zum Zeitpunkt des zweiten Bildes.

Für die Bestimmung von AMVs aus konsekutiven Satellitenbildern können je nach Satellit verschiedene Kanäle verwendet werden. Im langwelligen Infrarot (**IR**) ist es möglich, AMVs in allen Troposphärenschichten zu bestimmen, während der Wasserdampfkanal (**WV**) nur in der oberen Atmosphäre ( $p < 600$  hPa) brauchbare Ergebnisse liefert. Letzterer verwendet als Merkmal zur Zielverfolgung neben Wolkenmustern auch scharfe Wasserdampfgradienten in wolkenloser Atmosphäre. AMVs aus dem sichtbaren Spektralbereich (**VIS**) stammen meist von cumulusförmiger Bewölkung in niederen Troposphärenschichten (600 hPa bis 950 hPa), da dieser Kanal im Vergleich zu IR-Kanälen unempfindlicher auf eine Signalabschwächung durch Wasserdampf reagiert und somit relativ ungestört bis in die untere Troposphäre vordringen kann. Der langwellige Infrarotkanal IR liefert zwar ebenfalls Daten aus unteren Atmosphärenschichten, wird dort aber zunehmend ungenauer. [Velden und Bedka, 2009, Velden et al., 2005]

Der VIS-Kanal ist somit der Hauptlieferant für bodennahe AMVs, kann aber nur tagsüber zu deren Bestimmung eingesetzt werden. Deswegen wird als VIS-Ersatz bei Dunkelheit der kurzwellige Infrarotkanal (**SWIR**) herangezogen. Dieser kann nur nachts genutzt werden, da er bei Sonneneinstrahlung keine brauchbaren Ergebnisse liefert. Die beiden Kanäle VIS und SWIR ergänzen sich somit gegenseitig für die Herleitung von AMVs in tiefen Troposphärenschichten während Tageslichtperioden und bei Dunkelheit. Im Vergleich zu langwelligen IR-Bildern wird auch der SWIR-Kanal weniger stark durch Wasserdampfabsorption in der Atmosphäre abgeschwächt und reagiert ebenfalls weniger empfindlich auf Cirren, die im IR-Kanal den Blick auf tiefer gelegene Wolken verschleiern können. Durch die Miteinbeziehung



**Abb. 2.1:** Veranschaulichung des Image-Matching-Prozesses bei der AMV-Herleitung: Eine Wolkenstruktur (orangene Box) wird über konsekutive Satellitenaufnahmen verfolgt und ein Verlagerungsvektor bestimmt (gelb)

des SWIR-Kanals werden nachts ca. 40% mehr AMVs produziert als im langwelligen IR allein. [Velden et al., 2005]

In der oberen Troposphäre ( $p < 600$  hPa) kommen somit Kanäle im IR und WV zum Einsatz, in unteren Schichten VIS, SWIR und IR.

Neben CIMSS produzieren mehrere Zentren weltweit AMV-Datensätze, zum Beispiel EUMETSAT („**EU**ropean Organisation for the Exploitation of **ME**teorological **SAT**ellites“) in Europa oder JMA („**J**apan **ME**teorological **A**gency“) in Japan. Dabei werden teilweise verschiedene Herleitungsverfahren verwendet. Unterschiede bestehen unter anderem in der Boxgröße des Trackingmerkmals und in der Größe des Suchgebietes des verschobenen Merkmals in nachfolgenden Bildern. Außerdem wird die Auswahl der Pixel, welche für die Konversion von Strahlungstemperatur in Druckhöhe genutzt werden, unterschiedlich gehandhabt. CIMSS verwendet dabei die 25 „kältesten“ Prozent der Pixel der Zielbox im zweiten der drei aufeinanderfolgenden Bildern. [Genkova et al., 2008]

### 2.3.2 Höhenzuordnung von AMVs

Für die Bestimmung der Wolkenhöhe aus Satellitendaten gibt es verschiedene Ansätze, die je nach vorhandenen Spektralkanälen der Satelliten zum Einsatz kommen können. Im Folgenden wird eine kurze Übersicht der drei operationell verwendeten Methoden zur Bestimmung der Wolkenoberkante vorgestellt. Zusätzlich wird in manchen Zentren eine Abschätzung der Wolkenunterkante als AMV-Höhe verwendet. Auch diese Methode wird hier kurz erklärt.

#### ► **EBBT**

Die EBBT-Methode (engl.: „**E**quivalent **B**lack **B**ody **T**emperature“) ist die älteste Methode zur Bestimmung der Höhe eines AMVs. Dabei werden die Strahlungstemperaturen von Satellitenaufnahmen aus dem IR-Fensterbereich der entsprechenden Wolke analysiert: Der Mittelwert eines bestimmten Prozentsatzes der kältesten (und somit höchsten) Pixel der Wolke stellt die Temperatur der Wolkenoberkante dar. Mithilfe von Modellvorhersagen des Temperaturprofils wird dieser Wert anschließend auf eine Druckhöhe umgerechnet. [siehe z.B. Forsythe, 2007, Nieman et al., 1997]

#### ► **CO<sub>2</sub>-IR-Methode**

Bei dieser Methode (engl.: „**CO**<sub>2</sub>-**S**licing“) werden zwei Kanäle (CO<sub>2</sub>-Absorptionskanal bei ca. 13 $\mu$ m und ein IR-Fensterkanal bei ca. 11 $\mu$ m) zur Bestimmung der Wolkenoberkante herangezogen.

Die Gleichung

$$\frac{R_m(\text{CO}_2) - R_{cs}(\text{CO}_2)}{R_m(\text{IR}) - R_{cs}(\text{IR})} = \frac{n \cdot E(\text{CO}_2) \cdot [R_{blcd}(\text{CO}_2, \mathbf{P}_c) - R_{cs}(\text{CO}_2)]}{n \cdot E(\text{IR}) \cdot [R_{blcd}(\text{IR}, \mathbf{P}_c) - R_{cs}(\text{IR})]} \quad (2.1)$$

ist hierbei der Ausgangspunkt und basiert auf dem Verhältnis der Differenzen zwischen wolkenlosen und bewölkten Bedingungen in den zwei Kanälen.  $R$  beschreibt die jeweils ermittelten Radianzen des  $\text{CO}_2$ - bzw. IR-Kanals. Dabei kennzeichnet der Index  $m$  die eigentlichen Messwerte, während der Index  $cs$  für eine klare Atmosphäre steht ( $cs = \text{„clear sky“}$ ). Der Index  $blcd$  beschreibt eine optisch undurchsichtige, „schwarze“ Wolke ( $blcd = \text{„black cloud“}$ ) auf der Druckhöhe  $P_c$  ( $c = \text{„cloud“}$ ).  $E$  entspricht der Emissivität des jeweiligen Kanals für Eiswolken,  $n$  dem Wolkenanteil. Letzterer ist für beide Satellitenbilder gleich und kann dementsprechend gekürzt werden.

Voraussetzung dieser Methode ist die Annahme, dass die Emissivität für Eiswolken bei  $11\mu\text{m}$  und  $13\mu\text{m}$  annähernd gleiche Werte besitzt und somit gilt:  $E(\text{CO}_2) \approx E(\text{IR})$ . Diese Annahme gilt jedoch nur für Eiswolken und nicht für Wasserwolken, so dass die Anwendung dieser Methode auf die obere Troposphäre beschränkt bleibt.

Die linke Seite der Gleichung wird mithilfe der gemessenen Radianzen  $R_m(\text{CO}_2)$  und  $R_m(\text{IR})$  und den entsprechenden Werten bei klarer Atmosphäre  $R_{cs}(\text{CO}_2)$  und  $R_{cs}(\text{IR})$  berechnet. Letztere werden aus Vorhersagen der Atmosphärenbedingungen und anschließenden Strahlungstransfer-Berechnungen erhalten.

Die rechte Seite der Gleichung wird nun stufenweise für eine Reihe verschiedener Druckwerte  $P_c$  berechnet. Das Ergebnis, welches am besten mit der (gemessenen) linken Seite übereinstimmt, legt den Druck der Wolkenoberkante fest. Somit kann für jedes betrachtete Pixel, unabhängig von der Semitransparenz der Wolke, eine Höhe bestimmt werden. [Nieman et al., 1993, Menzel et al., 1983]

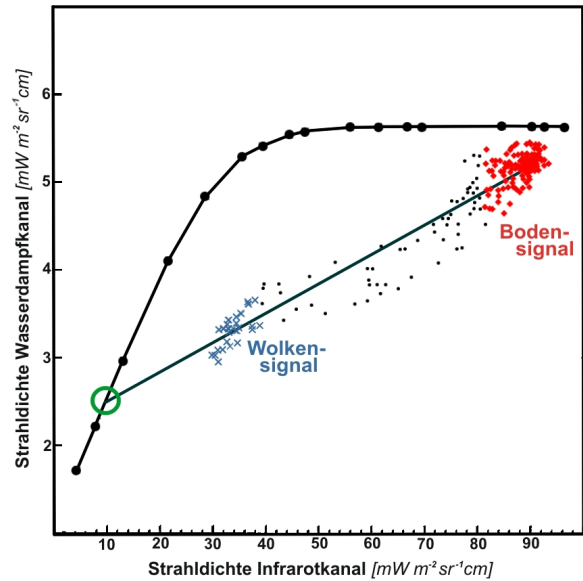
### ► WV-IR-Methode

Die WV-IR-Methode (engl.: *„WV intercept“*) basiert ebenfalls auf den Radianzen aus zwei verschiedenen Kanälen. Im Gegensatz zur  $\text{CO}_2$ -IR-Methode wird hier neben dem IR-Fensterkanal bei ca.  $11\mu\text{m}$  ein Wasserdampf-Absorptionskanal (ca.  $6.7\mu\text{m}$ ) zur Herleitung der Druckhöhe von Wolkenoberkanten herangezogen. Die WV-IR-Methode beruht auf der Tatsache, dass Radianzen zweier Spektralkanäle als Funktion des bewölkten Anteils in der betrachteten Region *linear* voneinander abhängen. Auch diese Methode ist aufgrund der geringen Eindringtiefe des Wasserdampfkanals auf die obere Troposphäre beschränkt. In Abbildung 2.2 ist die Methode illustriert. Die vom Satelliten gemessenen Radianzen der beiden Spektralkanäle sind für verschiedene Pixel der gewünschten Zielbox und somit für verschiedene Wolkenanteile gegeneinander aufgetragen (Punkte,

Kreuze und Rauten). Rote Rauten repräsentieren dabei ein Cluster an „warmen“ Pixeln (Boden), blaue Kreuze stehen für eine Anhäufung an „kalten“ Pixeln (Wolke). Die gerade Linie beschreibt die Ausgleichsgerade zwischen den Mittelwerten der beiden Cluster.

Die gekrümmte Kurve stellt die theoretisch berechneten Werte einer optisch undurchsichtigen Wolke dar, die auf verschiedenen Druckhöhen bei den gegebenen Atmosphärenbedingungen angesiedelt wurde. Die entsprechenden Radianzen dieser „schwarzen“ Wolke werden für beide Kanäle wie schon bei der CO<sub>2</sub>-IR-Methode aus Modellvorhersagen und anschließenden Strahlungstransport-Berechnungen ermittelt.

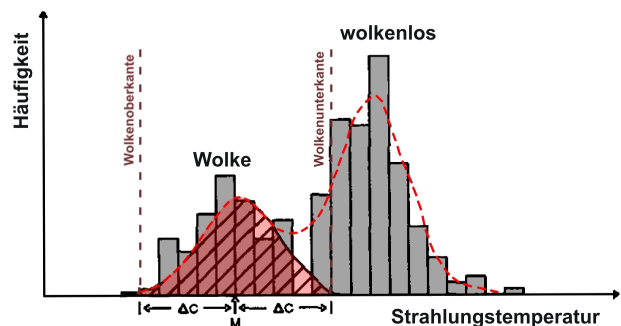
Der gezeigte, eingekreiste Schnittpunkt repräsentiert dann die Druckhöhe der Wolkenoberkante für die gewünschte Zielbox. [Szejwach, 1982, Nieman et al., 1997]



**Abb. 2.2:** *WV-IR-Methode zur Bestimmung der AMV-Höhe. Gemessene Radianzen als Punktwerte (blau = Wolke, rot = Boden) entlang interpolierter Gerade. Gekrümmte Kurve für berechnete Radianzen einer „schwarzen“ Wolke auf verschiedenen Druckhöhen (•). Grün eingekreister Schnittpunkt  $\hat{=}$  Wolkenhöhe. Graphik adaptiert von Nieman et al., 1997*

### ► Wolkenunterkante

Windgeschwindigkeiten von tiefen Cumuluswolken werden im Gegensatz zu AMVs aus mittleren und hohen Troposphärenschichten am besten durch die Bewegung an der *Unter*kante der Wolke repräsentiert [Hasler et al., 1979]. Eine Methode zur Abschätzung der unteren Grenze von Wolken wird von Le Marshall et al. (1994) beschrieben und ist in Abbildung 2.3 dargestellt. Zunächst wird ein Histogramm der verschiedenen Pixel der Strahlungstemperaturen in einer Region um die betreffende Wolkenstruktur erstellt. Die zwei Maxima der (rot gestrichel-



**Abb. 2.3:** *Methode zur Abschätzung der Wolkenunterkante. Der „kältere“ Peak des Histogramms entspricht der Modaltemperatur M der Wolke. Durch den gleichen Abstand von M zur Wolkenober- bzw. unterkante wird die Höhe der Wolkenunterkante ermittelt. Graphik adaptiert von Le Marshall et al., 1994*

ten) Ausgleichskurve repräsentieren bewölkte und unbewölkte Atmosphärenbedingungen und stellen somit Wolke (kälterer, linker Peak) und Bodenausstrahlung (wärmerer, rechter Peak) dar. Die Strahlungstemperatur der Wolkenunterkante wird unter der Annahme ermittelt, dass die Modaltemperatur  $M$  der Wolke (beim Maximum der kälteren Verteilung) denselben Abstand  $\Delta c$  zur Temperatur an der Wolkenoberkante wie zur Temperatur an der Wolkenunterkante besitzt. Die zugehörige Druckhöhe wird dann wiederum über ein Vorhersagefeld der Temperatur bestimmt.

### 2.3.3 Qualitätskontrolle

Die von CIMSS produzierten AMV-Datensätze durchlaufen eine Qualitätskontrolle, die sich im Prinzip aus zwei Prozessen zusammensetzt.

Zunächst wird eine **Höhenkorrektur** durchgeführt, indem die ursprünglich berechnete Höhe des AMVs auf passendere Höhenlevel verschoben wird. Hierfür wird mit vorhandenen Messdaten (Radiosonden etc.) und einem Hintergrundfeld eine Analyse berechnet, in die auch jeder ermittelte AMV mit einfließt. Weicht ein AMV zu stark von dieser Analyse ab, wird er aussortiert. Andernfalls wird der AMV auf ein Level verschoben, wo Analysewerte und AMV-Daten am besten übereinstimmen. Diese Höhenanpassungen werden bis maximal 150 hPa durchgeführt. [Velden et al., 1998]

Zudem sollen diverse zusätzliche Routinen gewährleisten, dass bereits bekannte Unsicherheiten bei der Höhenzuordnung berücksichtigt werden. Letztere beinhalten zum Beispiel semitransparente Cirren, die aufgrund von mehrschichtigen Wolken zu tief in der Atmosphäre angesiedelt wurden und deren Höhe durch einen Vergleich mit benachbarten Vektoren angepasst wird. Auch Jetregionen werden gesondert betrachtet, um zu gewährleisten, dass AMVs mit hohen Windgeschwindigkeiten nicht durch die Qualitätskontrolle aussortiert werden. [Olander, 2001]

Als Indikator der Güte eines AMVs dient ein **Qualitätsindex**. Als zweiter Schritt innerhalb der Qualitätskontrolle wird hierfür nun eine weitere Analyse mit den höhenkorrigierten AMVs und den ersten Analyse-Werten als Hintergrundfeld berechnet. Die Abweichung eines AMVs von dieser zweiten Analyse liefert den endgültigen Qualitätsindex RFF („**R**ecursive **F**ilter **F**lag“). [Velden et al., 1998]

Auch andere Qualitätsindizes stehen den Wetterdiensten zur Einstufung der AMV-Qualität zur Verfügung. Neben dem hier verwendeten RFF von CIMSS bietet EUMETSAT ebenfalls einen Qualitätsindex (QI) an (siehe Holmlund, 1998), der bei der Datenassimilation einiger Wetterzentren zur Verwendung kommt [Holmlund et al., 2002].



## 2.4 Fehlerquellen

Verschiedene Fehlerquellen während des AMV-Herleitungsprozesses können dazu beitragen, dass die Genauigkeit von AMVs beeinträchtigt wird. Insbesondere die ungenaue Höhenzuordnung von AMVs in der Atmosphäre ist ein problematischer Aspekt, da diese zu horizontal stark korrelierten Fehlern führen kann.

### 2.4.1 Fehler bei der Höhenzuordnung

Eine fehlerhafte Höhenzuordnung von AMVs zählt zu einem Hauptproblem bei der AMV-Herleitung und kann bis zu 70% des Gesamtfehlers ausmachen. Eine ungenaue Positionierung der AMVs in der Atmosphäre kann dabei insbesondere in Regionen mit großer Windscherung zu großen Unsicherheiten führen. [Velden und Bedka, 2009].

Bei der Höhenzuordnung können verschiedene potentielle Fehlerquellen zum Gesamtfehler beitragen:

#### ► **Pixelauswahl bei komplexen Wolken**

Eine detektierte Wolkenstruktur, welche zur Bestimmung der horizontalen Windgeschwindigkeit infrage kommt, kann aus über 100 zusammenhängenden Pixeln bestehen. Diese repräsentieren unter Umständen eine Struktur, die sich aus Wolken in verschiedenen Höhen zusammensetzt. Je komplexer ein Wolkengebilde ist, desto schwieriger ist die Auswahl geeigneter Pixel für die Bestimmung einer repräsentativen Höhe der Wolke. [Forsythe, 2007]

#### ► **Schichtmittel $\iff$ diskretes Drucklevel**

Die Windgeschwindigkeit und -richtung eines AMVs wird normalerweise einem diskreten Druckhöhe zugeordnet, welches dann von den Vorhersagemodellen assimiliert wird. Diese AMV-Höhen sind mitunter sehr fehlerbehaftet, da ein AMV weniger ein bestimmtes **Drucklevel** als vielmehr eine ganze Bewegungsschicht in der Atmosphäre repräsentiert und ein räumliches und zeitliches Mittel der entsprechenden Wettersituation darstellt. Bei der genauen Platzierung des AMVs in der Atmosphäre entstehen Unsicherheiten, die gemessene Bewegung einer Schicht einer bestimmten Höhe zuzuordnen und somit die Windinformation über mehrere Levels auszubreiten. Dabei bleibt offen, wo diese Schicht im Hinblick auf die zugeordnete Druckhöhe positioniert ist und wie groß deren vertikale Ausdehnung sein soll. [Forsythe, 2007, Velden und Bedka, 2009]

### ► Einschränkungen in den Methoden zur Höhenzuordnung

Die einzelnen Methoden der vertikalen Zuordnung von AMVs in der Atmosphäre aus Kapitel 2.3.2 funktionieren je nach optischer Dicke und vertikaler Höhe der Wolke unterschiedlich gut:

Die **EBBT-Methode** liefert für optisch dicke Wolken gute Ergebnisse, wobei diese Wolken die Bewegung der Atmosphäre jedoch nur schlecht wiedergeben [Nieman et al., 1993].

Die EBBT-Methode liefert insbesondere bei semitransparenten oder subskaligen Wolken verfälschte Ergebnisse. Die beobachtete Strahldichte kann dabei nicht nur von der Wolkenoberkante stammen, sondern Anteile von tieferen Schichten enthalten, wodurch die Strahlungstemperatur höhere Werte annimmt. Damit wird die Höhe des AMVs als zu tief angesetzt; der AMV liegt somit oft unter der eigentlichen Wolke. [Forsythe, 2007]

Bei hohen, semitransparenten Wolken liefern die **WV-IR-Methode** und die **CO<sub>2</sub>-IR-Methode** bessere Ergebnisse als EBBT, hängen jedoch stark von der Mikrophysik der jeweiligen Wolke ab und werden in der unteren Troposphäre zunehmend ungenauer. Bei der CO<sub>2</sub>-IR-Methode bestehen Einschränkungen in der Anwendung, wenn der Differenzwert der beiden Kanäle zu gering wird und nicht mehr vom Instrumentenrauschen unterschieden werden kann. Außerdem liefert diese Methode bei mehrschichtigen Wolken falsche Ergebnisse und platziert die Druckhöhe auf ein Level zwischen den Schichten. Die Genauigkeit der WV-IR-Methode kann durch die Menge des Wasserdampfes der Atmosphäre beeinflusst werden. Trockene Atmosphärenbedingungen führen zu einer größeren Steigung der Ausgleichsgeraden und resultieren demnach in einem zu hohen Druckwert der Wolkenoberkante. [Borde und Dubuisson, 2010, Olander, 2001]

### 2.4.2 Korrelation von AMV-Fehlern

Einige weitere Fehlerquellen können die Genauigkeit der AMVs beeinträchtigen. Hierzu zählt insbesondere, dass Fehler räumlich und zeitlich korreliert sein können. AMVs in benachbarten geographischen Gebieten mit vergleichbaren Wetterbedingungen können auch ähnliche Fehler aufweisen. Dementsprechend können etwaige Fehler über einen längeren Zeitraum andauern und somit mehrere Ableitungszyklen beeinflussen. [Forsythe, 2007].

Eine ECMWF-Studie zeigte anhand eines einjährigen Datensatzvergleiches von AMVs mit Radiosondenaufstiegen, dass Fehler bis zu einer Entfernung von 800 km signifikant räumlich korreliert sind. Als Ursache kommen sowohl die Verwendung von (räumlich korrelierten) Temperatur- und Feuchteprofilen bei der Bestimmung der AMV-Höhe als auch die Anwendung einer Qualitätskontrolle infrage. Letztere bescheinigt AMVs, die ähnliche Werte

aufweisen wie umliegende Windvektoren eine höhere Qualität und kann dadurch zu einer größeren räumlichen Abhängigkeit zwischen nah beieinander liegenden AMVs führen. Zusätzlich kann beim Tracking-Verfahren die Verwendung ähnlicher Wolkenmuster aus benachbarten Strukturen zu gleichartigen Fehlern führen. [Bormann et al., 2003]

### 2.4.3 Weitere Fehlerquellen bei der AMV-Herleitung

Zusätzlich zu Fehlern, die aus einer ungenauen Höhenzuordnung und räumlichen und zeitlichen Korrelationen der Messfehler resultieren, führen einige weitere Aspekte bei der AMV-Herleitung zu Unsicherheiten. Dazu gehören unter anderem Einschränkungen während des Image-Matching-Prozesses. Die verwendeten Wolkenstrukturen sollten im Idealfall während des gesamten Verfahrens auf konstanter Höhe bleiben und weder Form noch Geschwindigkeit verändern. Dies ist in der realen Atmosphäre oft nicht gewährleistet. Wolken sind häufig ein Indiz für Regionen der Troposphäre, in denen Luft aufsteigt und somit Vertikalbewegungen eine Rolle spielen. [Menzel, 2001b] Auch ziehen Wolken nicht zwangsläufig mit dem Wind (wie z.B. bei Leewolken) und bewegen sich nicht unbedingt mit der Strömung an der Wolkenoberkante, so dass die wahren Atmosphärenbedingungen nur unzureichend wiedergegeben werden [Schmetz, 1990].

Weiterhin muss beachtet werden, dass sowohl die Zuverlässigkeit der Modellvorhersagen von Temperatur- und Feuchteprofilen als auch die Messgenauigkeit anderer Windbeobachtungen (für Vergleiche mit AMV-Daten) gewissen Beschränkungen unterliegen und somit zu weiteren Ungenauigkeiten führen können. Diese beinhalten unter anderem die Grenzen der realen Darstellung im betreffenden Strahlungstransfermodell und die Kalibrierung der Messinstrumente. [Forsythe, 2007]

Fehler bei der AMV-Bestimmung rühren folglich nicht ausschließlich von einer ungenauen Höhenzuordnung her, sondern haben vielfältige Ursachen. Forschungsarbeiten zur Verifikation von AMV-Höhen müssen dementsprechend unter der Voraussetzung analysiert werden, dass auch andere Fehlerquellen einen Beitrag zum Gesamtfehler leisten. [Forsythe, 2007]

### 2.4.4 Ausdünnen der AMV-Datensätze für die Datenassimilation

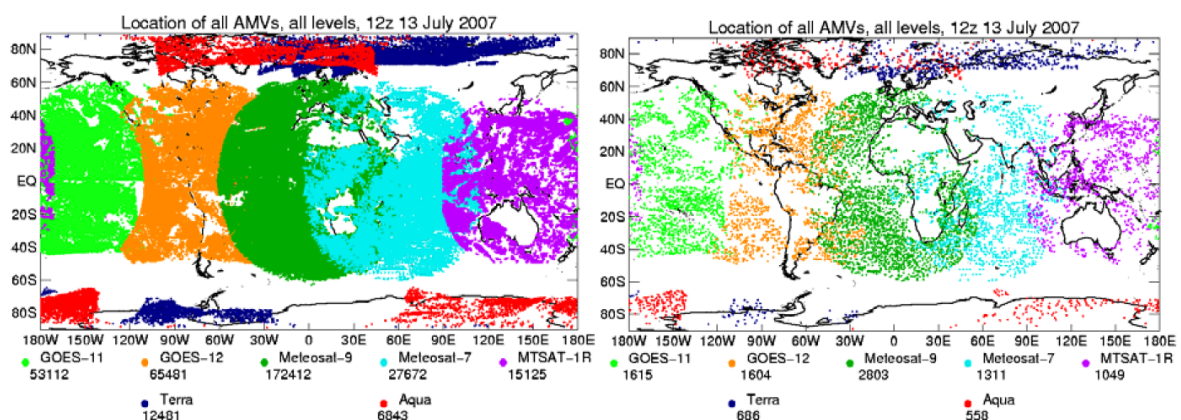
Um AMVs mit zweifelhafter Qualität auszusortieren und damit insbesondere korrelierte Fehler zu vermeiden, werden die Datensätze normalerweise radikal ausgedünnt. In Abbildung 2.4 wird dies veranschaulicht. Von den ursprünglich vorhandenen 4,600,641 AMVs bleiben nur gut 2% für den operationellen Gebrauch übrig. [Forsythe, 2007]

Der Auswahlprozess für geeignete AMVs zur Datenassimilation in Wettervorhersagemodelle beruht auf verschiedenen Kriterien. Folgende Punkte werden hierbei je nach Wetterdienst berücksichtigt [Forsythe et al., 2010]:

- ▶ Der AMV darf nicht zu stark vom **Hintergrundfeld** abweichen.
- ▶ Der vom AMV-Anbieter berechnete **Qualitätsindex** eines AMVs muss einen bestimmten Schwellwert übersteigen.
- ▶ Pro einer vordefinierten Boxgröße (z.B. 200km x 200km x 100hPa) darf nur ein einzelner AMV vorhanden sein, um eine minimale räumliche und zeitliche Distanz zwischen zwei AMVs zu gewährleisten und somit **korrelierte Fehler** zu vermeiden. Existieren mehrere AMVs innerhalb einer Box, muss ein repräsentativer Wert für das gewählte Gebiet bestimmt werden. Dabei wird zum Beispiel der AMVs mit dem höchsten Qualitätsindex oder mit der kleinsten Entfernung zum Boxzentrum verwendet.

Eine alternative Herangehensweise bietet das sogenannte *“Superobbing”*. Hierfür werden alle vorhandenen AMVs einer Box mit eventuell unterschiedlicher Gewichtung einbezogen, um eine Gesamtbeobachtung für die entsprechende Region zu erhalten. [Berger et al., 2004, Pauley et al., 2012].

- ▶ AMVs mit bereits bekannten Unzulänglichkeiten werden aussortiert (z.B. AMVs über einer Höhe von 700 hPa aus dem sichtbaren Spektralkanal VIS, AMVs mit zu geringer Horizontalgeschwindigkeit etc.).



**Abb. 2.4:** Ausdünnen eines globalen AMV-Datensatzes mit fünf geostationären und zwei polumlaufenden Satelliten.

links: alle AMVs, rechts: operationell assimilierte AMVs, aus [Forsythe, 2007]

## 2.5 Bisherige Forschungsarbeiten zur Höhenzuordnung von AMVs

Viele Verifikationsmethoden für AMVs basieren auf einem Vergleich mit dem *Level of Best Fit* (LBF) umliegender Radiosonden, Windprofilern oder einem Modellfeld. Auch Lidarmessungen und simulierte Satelliten-Strahldichten werden zur Validierung von AMV-Druckhöhen verwendet. Einige bisherige Forschungsergebnisse werden hier kurz präsentiert.

### ► Verifizierung von AMV-Druckhöhen

Ein Beispiel für einen LBF-Vergleich mit Modellhintergrund-Informationen ist die Studie von Salonen et al., 2012. Hier werden operationelle AMV-Druckhöhen verschiedener Satelliten mit dem LBF des Hintergrundfeldes der Globalmodelle von ECMWF und Met Office verglichen. Die Ergebnisse werden nach Satellit und Höhenzuordnungsmethode unterschieden. Tendenziell ergibt sich für Low-Level-AMVs der meisten Satelliten eine zu tiefe Positionierung in der Atmosphäre.

Seit einigen Jahren bietet außerdem das Lidar CALIOP („*Cloud-Aerosol-LI*dar with *Orthogonal Polarisation*“) an Bord des polumlaufenden Satelliten CALIPSO die Möglichkeit, Wolken vom Weltall aus aktiv fernzuerkunden. Mit Wellenlängen von 532 nm und 1064 nm, einer horizontalen Auflösung von 1 km und einer vertikalen Auflösung von 30 Metern bzw. 60 Metern in der unteren bzw. oberen Troposphäre bietet CALIOP eine gute Basis für Vergleiche von Lidar-Wolken mit AMV-Druckhöhen.

DiMichele (2010) verglich AMV-Höhen von METEOSAT-9 mit Wolkenhöhen des CALIOP-Lidars. Für den betrachteten, 10-tägigen Zeitraum zeigte sich insbesondere bei homogenen, optisch dicken Wolken eine gute Übereinstimmung der Lidar-Wolke mit dem AMV-Druckniveau. Insgesamt werden AMVs tendenziell unterhalb der Lidar-Wolkenhöhe in der Atmosphäre positioniert, was bei hohen Wolken über 10 km ausgeprägter zu erkennen ist.

In diesen Studien wurde jedoch nicht berücksichtigt, dass eine Positionierung von AMVs unterhalb der berechneten Wolkenoberkante die Schichtbewegung einer Wolke besser repräsentiert als die Wolkenoberkante.

### ► Direkte Vergleiche der Höhenzuordnungsmethoden

Für die Höhenzuordnung von AMVs werden verschiedene Methoden verwendet (siehe Kapitel 2.3.2). In einigen Studien werden insbesondere die beiden gängigen Methoden zur Höhenzuordnung von hohen, semitransparenten Wolken (CO<sub>2</sub>-IR- bzw. WV-IR-Methode) miteinander verglichen. Borde und Dubuisson (2010) verwenden hierfür simulierte Meteosat-8-Strahldichten. Die Qualität der Höhenzuordnung lässt laut der Studie bei beiden Methoden für dünne Wolken mit optischen Dicken < 2 stark nach. Die Ergebnisse hängen außerdem

von der Mikrophysik der jeweiligen Wolke (Phase, Partikelgröße) und der Genauigkeit der Temperatur- und Feuchteprofile ab, was eine zuverlässige Höhenzuordnung im operationellen Gebrauch erschwert.

Meist liefert die CO<sub>2</sub>-IR-Methode für semitransparente Wolken bessere Ergebnisse als die WV-IR-Methode [Daniels et al., 2006, Schreiner et al., 2012].

### ► Wind als Schichtbewegung

AMVs werden in numerischen Wettervorhersagemodellen typischerweise auf einer diskreten Druckhöhe assimiliert. Da ein AMV jedoch mehr eine Bewegungsschicht in der Atmosphäre als ein bestimmtes Level charakterisiert, kann dies zu Unsicherheiten bei der Wahl einer repräsentativen, diskreten Höhe führen. Ergebnisse einer ersten dahingehenden Studie wiesen darauf hin, dass die Ausbreitung der Windinformation über mehrere Levels einen positiven Einfluss auf die Vorhersage hat [Rao et al., 2002].

Eine weiterführende Studie von Velden und Bedka (2009) unterstreicht ebenfalls, dass AMVs Atmosphärenschichten anstatt diskrete Höhenlevel charakterisieren. Dabei wurden AMVs von unterschiedlichen geostationären und polumlaufenden Satelliten mit Radiosondenaufstiegen an verschiedenen geographischen Positionen verglichen. Der Windfehler (RMS) wird bei einer Betrachtung von Schichten anstatt Leveln um 0.5-1 m/s verbessert. Dieses Ergebnis wird in Regionen mit starker Windscherung noch verstärkt: Dort treten Verbesserungen von 2-4 m/s auf.

Auch neueste Studien bestätigen die Abnahme des Windfehlers bei Schichtbetrachtungen. Hernandez-Carrascal et al. (2012) zeigten, dass Wind-Schichtmittel aus Modellprofilen mit zunehmender Schichtdicke kleinere Fehler aufweisen. Außerdem liefert ein Schichtmittel unter der AMV-Höhe bessere Ergebnisse als bei Schichten, die symmetrisch um die AMV-Höhe positioniert sind.

## 3 VERWENDETE DATENSÄTZE

### 3.1 THORPEX Pacific Asian Regional Campaign (T-PARC)

#### 3.1.1 Die Messkampagne

Im Sommer und Herbst 2008 fand im westlichen Nordpazifik die internationale Messkampagne T-PARC („*THORPEX Pacific Asian Regional Campaign*“) im Rahmen des THORPEX-Programms („*THE Observing system Research and Predictability EXperiment*“) der WMO („*World Meteorological Organization*“) statt. Ziel der Kampagne war die Erforschung von tropischen Wirbelstürmen von deren Entstehung bis hin zum Verlauf der Zugbahnen in außertropische Regionen, um damit die Vorhersage der Zugbahnen tropischer Wirbelstürme zu verbessern und deren Auswirkungen stromabwärts in mittleren Breiten zu untersuchen. Durch die Kooperation mit dem taiwanesischen DOTSTAR-Programm („*Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the TAIwan Region*“) und dem U.S. Navy *Tropical Cyclone Structure Experiment* (TCS-08) standen während der Kampagne bis zu vier Forschungsflugzeuge für Messflüge zur Verfügung (*United States Airforce WC-130, Naval Research Laboratory NRL P-3, FALCON 20* des „*Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt*“ DLR, *DOTSTAR-Astra-Jet*). Im Verlauf der Kampagne wurden vier große Taifun-Systeme beobachtet.

Während der insgesamt über 500 absolvierten Flugstunden der vier beteiligten Flugzeuge wurden ca. 1500 Dropsonden eingesetzt. Zusammen mit konventionellen Satellitendaten, einer großen Anzahl zusätzlicher Radiosonden und anderen bodenbetriebenen Messungen ergab sich ein beachtlicher Satz an Messdaten für den Zeitraum von August bis Oktober 2008. [Weissmann et al., 2011, Harnisch, 2011]

#### 3.1.2 Beteiligung der DLR FALCON 20

Auch das DLR Oberpfaffenhofen war mit seinem Forschungsflugzeug FALCON 20 an der Kampagne beteiligt. Während der insgesamt 24 Flüge mit ca. 90 Flugstunden sammelte die FALCON im Zeitraum vom 25. August bis zum 1. Oktober 2008 verschiedene Daten [Website T-PARC]. Eine Übersicht der einzelnen Flüge liefert die Graphik 3.1 mit den jeweiligen Flugrouten um Japan.

### 3 VERWENDETE DATENSÄTZE

Nr.	Datum	Messdauer Lidar	horizontale Auflösung Lidar	Drop- sonden- abwürfe	davon Dropsonden mit Windmessung
1	080925	1h 41min	1.6 km	9	4
2	080829	2h 23min	2.3 km	14	11
3	080830	1h 32min	1.5 km	15	11
4	080901	2h 33min	1.6 km	17	15
5	080903	2h 40min	2.1 km	15	10
6	080908	2h 43min	2.8 km	18	16
7	080911a	2h 48min	2.8 km	19	16
8	080911b	2h 35min	2.3 km	17	13
9	080913	1h 11min	1.2 km	22	14
10	080915	51min	0.8 km	17	13
11	080916	1h 50min	2.0 km	3	3
12	080917a	2h 29min	2.5 km	17	13
13	080917b	2h 10min	2.2 km	10	9
14	080918a	2h 29min	2.5 km	15	7
15	080918b	44min	0.7 km	3	2
16	080919	3h 1min	2.9 km	19	13
17	080920	1h 55min	1.8 km	11	9
18	080928a	3h 12min	3.1 km	12	8
19	080928b	1h 47min	1.7 km	8	5
20	080929a	2h 39min	2.6 km	10	8
21	080929b	2h 53min	3.1 km	12	10
22	080930	2h 5min	1.9 km	8	6
23	081001a	1h 55min	1.7 km	16	12
24	081001b	1h 35min	1.6 km	9	7

**Tabelle 3.1:** Übersicht aller FALCON-Flüge während der T-PARC-Kampagne 2008



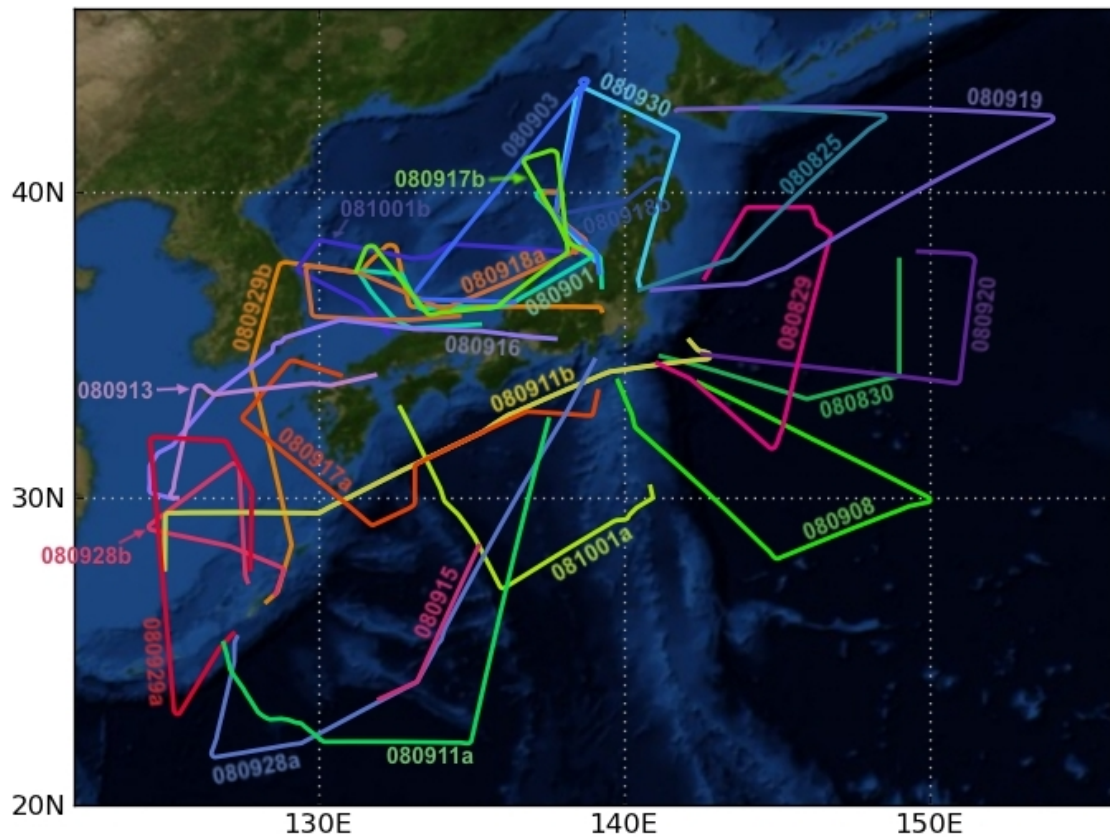


Abb. 3.1: Routen der 24 FALCON-Flüge während der T-PARC-Kampagne 2008 im westlichen Nordpazifik

### 3.1.2.1 Lidarmessungen

Während der Forschungsflüge der FALCON wurde ein Lidarsystem mit verschiedenen Wellenlängen eingesetzt, welches vom Flugzeug aus stets senkrecht nach unten zeigte und zur Messung von Wasserdampfprofilen in der Atmosphäre genutzt wurde. Als Nebenprodukt dieser DIAL-Wasserdampfmessungen („*D*ifferentielles *A*bsorptions*L*idar“) wurde die zurückgestreute Intensität des Rückstreulidars dazu verwendet, Aerosol- und Wolken-schichten zu bestimmen.

Die Dauer der Lidar-Einsätze während der einzelnen Flüge wird in Tabelle 3.1 aufgelistet. Insgesamt stehen als Datensatz über 50 Stunden Lidarmessungen zur Verfügung. Durchschnittlich wurde das FALCON-Lidar während T-PARC pro Flug ca. 2 h lang eingesetzt. Je nach Flugroute variierte die Einsatzdauer des Lidars zwischen 44min und 3h 12min.

**► Messprinzip eines Rückstreulidars**

Ein Lidar („*LI*ght *DE*tectio*AN*d *RAN*ging“) besteht aus einem Sender und einem Empfänger. Die ausgesendeten Photonen einer bestimmten Wellenlänge wechselwirken in der Atmosphäre mit Luftmolekülen und Aerosol durch Streu- und Absorptionsprozesse. Rückgestreute Photonen werden vom Empfänger detektiert und lassen so Rückschlüsse auf die Zusammensetzung der Atmosphäre zu. Als Sender dient im Normalfall ein Festkörper-Laser, der Lichtpulse in kurzen Abständen aussendet. Für meteorologische Forschungen wird häufig ein Nd:YAG-Laser eingesetzt, dessen Ursprungswellenlänge bei 1064 nm liegt. Dieser Bereich eignet sich gut zur Fernerkundung von Aerosol- und Wolkenschichten, da typische Partikeldurchmesser eine ähnliche Größenordnung besitzen wie die entsendete Wellenlänge.

Ausgangspunkt für Lidarmessungen ist die Lidargleichung

$$P(r, \lambda) = C_L \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \beta(r, \lambda) \cdot \exp \left\{ -2 \int_0^r \alpha(r', \lambda) dr' \right\} \quad (3.1)$$

Die Signalstärke  $P$  beschreibt die Intensität des Signals am Empfänger in Abhängigkeit von der Entfernung  $r$ . Letztere wird über die zeitliche Dauer von der Aussendung des Laserpulses bis zu dessen Detektion bestimmt. Die Lidarkonstante  $C_L$  enthält neben anderen konstanten Termen die ausgesendete Pulsenergie und den für jedes Lidarsystem unterschiedlichen Wirkungsgrad  $\eta$ . Die abnehmende Signalstärke mit zunehmender Distanz zum Lidarsystem wird durch den Term  $\frac{1}{r^2}$  als Entfernungskorrektur berücksichtigt. Der Rückstreukoeffizient  $\beta$  und der Extinktionskoeffizient  $\alpha$  setzen sich jeweils aus einem Anteil an Luftmolekülen  $mol$  und einem Anteil an Atmosphärenpartikeln (Aerosol, Wolkentropfen)  $aer$  zusammen ( $\alpha$  analog):

$$\beta(r, \lambda) = \beta_{mol}(r, \lambda) + \beta_{aer}(r, \lambda) \quad (3.2)$$

Über den Aerosol-Rückstreukoeffizienten  $\beta_{aer}(r, \lambda)$  können vorhandene Aerosol- und Wolkenschichten detektiert werden. Da  $\beta_{mol}(r, \lambda)$  räumlich und zeitlich nur wenig Schwankungen zeigt, können Schichtgrenzen über  $\beta(r, \lambda)$  gut beobachtet werden. Auch wenn die genauen Werte der Lidarkonstante  $C_L$  und des Extinktionskoeffizienten  $\alpha(r, \lambda)$  unbekannt sind, lässt sich der Rückstreukoeffizient in der Atmosphäre gut abschätzen. Prinzipiell gilt, dass der Rückstreukoeffizient  $\beta_{aer}$  für atmosphärische Partikel umso größer ist, je größer die streuenden Teilchen sind und je mehr dieser Partikel in der Atmosphäre vorhanden sind. Trifft nun der Laserstrahl auf eine Wolke, nimmt das Signal der Rückstreuung plötzlich stark zu. Mit einem Lidar lassen sich also Schichtgrenzen wie Wolkenoberkanten unkompliziert erkennen. Je größer die optische Dicke der Wolke ist, desto weniger tief kann der Laserstrahl in sie eindringen. [Wiegner, 2010]

► **Lidarsystem der FALCON**

Das Lidarsystem der FALCON wurde hauptsächlich dazu entwickelt, vertikale Profile der Wasserdampfverteilung in der gesamten Troposphäre und in der unteren Stratosphäre erstellen zu können. Dies wird mithilfe des differentiellen Absorptionslidars WALES („*WA*ter *va*pour *L*idar *E*xperiment in *S*pace“) verwirklicht. Dabei werden vier nah beieinander liegende ( $< 1$  nm) Wellenlängen bei ca. 935 nm gleichzeitig entlang desselben atmosphärischen Weges ausgesendet. Eine der betreffenden Wellenlängen liegt in einem Wasserdampf-Absorptionsfenster, während die restlichen drei bei unterschiedlich starken Absorptionslinien angesiedelt sind und somit unterschiedlich tief in die Atmosphäre eindringen können. Aus dem Unterschied der verschiedenen zurückgestreuten Signalstärken wird die Wasserdampfkonzentration in der Atmosphäre ermittelt.

Um diese Wellenlängen bei der Laser-Aussendung realisieren zu können, wird ein Nd:YAG-Festkörperlaser verwendet. Die Ursprungswellenlänge von 1064 nm wird mittels Frequenzverdopplung teilweise in 532 nm überführt. Durch weitere Konvertierungsprozesse werden die gewünschten Wellenlängen um 935 nm generiert. Als Nebenprodukt der eigentlichen Messung des Wasserdampfes werden die nicht umgewandelten Restenergien der Wellenlängen 1064 nm und 532 nm ebenfalls in die Atmosphäre gesendet und für Aerosol- und Wolkenmessungen verwendet. [Wirth et al., 2009]

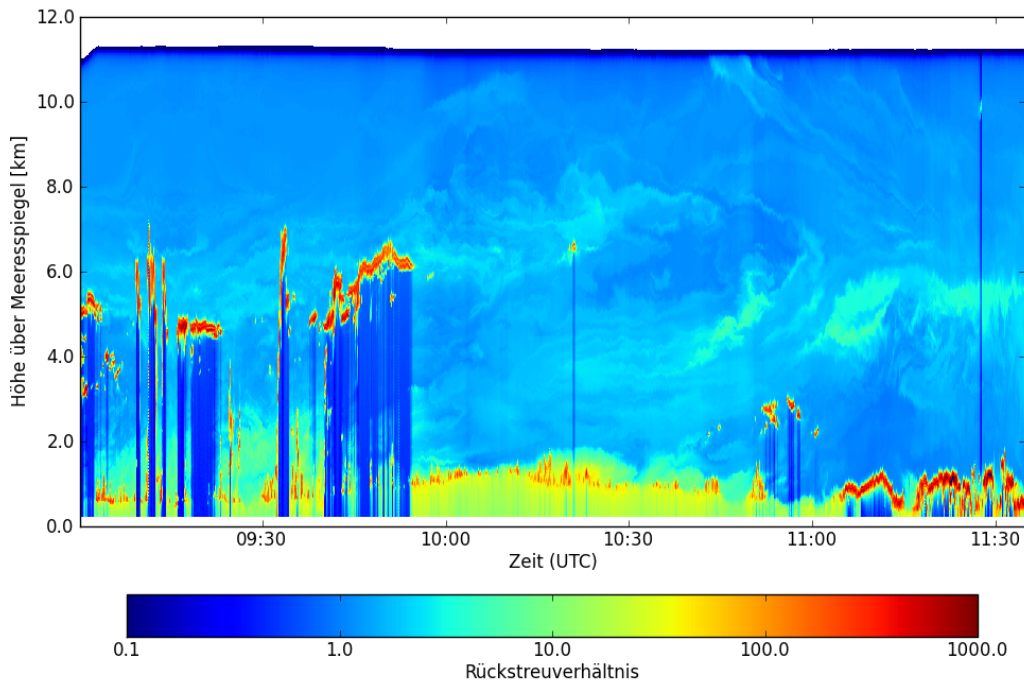
Für diese Arbeit sind insbesondere die Lidarprofile der Rückstreuung bei 1064 nm interessant, da aus diesen Daten Wolkenoberkanten sehr präzise bestimmt werden können. Als bereits prozessierter Datensatz wurde vom DLR das **Rückstreuverhältnis *BSR*** bei 1064 nm aus den Lidardaten zur Verfügung gestellt.

Das Rückstreuverhältnis ist definiert als das Verhältnis der Rückstreuung aller atmosphärischen Partikel (Luftmoleküle, Aerosol) zum Anteil der Rückstreuung von Luftmolekülen allein [Guzzi, 2003]:

$$BSR = \frac{\beta_{mol}(\lambda) + \beta_{aer}(\lambda)}{\beta_{mol}(\lambda)} \quad (3.3)$$

Je größer der Wert des Rückstreuverhältnisses wird, desto mehr Partikel befinden sich zusätzlich zu den Luftmolekülen in der Atmosphäre. Dabei wird der Rückstreukoeffizient für Luftmoleküle  $\beta_{mol}(\lambda)$  anhand von Druck- und Temperaturwerten berechnet, die aus Messungen oder Modellprofilen ermittelt werden. [Wiegner, 2010]

Als Beispiel eines Lidarprofils des Rückstreuverhältnisses wird in Abbildung 3.2 der 8. Flug („080911b“) vom 11. September 2008 gezeigt. Die FALCON fliegt auf einer ungefähren Höhe von 11 km und führt mit dem senkrecht nach unten zeigenden Lidar kontinuierlich Messungen durch.



**Abb. 3.2:** Rückstreuverhältnis bei 1064 nm für den Flug 080911b am 11. September 2008

Der vertikale Abstand der Messpunkte beträgt in den verwendeten Daten 15 Meter. Die horizontale Entfernung zweier Messpunkte ist von Flug zu Flug je nach Fluglänge und anschließender Prozessierung der Daten unterschiedlich. Die Lidar-Messzeit eines kompletten Fluges wird meist in 800 Zeitschritte unterteilt. Da die Dauer der Lidareinsätze zwischen ca.  $\frac{3}{4}$  h und  $3 \frac{1}{4}$  h liegt und die Fluggeschwindigkeit zwischen den einzelnen Flügen schwankt, variiert demnach auch die horizontale Auflösung. Diese liegt zwischen 730 m (Flug 15, „080918b“) und 3120 m (Flug 18, „080928a“). Im vorliegenden Beispielflug (Flug 8, „080911b“) beträgt die horizontale Distanz zwischen zwei Messwerten knapp 2,3 km.

#### 3.1.2.2 Einsatz von Dropsonden

Während der 24 Flüge der FALCON im Rahmen der T-PARC-Kampagne wurden insgesamt 316 Dropsonden eingesetzt. Die Sonden des Typs Vaisala RD93 messen neben Druck, Temperatur und Feuchte auch die horizontale Windgeschwindigkeit mithilfe der Driftgeschwindigkeit der Dropsonde, die wiederum anhand der durch GPS gemessenen Positionen bestimmt wird. Diese Windmessung hat eine absolute Genauigkeit von  $0.5 \frac{m}{s}$ . Die Dropsonden sind an Fallschirmen befestigt und haben eine durchschnittliche Fallgeschwindigkeit von  $11 \frac{m}{s}$ . [Website Vaisala]

Im Idealfall wird jede halbe Sekunde eine neue Messung durchgeführt, sodass ein nahezu lückenloses, vertikales Profil der Atmosphäre erstellt wird.

Die letzten beiden Spalten der Tabelle 3.1 führen die eingesetzten Dropsonden je Flug auf. Dabei wird unterschieden, ob bei den jeweiligen Sonden Messwerte des horizontalen Windes vorhanden sind oder ob keine Windmessung verfügbar war. Von den insgesamt 316 Sonden können 235 eine zumindest abschnittsweise Windmessung aufweisen und können somit für die Höhenkorrektur verwendet werden, welche auf räumlich nahe Dropsonden-Windmessungen angewiesen ist.

## 3.2 AMVs von MTSAT/CIMSS

### 3.2.1 Der Satellit MTSAT

MTSAT-1R und MTSAT-2 („*Multifunctional Transport SATellite*“) sind geostationäre Wettersatelliten des japanischen Wetterdienstes JMA, die sich im Äquatorialorbit bei 140° Ost bzw. 145° Ost befinden. MTSAT-1R war von 2005 bis 2010 im operationellen Betrieb und wurde 2010 von MTSAT-2 abgelöst.

In Tabelle 3.2 sind die fünf Wellenlängenkanäle von MTSAT-1R aufgeführt. Vier der Kanäle liefern Bilder im Infrarot-Bereich, ein weiterer im sichtbaren Spektralbereich. [Website MTSAT]

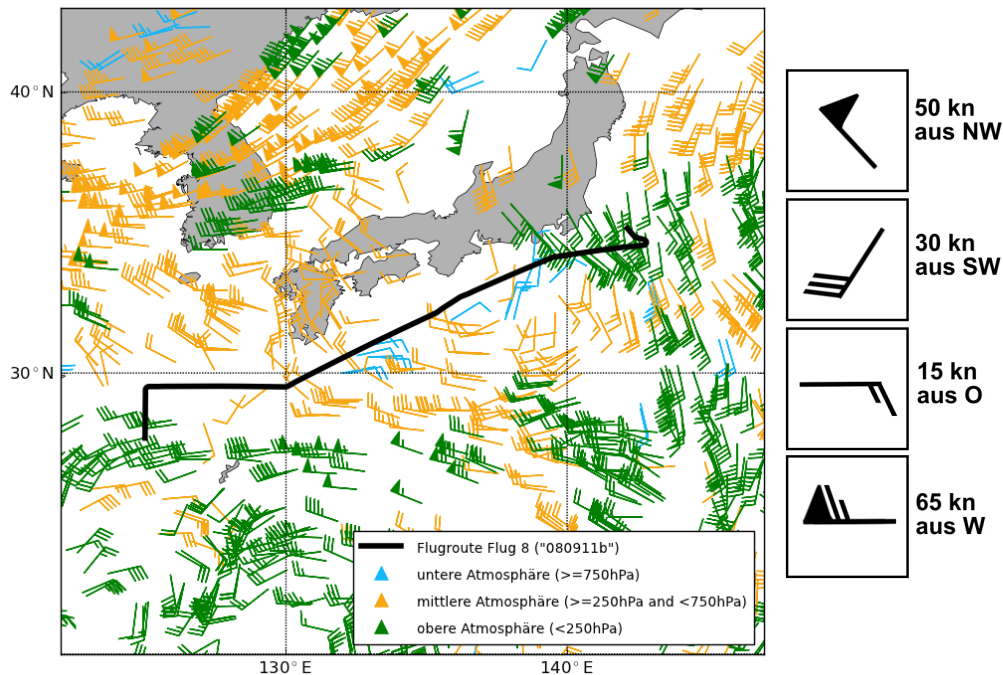
### 3.2.2 AMVs von CIMSS

Die in dieser Arbeit verwendeten AMVs wurden vom amerikanischen Institut CIMSS aus MTSAT-1R-Satellitenbildern abgeleitet. Diese sogenannten HOURLY-Datensätze sind nicht operationell und wurden nur für den Zeitraum der T-PARC-Kampagne prozessiert. Ein Beispiel-Datensatz ist in Abbildung 3.3 dargestellt. Bei der Herleitung wurden 4 der 5 vorhandenen MTSAT-1R-Kanäle verwendet:

IR1 (im Folgenden mit IR bezeichnet), WV, SWIR und VIS. Die AMVs werden überwiegend zur vollen Stunde (xx:57 UTC) zur Verfügung gestellt; gelegentlich sind auch Daten um xx:13 UTC vorhanden. Die Datensätze beinhalten die vertikale Höhe in Druckkoordinaten, Windrichtung und -geschwindigkeit. Außerdem sind Informationen zu der Güte der Qualität der Daten vorhanden, indem jedem AMV der von CIMSS entwickelte RFF-Qualitätsindex zugewiesen wird. In dieser Arbeit werden ausschließlich

Nr.	Kanal	Wellenlängenbereich
1	IR1	10.3 - 11.3 $\mu\text{m}$
2	IR2	11.5 - 12.5 $\mu\text{m}$
3	WV	6.5 - 7 $\mu\text{m}$
4	SWIR	3.5 - 4 $\mu\text{m}$
5	VIS	0.55 - 0.90 $\mu\text{m}$

**Tabelle 3.2:** Übersicht der spektralen Kanäle des japanischen Wettersatelliten MTSAT-1R



**Abb. 3.3:** Beispiel eines AMV-HOURLY-Datensatzes vom 11. September 2008, 09:57 UTC.  
 Rechts: Erklärung der Windföhnchen. Dreieck  $\hat{=}$  50 kn, ganzer Strich  $\hat{=}$  10 kn,  
 halber Strich  $\hat{=}$  5 kn.  $1 \text{ kn} \approx 0,514 \frac{\text{m}}{\text{s}}$

AMVs verwendet, deren Qualitätsindizes einen Wert von 50 überschreiten. Dieser Schwellwert wurde von CIMSS aus empirischen Vergleichen von Radiosondenmessungen mit AMV-Daten festgesetzt. CIMSS-Datensätze enthalten normalerweise keine Werte, die unter diesem Wert liegen [Holmlund et al., 2002]

Für die T-PARC-Kampagne wurden die Höhenzuordnungsmethoden *EBBT*, *WV-intercept* und *Wolkenunterkante* verwendet [Steve Wanzong, persönlicher Kommentar]. *CO<sub>2</sub>-Slicing* kann bei MTSAT-1R-Bildern nicht angewendet werden, da der Satellit über keinen CO<sub>2</sub>-Kanal verfügt.

Für AMVs aus dem sichtbaren Spektralkanal werden VIS-Satellitenbilder als Tracking-Grundlage genutzt, während das zugehörige, zeitgleiche IR-Bild dann für die Höhenzuordnung durch die EBBT-Methode verwendet wird. AMVs aus Infrarotkanälen bzw. dem Wasserdampfkanal nützen zur Höhenzuordnung sowohl das jeweilige Infrarot-Bild als auch das zeitgleiche WV-Satellitenbild. Dabei werden verschiedene Höhen für die vorhandenen unterschiedlichen Methoden berechnet. Als endgültige Druckhöhe des entsprechenden AMVs wird dann der vertikal höchste Wert (niedrigster Druck) verwendet. [Olander, 2001]

## 4 METHODEN

### 4.1 Bestimmung der Wolkenoberkante aus Lidarmessungen

#### 4.1.1 Zwei verschiedene Herangehensweisen

Aus der Rückstreuung des Lidarsignals ist in Abbildung 3.2 mit bloßem Auge gut ersichtlich, in welchen Bereichen Wolken vorhanden sind. Im oberen Teil der Troposphäre nahe der Flugzeughöhe wird verhältnismäßig wenig zurückgestreut - es befinden sich also wenig Partikel in der Luft (blaue Farbtöne). Trifft der Laserstrahl auf eine Wolke, wird dieser an dementsprechend mehr Partikeln gestreut und das Empfängersignal verstärkt sich deutlich, teilweise um mehrere Größenordnungen (gelbe bis rote Farbtöne). Bei hohen optischen Dicken verschwindet das Signal unter der Wolke fast vollständig, bei optisch dünneren Wolken verbleibt ein abgeschwächtes Restsignal. Dabei sind normalerweise nur sehr dünne Eiskristalle transparent genug, dass das Lidar brauchbare Messungen unterhalb der Wolke liefern kann.

Um das starke Bodensignal (im Plot bereits ausgeblendet) abzuschneiden, werden die untersten 250m über dem Meeresspiegel bei der Bestimmung der Maxima der vertikalen Profile ignoriert.

Es werden nun zwei verschiedene Methoden getestet, um Wolkenhöhen aus Lidarprofilen zu bestimmen.

#### ► Methode 1: Schwellwert des Rückstreuverhältnisses

Als erster Versuch, die Wolkenoberkante zu bestimmen, wird ein Schwellwert des Rückstreuverhältnisses festgesetzt. Wird dieser innerhalb eines vertikalen Lidarprofils überschritten, wird angenommen, dass eine Wolke vorhanden ist. Das **Maximum des Profils** gilt dann als Wolkenoberkante. Um den Einfluss der Wolke auf horizontal benachbarte Profile auszudehnen, wird als alternative Variante dieser Methode das Maximum aus drei benachbarten vertikalen Profilen als Wolkenhöhe verwendet. Damit soll die Information horizontal ausgebreitet werden, um der Tatsache Rechnung zu tragen, dass AMVs zwar auch aus durchbrochener Bewölkung berechnet werden, die Bestimmung der jeweiligen AMV-Höhe jedoch über die höchsten Pixel der entsprechenden Wolkenstruktur erfolgt.

**► Methode 2: Schwellwert des Gradienten des Rückstreuverhältnisses**

Um zu berücksichtigen, dass insbesondere ein starker Anstieg des Rückstreuverhältnisses und nicht dessen Wert selbst die Oberkante einer Wolke repräsentiert, wird als zweite Methode der *Gradient* des Rückstreuverhältnisses betrachtet. Dabei wird die Differenz zwischen jeweils zwei vertikalen Punkten jedes Lidarprofils berechnet und der mittleren Höhe zwischen diesen beiden Punkten zugeordnet. Auch hier entscheidet ein Schwellwert, der innerhalb eines Profils überschritten wird, ob eine Wolke vorhanden ist. Bei Überschreitung des Schwellwerts wird wiederum das Maximum des gesamten Profils als Wolkenoberkante definiert. Wie bei der obigen Methode wird ebenfalls als Variante das Maximum aus drei horizontal benachbarten Profilen verwendet.

**4.1.2 Vergleich der Methoden**

In Abbildung 4.1 sind zwei Beispielwolken zu sehen, in denen die Unterschiede der beiden beschriebenen Methoden illustriert werden. Beide Beispiele stammen aus dem 8. T-PARC-Flug („080911b“), der in Abbildung 3.2 bereits als Einführungsbeispiel verwendet wurde. Die beiden Graphiken auf der linken Seite zeigen eine ausgedehnte tiefe Wolke auf ca. 1 km Höhe mit relativ deutlicher oberer Grenze. Die rechte Seite zeigt eine etwas kleinere, mittelhohe Wolke auf ca. 6.5 km Höhe (Achsenbeschriftung rechts) und soll insbesondere einen Eindruck davon vermitteln, inwieweit die Ränder einer Wolke mit den jeweiligen berechneten Wolkenhöhen übereinstimmen.

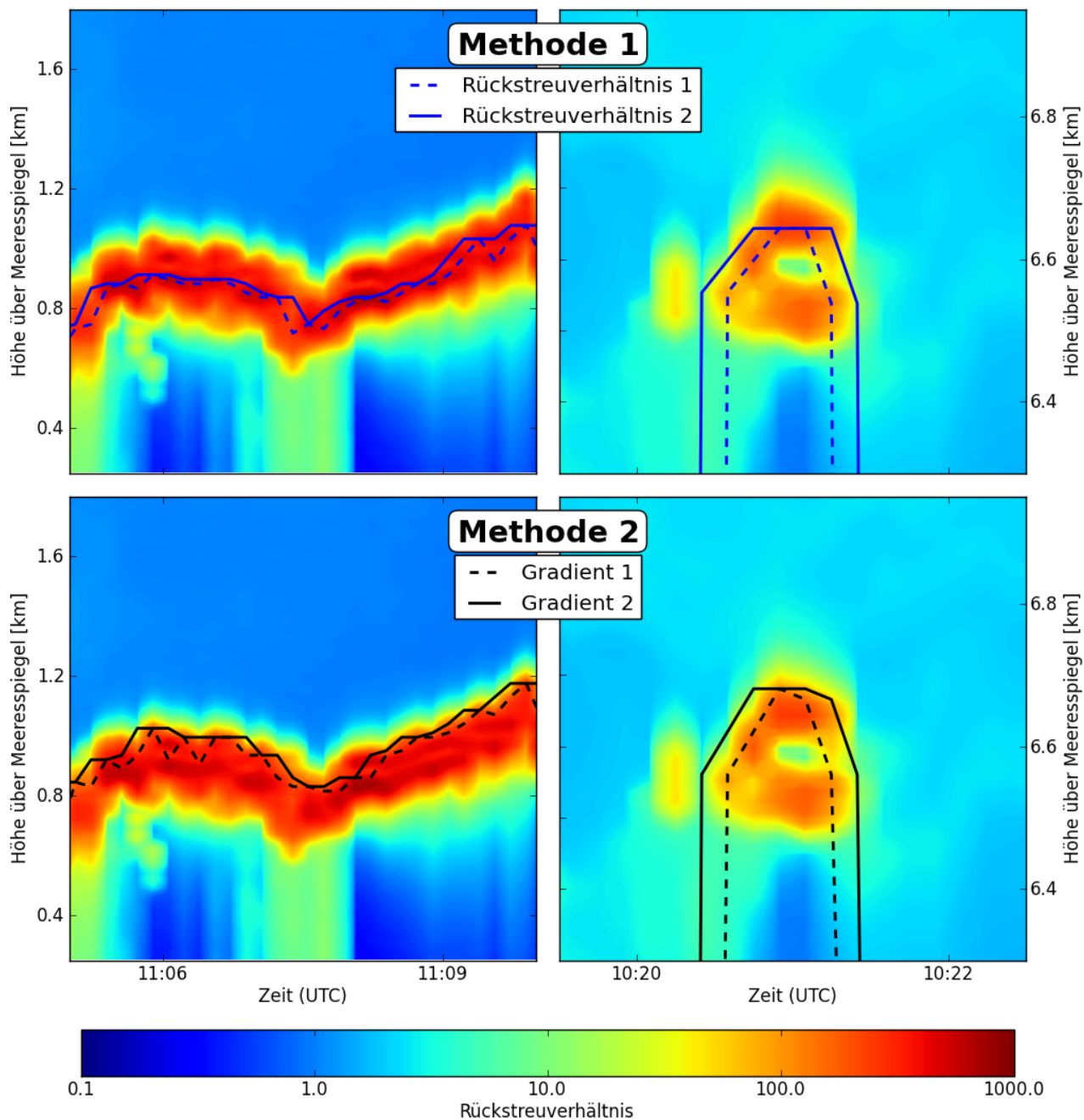
Die beiden oberen Abbildungen stellen die Wolkenoberkante dar, die nach Methode 1 berechnet wurde, die beiden unteren dementsprechend die Methode 2. Dabei repräsentieren die gestrichelten Linien jeweils das Maximum eines vertikalen Profils, wenn der jeweilige Schwellwert des Rückstreuverhältnisses bzw. des Gradienten des Rückstreuverhältnisses innerhalb des Profils überschritten wurde. Bei den durchgezogenen Linien wurde zusätzlich das Maximum aus drei horizontal benachbarten Profilen verwendet.

Als Schwellwert der Methode 1 wird ein Rückstreuverhältnis von 40 verwendet, als Schwellwert der Methode 2 ein Gradient von  $10/15m$ . Die 15 Meter im Nenner beschreiben die vertikale Auflösung der Lidarmessungen. Beide Schwellwerte wurden nach Vergleichen mit anderen Schwellwerten aus Plausibilitätsgründen festgesetzt.



Der direkte Vergleich der beiden Methoden zeigt, dass die jeweiligen Wolkenhöhen nur leicht voneinander abweichen (ca. 50 - 100 m). Dabei liefert die 1. Methode (obere beiden Abbildungen) durchweg tiefere Wolkenhöhen als die 2. Methode (untere beiden Abbildungen). Das Maximum des Rückstreuverhältnisses findet sich also eher tiefer in der Wolke, wo aufgrund größerer und vermehrt vorhandener Wolkenteilchen die größte Rückstreuung stattfindet. Dahingegen ist der stärkste Gradient des Rückstreuverhältnisses eher an der Wolkenoberkante zu finden, wenn der Übergang von Luftmolekülen zu den ersten größeren Partikeln erfolgt (Wechsel von Blau- zu Rottönen).

Insgesamt liefert das Maximum des Gradienten des Rückstreuverhältnisses nach Sensitivitätsstudien robustere Ergebnisse beim Auffinden von Wolken als das Maximum des Rückstreuverhältnisses allein. Im Folgenden wird daher zur Bestimmung der Wolkenhöhe die zweite Methode, inklusive des Maximums aus drei benachbarten horizontalen Profilen, verwendet (durchgezogene, schwarze Kurve der unteren beiden Graphiken).



**Abb. 4.1:** Vergleich verschiedener Herleitungen der Wolkenhöhe aus Lidardaten. Obere beiden Graphiken: Wolkenoberkante aus Maximum des Rückstreuverhältnisses (Methode 1). Untere beiden Graphiken: Wolkenoberkante aus Maximum des Gradienten des Rückstreuverhältnisses (Methode 2). Gestrichelte Linien: Maximum des vertikalen Profils. Durchgezogene Linien: Maximum des vertikalen Profils aus drei benachbarten, horizontalen Profilen.

## 4.2 Auswahl geeigneter AMV-Wolkenpunkt-Paare

### 4.2.1 Umrechnung Druckkoordinaten $\iff$ Höhenlevel

Die Lidar-Datensätze der FALCON werden in Höhenmetern über dem Meeresspiegel angegeben, während die Höhe der AMVs von CIMSS in Druckwerten angeboten werden. Deswegen muss eine Umrechnung zwischen Druck und geometrischer Höhe erfolgen, die mithilfe der zahlreichen Dropsonden bewerkstelligt wird. Für die folgende Analyse werden die Wolkenhöhen, die aus den Lidarprofilen erstellt wurden, von Metern in Druckeinheiten [hPa] konvertiert.

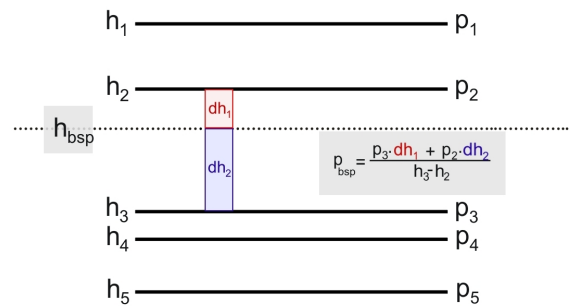


Abb. 4.2: Drucklevel-Interpolation

Die Vorgehensweise wird in Abbildung 4.2 an einem Beispiel verdeutlicht. Die schwarzen horizontalen Linien beschreiben die Drucklevel, auf denen eine Dropsonde in unregelmäßigen Abständen Messwerte liefert. Die gestrichelte Linie repräsentiert eine bestimmte Wolkenhöhe  $h_{bsp}$ , die in einen Druckwert  $p_{bsp}$  konvertiert werden soll. In einer Dropsondendatei sind für jedes Höhenlevel sowohl geometrische Höhe als auch Druckhöhe angegeben. Da die Wolkenhöhen in den meisten Fällen zwischen zwei Dropsonden-Leveln liegen, wird linear zwischen den beiden angrenzenden Werten interpoliert. Für eine Beispielhöhe  $h_{bsp}$  zwischen dem  $i$ -ten und dem  $(i+1)$ -ten Level ergibt sich somit allgemein:

$$p_{bsp} = \frac{p_{i+1} \cdot (h_{bsp} - h_i) + p_i \cdot (h_{i+1} - h_{bsp})}{h_i - h_{i+1}} \quad (4.1)$$

Ein Lidar-Wolkenpunkt entlang der Flugroute liegt im Normalfall zwischen zwei Dropsonden, die im Laufe des Fluges eingesetzt wurden. Deswegen werden für die Berechnung des Drucklevels **die beiden zeitlich nächsten Dropsonden** verwendet. Für beide benachbarten Dropsonden wird nun die Wolkenoberkante in Druckkoordinaten nach obiger Formel umgerechnet. Für den endgültigen Druckwert werden die zwei beteiligten Dropsonden je nach der zeitlichen Entfernung zum Lidar-Wolkenpunkt gewichtet. Die nähergelegene Dropsonde hat somit einen größeren Einfluss auf den berechneten Wert.

Liegt der Wolkenpunkt am Anfang (am Ende) des Fluges und somit vor (nach) dem ersten (letzten) Dropsondenabwurf, ergibt sich die Umrechnung aus nur einer Dropsonde.

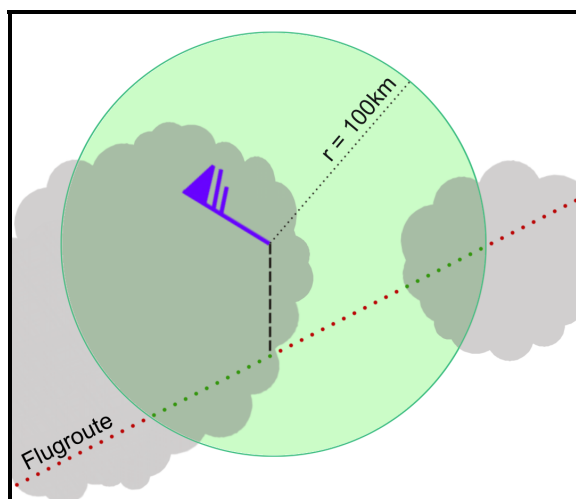
## 4.2.2 Auswahlkriterien für Vergleichspaare

### 4.2.2.1 Allgemeine Auswahlkriterien

Um nun AMVs mit den berechneten Lidar-Wolken vergleichen zu können, soll im besten Fall zur gleichen Zeit und an der gleichen geographischen Position des AMVs auch eine Lidar-Wolkenhöhenmessung und eine Dropsonden-Windmessung vorhanden sein. Dies entspricht natürlich nicht den gegebenen Bedingungen: Eine flugzeuggetragene Lidarmessung ist zeitlich und räumlich auf Punktmessungen entlang einer Strecke begrenzt und außerdem durch die Höhe des Flugzeugs nach oben beschränkt. Dropsonden wurden im Normalfall alle 10-20 Minuten abgeworfen. Bei einer Durchschnittsgeschwindigkeit der FALCON von  $790 \frac{\text{km}}{\text{h}}$  sind zwei Dropsondenmessungen bereits 130 km bis 260 km voneinander entfernt.

Auch Zeitraum und Messgebiet von AMVs unterliegen gewissen Beschränkungen. AMVs werden zwar global aus Satellitendaten ermittelt. Dabei müssen allerdings passende Wolkenstrukturen oder Wasserdampfgradienten vorhanden sein, die über die beobachtete Bildfolge hinweg detektiert werden können. Außerdem werden AMVs nur in bestimmten zeitlichen und räumlichen Abständen abgeleitet, um korrelierte Fehler zu vermeiden.

Für die Auswahl passender Paare, die im folgenden Kapitel zur Analyse herangezogen werden, müssen deswegen einige Auswahlkriterien festgesetzt werden, die den Rahmen bei der Wahl von Vergleichspaaren lockern.



**Abb. 4.3:** Maximale räumliche Distanz von 100 km (grüner Kreis) zwischen AMV und dem geographisch nächsten Wolken-Flugpunkt (Verbindung durch schwarz gestrichelte Linie)

#### ► Räumliche Distanz

##### AMV $\Leftrightarrow$ Lidar-Wolkenpunkt

Die Wahl geeigneter Paare von AMV und Lidar-Wolkenpunkt ist in Abbildung 4.3 schematisch dargestellt. Diese erfolgt zunächst durch einen Abgleich der geographischen Position eines AMVs mit allen infrage kommenden Wolkenpunkten entlang der Flugroute, die sich in einem **100 km Radius** um den AMV befinden (im Bild: grün hinterlegter Bereich um den AMV im Zentrum). Sind innerhalb dieses Radius mehrere passende Flugpunkte mit Wolkenmessung vorhanden (grüne Punkte), wird dem AMV der geographisch nächste Wert zugewiesen (gestrichelte schwarze Linie). Ist der AMV zu weit von der Flugroute entfernt oder

existieren innerhalb des 100-km-Radius nur Lidarmessungen einer wolkenlosen Atmosphäre (rote Punkte), wird der AMV bei der folgenden Analyse ausgeschlossen.

### ► **Zeitliche Entfernung AMV $\Leftrightarrow$ Lidar-Wolkenpunkt**

Ist ein AMV infolge seiner räumlichen Distanz als Vergleichswert akzeptiert, wird die zeitliche Nähe überprüft. Dabei dürfen AMV und der zugeteilte Wolken-Flugpunkt maximal **60 min** auseinander liegen.

Die Werte für die maximale räumliche und zeitliche Distanz zwischen AMV und Lidar-Wolke wurden anhand von Sensitivitätsstudien festgesetzt.

### ► **Keine Daten aus Wasserdampfkanal WV**

Für AMVs aus dem Wasserdampfkanal WV werden als Tracking-Merkmale entweder Wolkenmuster oder Wasserdampfgradienten verwendet. Dabei unterscheidet CIMSS in den prozessierten Datensätzen nicht zwischen diesen beiden Methoden. Deswegen wird bei der folgenden Analyse komplett auf WV-AMVs verzichtet, um zu gewährleisten, dass keine AMVs aus Wasserdampfgradienten bei wolkenloser Atmosphäre in die Analyse mit einfließen. Es werden folglich nur AMVs verwendet, die aus Satellitenbildern der Spektralkanäle IR, SWIR oder VIS bestimmt wurden.

### ► **Vertikaler Druckunterschied AMV $\Leftrightarrow$ Lidar-Wolkenpunkt**

Die obigen Auswahlkriterien für zeitliche und räumliche Entfernung von Satelliten-Windvektor und Lidar-Wolkenpunkt können hin und wieder zu Unsicherheiten führen. Gerade tagsüber können Wolken durch konvektive Prozesse zeitlich sehr viel schneller entstehen und wieder verschwinden als der zeitliche Rahmen von 60 min. erlaubt. Auch deren räumliche Erstreckung erfüllt nicht immer das Kriterium von einer Ausbreitung über 100 km. So kann es vorkommen, dass Satellit und Lidar nicht dieselbe Wolke messen und der AMV-Druckhöhe und die Wolkenoberkante des entsprechenden Flugpunktes nicht übereinstimmen. Für den Höhenvergleich werden deshalb nur Vergleichspaare akzeptiert, wenn der AMV **maximal 100 hPa über bzw. maximal 150 hPa unter** der Lidar-Wolkenoberkante liegt. Dieses Intervall wurde unter der Annahme festgelegt, dass ein AMV eine Schicht unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante beschreibt und erwartungsgemäß eher etwas tiefer positioniert wird, um die Atmosphärenbewegung bestmöglich zu charakterisieren. Deswegen wird die erlaubte vertikale Distanz zur Wolkenoberkante nach unten weiter ausgedehnt als nach oben.

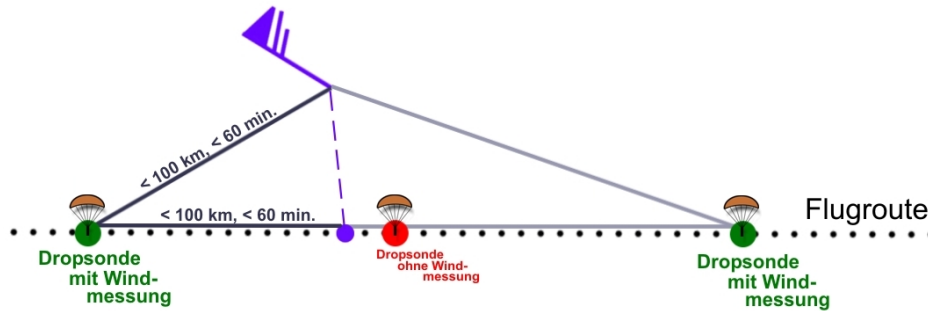


Abb. 4.4: Schematische Darstellung der maximal erlaubten Dropsondenentfernung von AMV und Lidar-Wolke (lila Punkt) für die Höhenkorrektur

### ► Vertikale Begrenzung durch Flugzeughöhe

Die FALCON flog während der 24 Flüge der Messkampagne auf einer durchschnittlichen Höhe von ca. 11 Kilometern (entspricht etwa 230 hPa). Da das Lidar während dieser Flüge senkrecht nach unten zeigte, konnten keine Wolken oberhalb dieser Höhe detektiert werden. Liegt nun ein AMV nur knapp unter der Flughöhe, kann nicht ausgeschlossen werden, dass er anhand von Satellitendaten aus einer Wolke bestimmt wurde, die sich *über* der FALCON befand und der AMV fälschlicherweise als zu tief in der Atmosphäre angesiedelt wurde. Deshalb wird auf alle AMVs verzichtet, die in einem Bereich von **150 hPa unter der Flughöhe** liegen.

#### 4.2.2.2 Zusätzliches Auswahlkriterium für die Höhenkorrektur

### ► Dropsondennähe

Die Höhenkorrektur der kartesischen Windkoordinaten  $u$  und  $v$  erfolgt wie schon bei der Druckumrechnung der Wolkenoberkanten über Dropsondenmessungen. Luftdruckverhältnisse in der Atmosphäre ändern sich horizontal nur langsam: Im Normalfall liegt der Gradient des Bodendrucks bei 1 hPa pro 100 km, im Extremfall (zum Beispiel bei einem Frontdurchgang) bei 10 hPa pro 100 km [Saucier, 2003]. Während eines Fluges von 2 h mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von  $790 \frac{\text{km}}{\text{h}}$  fliegt die FALCON über 1500 km und wirft durchschnittlich 13 Dropsonden ab. Deswegen kann das horizontale Druckfeld mit den vorhandenen Dropsondenmessungen sehr genau wiedergegeben werden, auch wenn für einzelne Flüge nur eine geringe Anzahl an Dropsonden eingesetzt wurde. Im Gegensatz dazu

können sich die Windverhältnisse innerhalb dieser Distanzen signifikant ändern. Somit spielt beim Vergleich von Windwerten die Entfernung zur nächsten Dropsonde eine wichtigere Rolle als bei dem Höhenvergleich von Druckwerten. Für die Höhenkorrektur ist deswegen eine nahe gelegene Dropsonde von entscheidender Bedeutung.

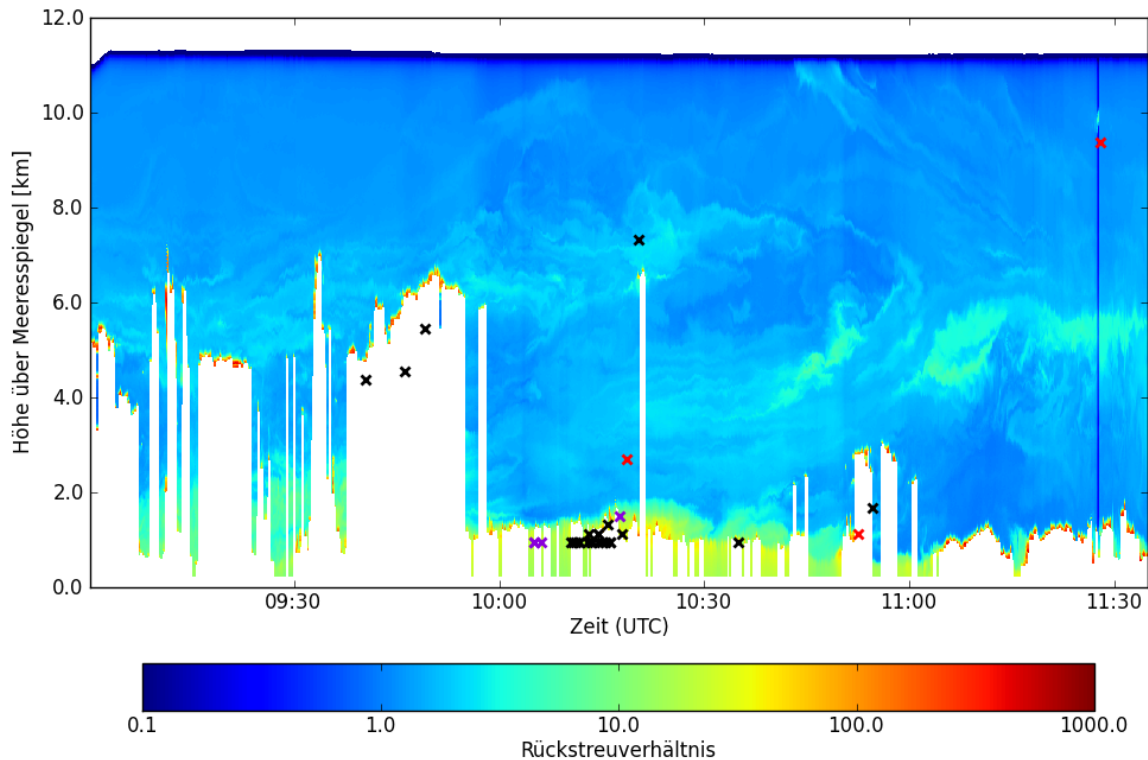
Deswegen wird hierfür ein zusätzliches Auswahlkriterium eingeführt: **Mindestens eine der beiden benachbarten Dropsonden muss sowohl von AMV als auch vom Lidar-Wolkenpunkt maximal 100 km und maximal 60 min.** entfernt sein (siehe Abbildung 4.4). Andernfalls wird das Vergleichspaar aus der Analyse ausgeschlossen.

### 4.3 Vergleichspaare im Beispielflug 080911b

In Abbildung 4.5 werden die Auswahlkriterien des vorigen Kapitels anhand des Fluges „080911b“ der T-PARC-Kampagne verdeutlicht. Die Graphik entspricht Abbildung 3.2, wobei der Bereich unterhalb der Wolkenoberkanten als Wolkenmaske weiß ausgeblendet wurde (Berechnung siehe Kapitel 4.1). Zusätzlich wurden passende AMVs aus den Spektralkanälen SWIR, IR und VIS entlang der Flugroute aufgetragen, die eine maximale räumliche bzw. zeitliche Entfernung von 100 km bzw. 60 min. zu dem nächsten Lidar-Wolkenpunkt besitzen. Diese werden bei den entsprechenden Flugpunkten als Kreuze abgebildet.

Von den 31 AMVs, die diesen Auswahlkriterien entsprechen, werden drei aufgrund ihrer großen vertikalen Druckdifferenz zum entsprechenden Wolkenpunkt aussortiert (rote Kreuze). Vier weitere liegen zu weit von der nächsten Dropsonde entfernt und werden deshalb für die Höhenkorrektur nicht verwendet (lila Kreuze). Aus diesem Flug verbleiben also 28 Werte für den Druckhöhenvergleich und 24 Werte für die Verifizierung der Höhenkorrektur mit Dropsonden-Windmessungen.

Tendenziell findet sich eine gute Übereinstimmung zwischen der Wolkenoberkante aus Lidarmessungen und den AMV-Druckhöhen. Ein Vergleichspaar, bei dem Lidar und Satellit aber offensichtlich unterschiedliche Wolken detektieren, ist um 11:27 UTC zu finden. Dieser AMV wird einer Höhe von 312 hPa (ca. 9400 m) zugeordnet, während die zugehörige Lidar-Wolke bei 885 hPa (ca. 1100 m) angesiedelt ist. An der geographischen Position des Lidar-Flugpunktes lässt sich dabei in einer Höhe von ca. 10 km eine leichte Erhöhung der Rückstreuung feststellen. Diese Abweichung von der Umgebung ist relativ gering, weshalb vom Lidar keine Wolke erkannt wird. Es ist davon auszugehen, dass sich etwas abseits der Flugroute eine Wolke auf dieser Höhe befindet und hier noch schwach die Auswirkungen des



**Abb. 4.5:** Rückstreuverhältnis mit Wolkenmaske und AMVs während des Fluges 080911b. Weiße Bereiche: ausgeblendete Wolken. Rote Kreuze: AMVs mit zu großer vertikaler Druckdifferenz zum Wolkenpunkt (nicht verwendet). Lila Kreuze: Dropsonden in zu großer Entfernung (keine Höhenkorrektur möglich). Schwarze Kreuze: verwendete AMVs

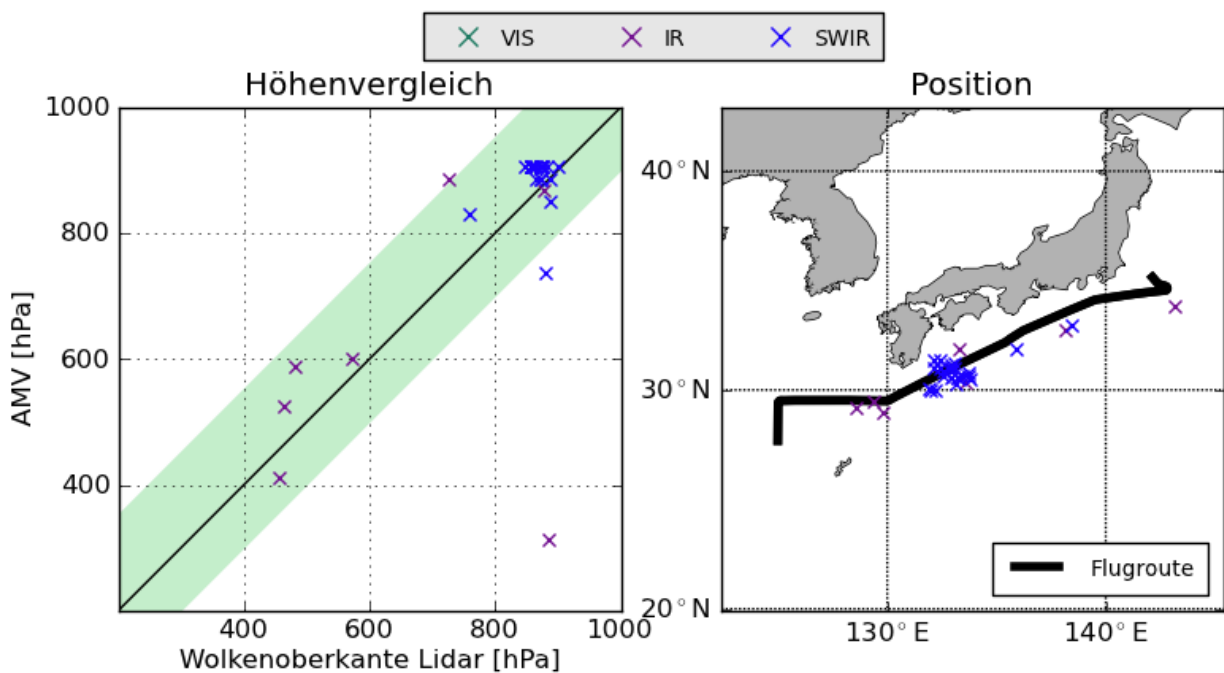
Detrainments (Ausfließen von Wolkenluft in die Umgebung der Wolke) zu sehen sind. Für diesen Fall liegen AMV und Flugpunkt horizontal etwa 90 km auseinander. Diese Entfernung fällt zwar noch in die maximal erlaubte Distanz von 100 km, trotzdem reicht die Wolke offensichtlich nicht über die gesamte Strecke zwischen den beiden Punkten. Somit sehen Lidar und Satellit zwei verschiedene Wolken. Dieses Vergleichspaar wird aufgrund seines zu großen vertikalen Höhenunterschiedes aussortiert.

Inwieweit die Lidar-Wolkenhöhen mit den jeweiligen AMV-Druckhöhen für den betrachteten Flug 080911b übereinstimmen, zeigt Abbildung 4.6. In der linken Graphik werden die Druckwerte der insgesamt 31 Vergleichspaare gegeneinander aufgetragen. Dabei stellen Werte der x-Achse die Drucklevel der Lidar-Wolke und Werte der y-Achse AMV-Druckhöhen des Satelliten dar. Die schwarze Ausgleichsgerade entspricht einer optimalen Übereinstimmung von AMV-Höhe und Lidar-Wolkenoberkante. Auch hier sieht man prinzipiell, dass Lidar-Wolkenoberkante und AMV-Druckhöhe durchaus ähnliche Werte besitzen. Die grün hinter-



legte Fläche kennzeichnet die AMVs, die im Bereich von +150 hPa bis -100 hPa um die Wolkenoberkante liegen und somit in der folgenden Analyse als Vergleichspaare für den Höhenvergleich akzeptiert werden. Dabei fallen fast alle Datenpunkte in diesen Bereich. Nur drei Werte (rote Kreuze in der Abbildung 4.5) liegen außerhalb und werden für die folgende Analyse nicht verwendet. Der Ausreißerwert bei [885 hPa;312 hPa] wurde weiter oben bereits näher erläutert und fällt natürlich auch hier deutlich aus dem Rahmen.

Das rechte Bild zeigt die geographische Position der 31 AMVs entlang der Flugroute (schwarze Linie).



**Abb. 4.6:** Druckvergleich von AMV und Lidar-Wolkenpunkt (links) und Position der AMVs (rechts) für Flug 080911b je nach Spektralkanal VIS, IR und SWIR. Grün hinterlegter Bereich: akzeptierte AMVs im Intervall [-100 hPa, +150 hPa] um die Lidar-Wolkenoberkante

#### 4.4 Schichtmittelung des Windes

Da ein AMV wie bereits erwähnt kein diskretes Höhenlevel, sondern vielmehr eine ganze Bewegungsschicht in der Atmosphäre charakterisiert, werden in der folgenden Analyse Dropsonden-Windwerte über verschiedene Schichtdicken  $dp$  auf jeweils verschiedenen Höhenlagen gemittelt. Durch den Vergleich der entsprechenden Windfehler soll herausgefunden werden, welche Schicht den AMV bestmöglich repräsentiert.

#### 4.4.1 Verwendete Schichtdicken und Schichthöhen

Als **Schichtdicke** werden vier verschiedene Werte verwendet: **150 hPa**, **100 hPa**, **75 hPa** und **50 hPa**. Für jede dieser Schichtdicken  $dp$  werden jeweils folgende **Schichtlagen** betrachtet:

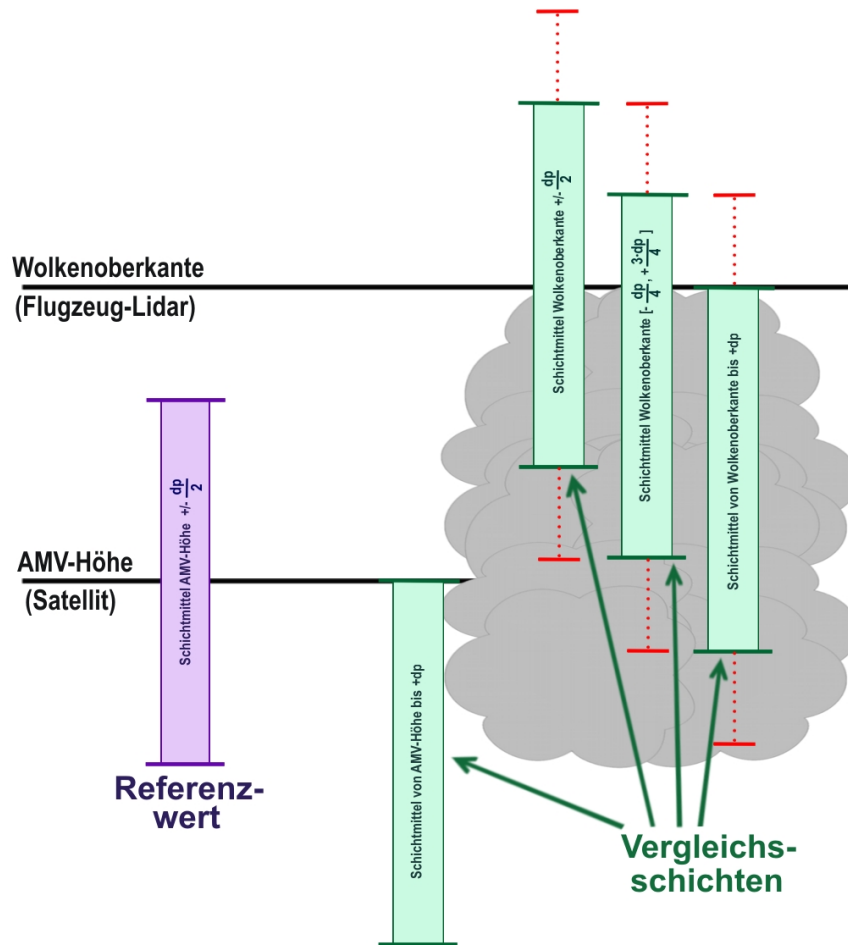
- ▶ Schichtmittel von  $-\frac{dp}{2}$  hPa bis  $+\frac{dp}{2}$  hPa um die Wolkenoberkante
- ▶ Schichtmittel von  $-\frac{dp}{4}$  hPa bis  $+\frac{3\cdot dp}{4}$  hPa um die Wolkenoberkante
- ▶ Schichtmittel von der Wolkenoberkante bis  $dp$  hPa darunter
- ▶ Schichtmittel von der AMV-Höhe bis  $dp$  hPa darunter

Es werden also drei Schichthöhen untersucht, die um die Lidar-Wolkenoberkante positioniert sind („*Lidar-Schichten*“). Zusätzlich wird ein Schichtmittel von der AMV-Höhe bis  $dp$  hPa darunter berechnet, um systematische Fehler in der Höhenzuordnung der AMVs zu erkennen. Da der Atmosphärendruck mit zunehmender Höhe abnimmt, steht ein negatives Vorzeichen für einen Wert *über* der Wolkenoberkante und ein positives Vorzeichen für einen Wert *unter* der Wolkenoberkante. Diese Konvention wird bei der gesamten folgenden Analyse eingehalten.

Um vergleichen zu können, inwieweit eine Wind-Schichtmittelung von einzelnen Schichthöhen und -dicken eine Verbesserung des Windfehlers aufweisen kann, muss ein **Referenzwert** berechnet werden. Dieser wird als Mittelwert einer Schicht berechnet, welche symmetrisch um die vom Satelliten zugeordnete AMV-Höhe liegt. Diese Schicht hat immer dieselbe Dicke wie die jeweilige Vergleichsschicht (also 150 hPa, 100 hPa, 75 hPa oder 50 hPa) und reicht von  $+\frac{dp}{2}$  hPa bis  $-\frac{dp}{2}$  hPa um die AMV-Höhe.

Insgesamt werden also 16 verschiedene Schichten (vier verschiedene Schichtdicken mit je vier verschiedenen Schichthöhen) mit dem jeweiligen Referenzwert verglichen. Abbildung 4.7 gibt einen schematischen Überblick über die verwendeten Schichten.

Bei einer Schichtdicke von 100 hPa werden also folglich Schichtmittel des Windes berechnet, deren Schichtgrenzen einerseits  $\pm 50$  hPa über bzw. unter der Wolkenoberkante liegen, andererseits von 25 hPa über bis 75 hPa unter die Wolkenoberkante reichen. Als dritte Variante erfolgt eine Schichtmittelung von der Wolkenoberkante bis 100 hPa darunter. Außerdem wird eine 100-hPa-Schicht unterhalb der AMV-Höhe berechnet. Als Referenzwert dient in diesem Fall eine symmetrische Schicht um die AMV-Höhe von -50 hPa bis +50 hPa.



**Abb. 4.7:** Schematische Darstellung der verschiedenen verwendeten Schichthöhen um die Wolkenoberkante und die AMV-Höhe (grün). Referenzschicht um AMV-Höhe (lila). Rote, gepunktete Erweiterungen der Schichtbalken: Intervall der verwendeten AMVs (Asymmetriekriterium)

#### ► Asymmetriekriterium AMV $\Leftrightarrow$ Lidar-Wolkenpunkt

Vergleichspaare, die für die Höhenkorrektur mittels Lidar-Wolkenoberkanten infrage kommen, werden durch ein weiteres Zusatzkriterium eingeschränkt, um die Höhenkorrektur auf AMVs zu beschränken, die in der Nähe der jeweiligen Vergleichsschicht liegen. Dabei werden nur AMVs zum Vergleich herangezogen, wenn diese  **$\pm 100$  hPa um die mittlere Druckhöhe der betrachteten Lidar-Schicht** bei der Wolkenoberkante liegen. Dies ist in Abbildung 4.7 verdeutlicht: Die roten, gepunkteten Linien über und unter der jeweiligen Schicht kennzeichnen schematisch die maximal mögliche Entfernung des AMVs zur gewünschten Schicht. Als Beispiel liegt die mittlere Druckhöhe für eine 100-hPa-Schicht unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante bei einem Wert von +50hPa (also 50 hPa unterhalb der Wolkenoberkante). Somit ergibt sich ein Intervall um die Wolkenoberkante von

[-50hPa, +150hPa] für AMVs, die für einen Vergleich mit dieser Schicht berücksichtigt werden.

Analog dazu werden die geeigneten AMVs für die anderen 15 Vergleichsschichten bestimmt.

#### 4.4.2 Berechnung des gewichteten Schichtmittels aus Dropsondendaten

Wie bereits erwähnt, findet die Höhenkorrektur auf der Basis von nahegelegenen Dropsondenmessungen des Windfeldes statt. Die Berechnung des Schichtmittels der horizontalen Windkoordinaten  $u$  und  $v$  wird in Abbildung 4.8 an einem Beispiel veranschaulicht.

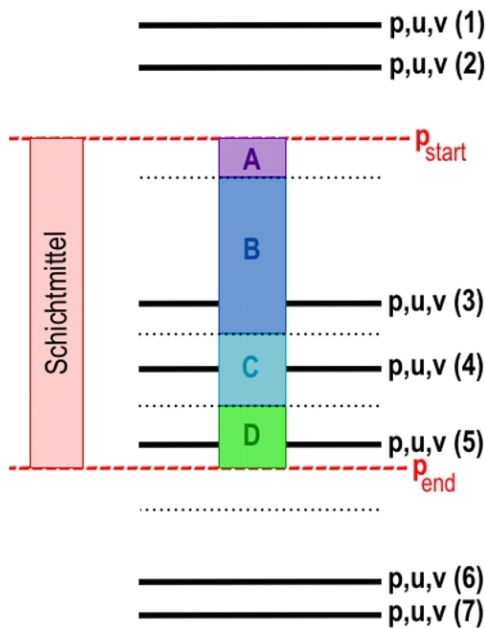


Abb. 4.8: Schematische Darstellung der Schichtmittelberechnung der Windkomponenten  $u$  und  $v$  mit Dropsondendaten

Die schwarzen Linien kennzeichnen die Drucklevel einer Dropsonde, auf welchen in unregelmäßigen Abständen die Windkomponenten  $u$  und  $v$  gemessen werden. Die gepunkteten Linien beschreiben den mittleren Wert zwischen den angrenzenden Druckleveln. Die gewünschte Schichtdicke ist im Bild mit dem Startpunkt  $p_{start}$  und dem Endpunkt  $p_{end}$  als roter Balken gezeichnet.  $p_{start}$  und  $p_{end}$  liegen im Allgemeinen nicht exakt auf einer Dropsonden-Drucklinie; deswegen wird auch hier zwischen den einzelnen Druckhöhen interpoliert. Um ein Schichtmittel des Windes zu erhalten, werden die einzelnen Windmessungen (im Beispiel also die Werte der Höhen (2), (3), (4) und (5)) je nach Abstand zu der darüberliegenden und der darunterliegenden Druckhöhe gewichtet. Dabei wird einem Windwert  $u_i$  bzw.  $v_i$  auf dem Drucklevel  $i$  jeweils die Hälfte bis zum höheren Drucklevel und die Hälfte bis zum unteren Drucklevel als Anteil der Gesamtschicht  $p_{gesamt} = p_{end} - p_{start}$  zugeordnet. Alle Anteile aufsummiert ergeben also die gesamte Schichtdicke. Für dieses Beispiel gilt demnach

$$p_{gesamt} = \mathbf{A} + \mathbf{B} + \mathbf{C} + \mathbf{D} \quad (4.2)$$

An der Ober- bzw. Unterkante der Schicht wird konsequenterweise nur der jeweilige Anteil bis zur Schichtgrenze als Wichtungsfaktor eingesetzt. Im Beispielfeld ergibt sich damit für

den Anteil an der Obergrenze (A) bzw. Anteil an der Untergrenze (D):

$$\mathbf{A} = \frac{1}{2} \cdot (p_2 + p_3) - p_{start} \quad (4.3)$$

$$\mathbf{D} = p_{end} - \frac{1}{2} \cdot (p_5 + p_4) \quad (4.4)$$

Die Anteile dazwischen berechnen sich aus (C analog)

$$\mathbf{B} = \frac{1}{2} \cdot (p_4 + p_3) - \frac{1}{2} \cdot (p_3 + p_2) = \frac{1}{2} \cdot (p_4 - p_2) \quad (4.5)$$

Insgesamt ergibt sich als Mittelwert der Windkomponente  $u$  über die gewünschte Schicht ( $v$  analog):

$$\bar{u} = \frac{\mathbf{A} \cdot u_2 + \mathbf{B} \cdot u_3 + \mathbf{C} \cdot u_4 + \mathbf{D} \cdot u_5}{p_{gesamt}} \quad (4.6)$$

Oder allgemein ( $ob$  = oberstes Level,  $un$  = unterstes Level):

$$\bar{u} = \frac{1}{p_{gesamt}} \cdot \left[ \underbrace{\left( \frac{1}{2}(p_{ob} + p_{ob+1}) - p_{start} \right) \cdot u_{ob}}_{\text{oberstes Level}} + \underbrace{\sum_{i=ob+1}^{un-1} \frac{1}{2}(p_{i+1} - p_{i-1}) \cdot u_i}_{\text{alle Level dazwischen}} + \underbrace{\left( p_{end} - \frac{1}{2}(p_{un} + p_{un-1}) \right) \cdot u_{un}}_{\text{unterstes Level}} \right] \quad (4.7)$$

Ein Spezialfall tritt auf, wenn bei der Schichtmittelung der Boden erreicht wird. Das Schichtmittel berechnet sich nun von  $p_{start}$  an bis zum Boden. Somit ist  $p_{gesamt}$  kleiner als der ursprünglich angestrebte Wert der Schichtdicke.

### 4.4.3 Windfehlerrechnung

Um vergleichen zu können, inwieweit eine Verbesserung des Windfehlers erzielt werden kann, wenn anstelle der vom Satelliten zugeordneten AMV-Höhe die Lidar-Wolkenhöhe verwendet wird, werden verschiedene Fehlermaße berechnet. Diese werden separat auf die horizontalen Windkomponenten  $u$  und  $v$  angewendet, um dann daraus einen Gesamtfehler zu erhalten. Diese Fehlermaße werden ebenfalls auf den AMV-Referenzwert (Schichtmittel AMV-Höhe  $\pm \frac{dp}{2}$ ) angewendet, der als Ausgangswert für einen Fehlervergleich dient.

► **RMS (Root Mean Square)**

Der RMS der Windkomponente  $u$  berechnet sich wie folgt ( $v$  analog):

$$RMS_u = \left[ \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (u_{i,AMV} - u_{i,Schicht})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.8)$$

Dabei steht  $N$  für die Gesamtanzahl der verwendeten Paare AMV/Lidarwolke.  $u_{i,AMV}$  ist die  $u$ -Komponente der AMV-Windgeschwindigkeit des  $i$ -ten Vergleichspaares. Die Windkomponente  $u_{i,Schicht}$  wird für verschiedene Schichtdicken  $dp$  und verschiedene Schichthöhen für jedes Paar  $i$  aus Dropsondendaten berechnet. Der Gesamtfehler ergibt sich dann aus

$$RMS = \sqrt{(RMS_u)^2 + (RMS_v)^2} \quad (4.9)$$

Somit lässt sich der RMS sowohl für die gewünschte Vergleichsschicht als auch die entsprechende Referenzschicht berechnen. Die relative Verbesserung des Windfehlers der betrachteten Schicht im Vergleich zum Referenzwert (in %) ergibt sich somit aus

$$\text{relative Veränderung} = \frac{RMS(AMV_{ref}) - RMS(\text{Vergleichsschicht})}{RMS(AMV_{ref})} \quad (4.10)$$

Positive Werte stellen also eine Verbesserung des Windfehlers im Vergleich zur Referenzschicht dar, negative dementsprechend eine Verschlechterung.

► **Mittelwert der absoluten Abweichung**

Der Mittelwert der absoluten Abweichung der AMV-Windkomponente  $u$  vom betrachteten Wind-Schichtmittel wird folgendermaßen berechnet ( $v$  analog):

$$du_{abs} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (|u_{i,AMV} - u_{i,Schicht}|) \quad (4.11)$$

Als Gesamt-Mittelwert werden die zwei Anteile von  $u$  und  $v$  addiert:

$$\text{Mittelwert} = du_{abs} + dv_{abs} \quad (4.12)$$

Die relative Verbesserung im Vergleich zum Referenzwert ergibt sich analog zu Gleichung 4.10, indem  $RMS$  durch  $Mittelwert$  ersetzt wird.

► **T-Test**

T-Tests überprüfen, inwieweit zwei Stichproben  $a$  und  $b$  einer unbekanntes Grundgesamtheit signifikant unterschiedliche Mittelwerte aufweisen. Die Stichproben sind in diesem Fall für  $i$  Vergleichspaare:

$$\begin{aligned} a_i &= u_{i,AMV} - u_{i,Referenzschicht} \\ b_i &= u_{i,AMV} - u_{i,Vergleichsschicht} \end{aligned}$$

Es soll also getestet werden, ob sich der Windfehler der Referenzhöhe signifikant von dem Windfehler der betrachteten Schicht unterscheidet.

Zunächst muss geprüft werden, ob die zwei Stichproben  $a$  und  $b$  voneinander unabhängig sind. Hierfür wird der Chi-Quadrat-Test durchgeführt, bei dem eine chi-quadrat-verteilte Testgröße eine Aussage über die Abhängigkeit zweier Variablen zulässt. Dabei wurde nach Bosch (2007) vorgegangen.

Gemäß dem Unabhängigkeitstest sind  $a$  und  $b$  voneinander abhängig. Dies erscheint sinnvoll, da bei der Berechnung der jeweiligen Schichtmittelwerte des Windes jeweils dieselben Dropsonden verwendet wurden. Weichen also die Windkomponenten auf der AMV-Höhe stark von dem Satelliten-Windwert ab, so ist auch in einer vertikal nahen Schicht bei der Lidarwolke ein großer Windfehler in derselben Richtung wahrscheinlich.

Aufgrund dieses Ergebnisses wird nun der T-Test für abhängige Variablen angewendet (siehe z. B. Spatz, 2011). Dabei wird für die Differenz  $d_i = a_i - b_i$  der beiden Größen  $a$  und  $b$  die t-verteilte Testgröße  $T$

$$T = \sqrt{N \cdot \frac{\bar{d}}{s_D}} \quad (4.13)$$

$$\text{mit } \bar{d} = \frac{1}{N} \cdot \sum d_i \quad \text{und} \quad s_D = \sqrt{\frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (d_i - \bar{d})^2}$$

berechnet. Die Nullhypothese, dass die Mittelwerte von  $a$  und  $b$  gleich sind, kann mit der Irrtumswahrscheinlichkeit  $p$  verworfen werden.  $p$  entspricht dem Integral über die t-Verteilung bei  $N-1$  Freiheitsgraden von  $-\infty$  bis  $T$ .  $1-p$  definiert somit das Signifikanzniveau für einen einseitigen T-Test,  $1-2 \cdot p$  für einen zweiseitigen T-Test.

In der folgenden Analyse wird der zweiseitige T-Test für alle verwendeten Schichtdicken und -höhen durchgeführt und zwischen Signifikanzniveaus von **90%**, **95%** und **99%** unterschieden.





## 5 ERGEBNISSE

### 5.1 Übersicht aller verwendbaren Werte

Nun werden die Auswahlkriterien aus Kapitel 4.2 bei der Suche nach geeigneten Vergleichspaaren auf die 24 FALCON-Flüge und die entsprechenden AMV-Datensätze angewendet.

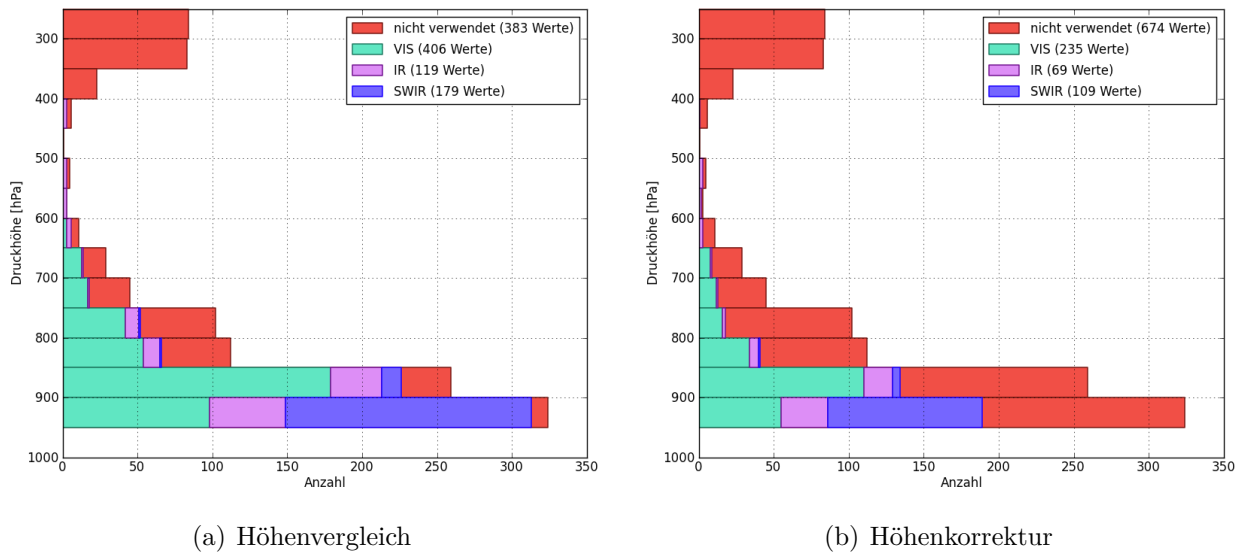
In Tabelle 5.1 ist die Anzahl aller verwendbaren Paare für die einzelnen FALCON-Flüge verzeichnet. Dabei werden die Anteile der spektralen Kanäle farblich unterteilt hinter der jeweiligen Gesamtzahl aufgelistet. Insgesamt wurden für den **Höhenvergleich 704 Paare** gefunden. Für die Höhenkorrektur mittels Lidar-Wolkenoberkanten und Dropsonden-Winden wird als zusätzliches Kriterium die zeitliche und räumliche Nähe einer Dropsonde mit Windmessung gefordert. Von den 316 eingesetzten Dropsonden verfügen 235 über Windmessungen und können daher für die Berechnung von Wind-Schichtmitteln verwendet werden. Zusätzlich werden für die Windmittelung bei Lidarschichten nur AMVs berücksichtigt, die maximal +/- 100 hPa von der mittleren Schichthöhe entfernt sind (Asymmetriekriterium). Trotz dieser Einschränkungen verbleiben für die **Höhenkorrektur (maximal) 413 Werte**, deren Anzahl je nach Schichtdicke und -lage dementsprechend weiter reduziert wird (minimal 307 Werte).

Sowohl für den Druckhöhenvergleich als auch für die Höhenkorrektur stammt gut die Hälfte der Vergleichspaare aus dem sichtbaren Spektralkanal bei  $0.7\mu\text{m}$  (VIS), ein knappes Drittel aus dem kurzwelligen Infrarotbereich bei  $3.8\mu\text{m}$  (SWIR), und ca. ein Sechstel aus dem Infrarotbereich bei  $10.7\mu\text{m}$  (IR).

Für 6 der 24 Flüge stehen keine Daten zum Wind- bzw. Höhenvergleich zur Verfügung. Dies hat verschiedene Ursachen: Für den ersten FALCON-Flug vom 25. August (080825) liegen keine prozessierten AMV-Datensätze von CIMSS vor. Bei Flug 080918a existieren keine AMVs im Umkreis von 100 km und 60 min. von der Flugroute. Die restlichen 4 Flüge ohne Vergleichspaare (080913, 080917b, 080918b und 080929a) finden zwar AMVs in der richtigen räumlichen und zeitlichen Entfernung, diese befinden sich aber hauptsächlich in der oberen Troposphäre und somit nah an der Flugzeughöhe. Da alle Werte aussortiert werden, die im Bereich von 150 hPa unterhalb des Flugzeugs liegen, um den Einfluss möglicher Wolken oberhalb des Flugzeugs zu berücksichtigen, stehen für diese Flüge keine Vergleichspaare für die Auswertung zur Verfügung.

Datum	Höhen- vergleich	davon VIS, IR, SWIR	Höhen- korrektur	davon VIS, IR, SWIR
080925	0	-	0	-
080829	13	13, 0, 0	13	13, 0, 0
080830	97	80, 17, 0	47	38, 9, 0
080901	29	23, 6, 0	9	6, 3, 0
080903	51	50, 1, 0	36	35, 1, 0
080908	84	76, 8, 0	47	43, 4, 0
080911a	5	5, 0, 0	5	5, 0, 0
080911b	28	0, 5, 23	24	0, 5, 19
080913	0	-	0	-
080915	2	2, 0, 0	2	2, 0, 0
080916	13	9, 4, 0	10	8, 2, 0
080917a	6	6, 0, 0	6	6, 0, 0
080917b	0	-	0	-
080918a	0	-	0	-
080918b	0	-	0	-
080919	41	33, 8, 0	36	29, 7, 0
080920	91	72, 19, 0	36	29, 7, 0
080928a	13	12, 1, 0	10	10, 0, 0
080928b	1	0, 0, 1	0	-
080929a	0	-	0	-
080929b	3	2, 1, 0	0	-
080930	22	17, 5, 0	13	11, 2, 0
081001a	16	6, 10, 0	6	0, 6, 0
081001b	189	0, 34, 155	113	0, 23, 90
<b>gesamt</b>	<b>704</b>	<b>406, 119, 179</b>	<b>413</b>	<b>235, 69, 109</b>

**Tabelle 5.1:** Anzahl aller verwendeten Vergleichspaare pro Flug und Spektralkanal für Druckhöhenvergleich (links) und Höhenkorrektur mit Dropsonden-Windmessungen (rechts)



**Abb. 5.1:** Anzahl verwendeter AMVs in Abhängigkeit von vertikaler Druckhöhe und Spektralkanal für den Druckhöhen-Vergleich (links) und die Höhenkorrektur mittels Lidar-Wolkenhöhen und Dropsonden-Windmessungen (rechts)

Für den Höhenvergleich können Paarwerte aus 18 Flügen verwendet werden, für die Höhenkorrektur und deren Verifikation mittels Dropsonden-Windmessungen verbleiben Vergleichspunkte aus 16 Flügen.

Es fällt auf, dass AMVs aus dem kurzwelligem Infrarot-Kanal (SWIR, blaue Werte) nur aus drei Flügen stammen. Dabei entfallen auf den zweiten Flugweg des 1. Oktober (081001b) beim Druckhöhenvergleich ca. 85% aller SWIR-Werte; ca. 15% stammen aus dem zweiten Flug des 11. September (080911b). Ein einzelner Wert kommt aus dem Flug 080928b (prozentuale Verteilung bei der Höhenkorrektur ähnlich). Diese drei Flüge fanden im Gegensatz zu den restlichen FALCON-Flügen bei Dunkelheit statt: Die Lidarmessungen starteten am 11. und 28. September um ca. 18:00 Uhr Ortszeit (UTC +9h), am 1. Oktober um 20:00 Uhr. Wie schon in Kapitel 2.3 beschrieben, werden AMVs aus dem VIS-Kanal und dem SWIR-Kanal nie zu gleichen Zeiten bestimmt. Der sichtbare Spektralkanal kommt nur tagsüber zum Einsatz, während die Aufnahmen aus dem SWIR als VIS-Ersatz in Dunkelheit dienen, um auch nachts AMVs aus unteren Troposphärenschichten ableiten zu können. Da die restlichen Flüge entweder tagsüber stattfanden oder keine passenden Vergleichspaare liefern, sind nur die genannten drei Flugrouten als Nachtflüge für die Analyse von SWIR-AMVs verwendbar.

In Abbildung 5.1 werden die Werte der verwendeten AMVs in Abhängigkeit von deren vertikaler Druckhöhe als Histogramm gezeigt. Links werden alle Vergleichspaare dargestellt, die für den Höhenvergleich verwendet werden können, rechts ist entsprechend der ausgedünnte

Datensatz für die Höhenkorrektur mit Dropsonden-Windmessungen zu sehen. Die y-Achse entspricht bei beiden Graphen der Druckhöhe der Atmosphäre in hPa. Die AMV-Anzahl wird auf der x-Achse als Histogramm dargestellt.

Beide Graphiken beinhalten denselben Datensatz an Windvektoren: Alle AMVs, die sich innerhalb eines Umkreises von 100 km und 60 min. zu Lidar-Wolkenpunkten der T-PARC-Flüge der FALCON befinden, werden hier gezeigt. Dies entspricht einer Gesamtanzahl von 1087 AMVs. Die Daten sind farblich nach den verwendeten spektralen Kanälen VIS, IR und SWIR aufgeteilt. Die roten Anteile der Balken beschreiben diejenigen Werte, die aufgrund der vertikalen Nähe zum Flugzeug (weniger als 150 hPa darunter) und ihrer zu großen vertikalen Druckdifferenz (AMV außerhalb des Intervalls von  $[-100 \text{ hPa}, +150 \text{ hPa}]$  um die Wolkenoberkante) nicht für die Auswertungen infrage kommen. In der rechten Graphik beinhaltet der rote Anteil zusätzlich Werte, welche zu weit von der nächsten Dropsonde entfernt und somit für die Höhenkorrektur nicht geeignet sind.

Ignoriert man die roten, nicht verwendeten Anteile der Histogrammbalken, zeigt die linke Graphik alle 704 AMVs, die für den Höhenvergleich verwendet werden. Die rechte Graphik stellt dementsprechend die (maximal möglichen) 413 AMVs für die Höhenkorrektur dar. Wie schon in Tabelle 5.1 deutlich wurde, stammt dabei der Großteil aus dem sichtbaren Spektralbereich.

Sieht man von den farblichen Unterteilungen ab und betrachtet die Balken als Ganzes, wird offensichtlich, dass die meisten AMVs dieses Datensatzes aus tiefen Troposphärenschichten in Bodennähe gewonnen werden. Mit zunehmender Höhe sinkt die Anzahl beständig. Zwischen 400 hPa und 600 hPa existieren fast keine AMVs mehr, die zu einem Vergleich mit Lidar-Höhen genutzt werden könnten. Über einer Druckhöhe von ca. 400 hPa steigt die Zahl wieder an, wenngleich sie nicht die Menge an AMVs in unteren Atmosphärenschichten erreicht. Über einem Druckwert von 250 hPa werden hier keine Daten mehr dargestellt.

Die FALCON flog durchschnittlich auf einer Flughöhe von ca. 230 hPa. Da alle AMVs aussortiert werden, welche im Bereich von 150 hPa unter der aktuellen Flughöhe liegen, kann es im Prinzip nur sehr wenige Vergleichspaare geben, bei welchen das AMV-Drucklevel einen Wert von ca. 380 hPa unterschreitet. Somit ist die obere Troposphäre für den hier durchgeführten Druckvergleich nicht relevant.

Da in mittleren Höhen nur sehr wenige AMVs aus Satellitenbildern abgeleitet werden, beschränkt sich die folgende Analyse deswegen hauptsächlich auf die untere Troposphäre. Dabei überwiegen eindeutig AMVs in Bodennähe von 950 hPa bis 850 hPa: In diesem Bereich sind in beiden Graphiken gut  $\frac{3}{4}$  aller verwendbaren AMVs zu finden. Mit zunehmender Höhe (abnehmendem Druck) nimmt die Anzahl stark ab. Unterhalb einer Druckhöhe von 700 hPa (also  $p > 700 \text{ hPa}$ ) sind bereits 95% der hier verwendeten AMVs angesiedelt.

## 5.2 Höhenvergleich der Druckwerte AMV - Lidarwolke

### 5.2.1 Höhenvergleich aller Flüge

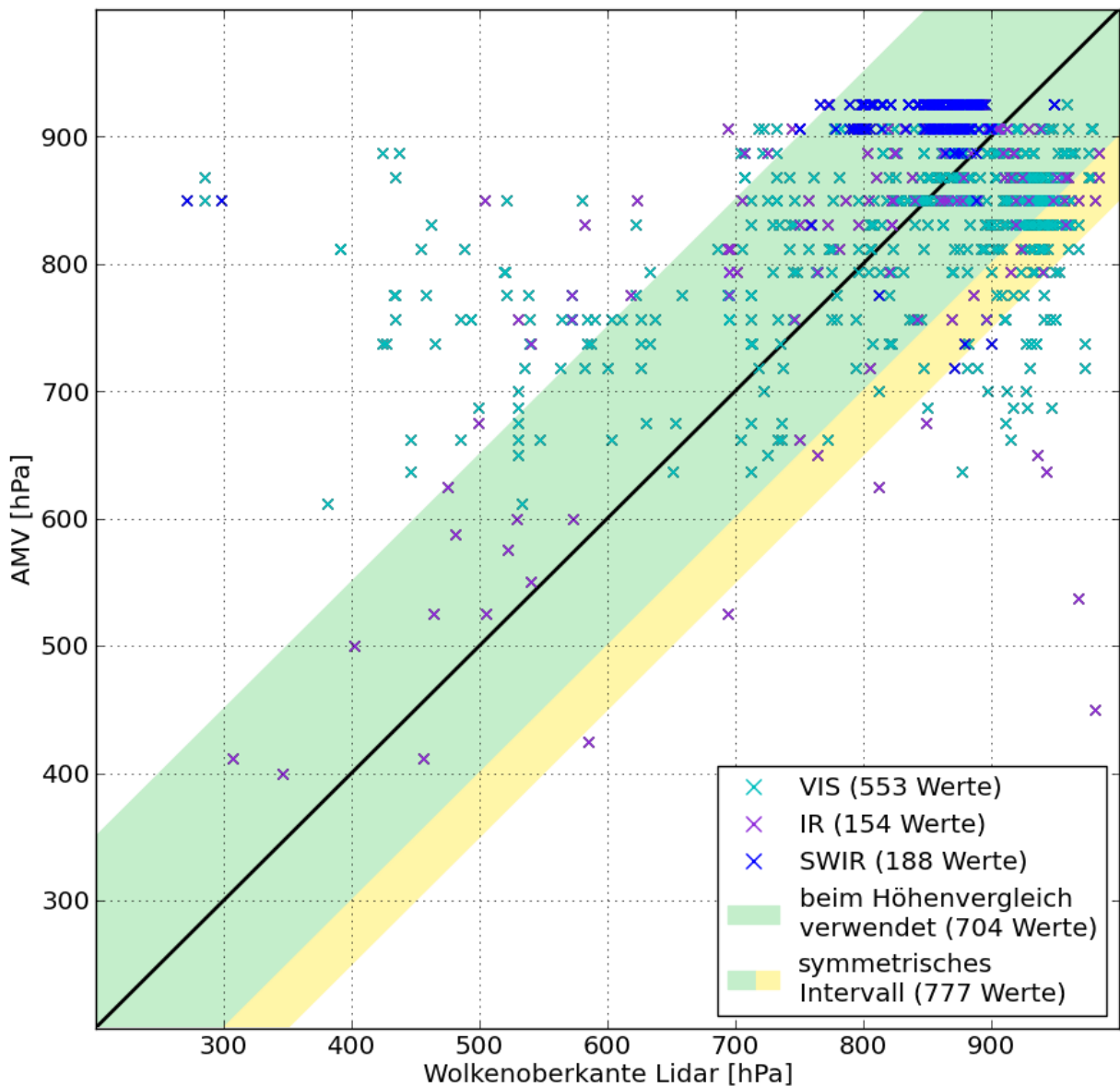
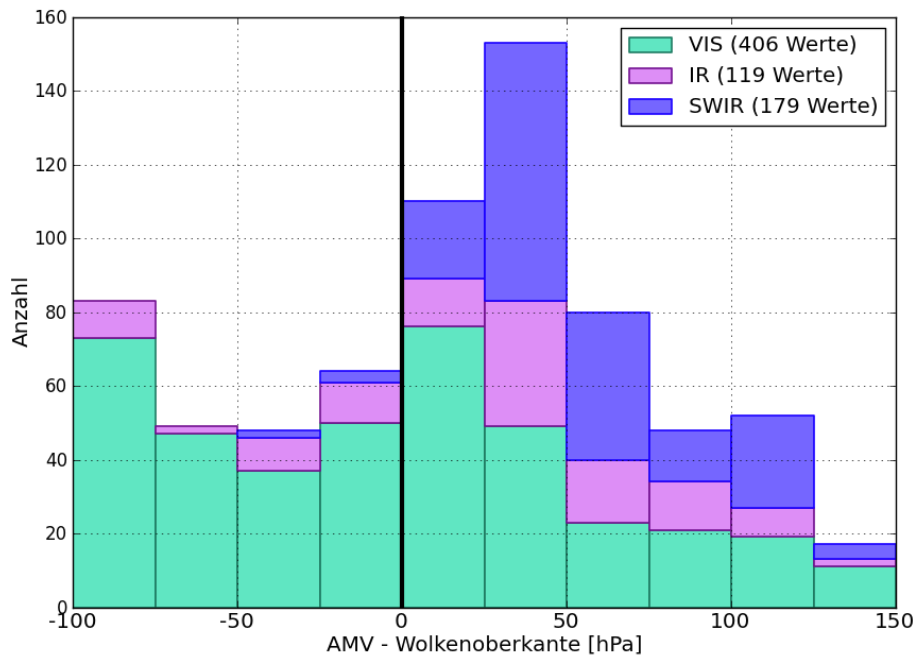


Abb. 5.2: Druckhöhen-Vergleich von AMV und Lidar-Wolkenpunkt für alle Vergleichspaare der FALCON-Flüge während T-PARC für die drei Spektralkanäle VIS, IR und SWIR

Nun werden die vertikalen Druckunterschiede der ermittelten Paarwerte direkt miteinander verglichen. In Abbildung 5.2 sind die Druckwerte der Lidar-Wolkenoberkante (x-Achse) gegen die jeweiligen AMV-Höhen (y-Achse) aufgetragen. Dabei werden alle Werte gezeigt, welche eine maximale Entfernung von 100 km und 60 min. zueinander besitzen und mindestens



**Abb. 5.3:** Häufigkeit der Druckdifferenzen von AMV und Lidarwolke je nach Spektralkanal (VIS, IR, SWIR) für alle Vergleichspaare, die die Auswahlkriterien erfüllen (704 Werte)

150 hPa unterhalb der aktuellen Flugzeughöhe gelegen sind. Die farbige Aufteilung erfolgt nach den drei verwendeten Spektralkanälen VIS, IR und SWIR. Der grün hinterlegte Bereich markiert die AMVs, die maximal 100 hPa über bzw. 150 hPa unter der Wolkenoberkante liegen und somit die Grundlage der hier durchgeführten Analyse bilden: Außerhalb dieses Gebiets wird davon ausgegangen, dass Lidar und Satellit unterschiedliche Wolken als Basis für die jeweilige Druckhöhe verwenden und somit nicht verglichen werden können.

Kombiniert man den grünen mit dem gelb hinterlegten Bereich, ergeben sich die Werte für ein symmetrisches Intervall um die Lidar-Wolkenoberkante (-150 hPa bis +150 hPa), auf das im Verlauf des Kapitels ebenfalls eingegangen wird.

Zunächst beschränkt sich der Höhenvergleich auf den grün markierten Bereich. Hier stimmen die Druckhöhen von AMV und Lidar-Wolke größtenteils gut überein: 704 der insgesamt 895 Vergleichspaare und somit über 75% liegen in diesem Gebiet. Dies entspricht den Vergleichspaaren, die in Tabelle 5.1 unter der Rubrik „Höhenvergleich“ aufgelistet sind. Wie bereits im vorigen Kapitel erwähnt, entfällt die Mehrheit der Datenpunkte auf die untere Troposphäre (hohe Druckwerte). Nur vereinzelte IR-AMVs befinden sich über Druckhöhen von 600 hPa. Die 191 Werte, die außerhalb des grünen Bereichs liegen, stammen zum großen Teil (ca. 75%) aus dem sichtbaren Spektralbereich.

AMV-Kanal	mittlere Höhendifferenz (in hPa)	mittlere absolute Höhendifferenz (in hPa)
alle (704 Werte)	16.5 ( 3.7)	53.5 (59.8)
VIS (406 Werte)	-4.0 (-19.0)	52.3 (61.0)
SWIR (179 Werte)	55.5 (54.4)	56.9 (57.4)
IR (119 Werte)	28.0 (14.3)	52.6 (58.9)

**Tabelle 5.2:** Mittlere Höhendifferenz (positiv: AMV *unter* Wolkenoberkante, negativ: AMV *über* Wolkenoberkante) und mittlere absolute Höhendifferenz von AMV-Höhe und Lidar-Wolke für AMVs im Intervall  $[-100\text{hPa}, +150\text{hPa}]$  um die Lidar-Wolkenoberkante. Werte in Klammern: symmetrisches Intervall von  $[-150\text{hPa}, +150\text{hPa}]$

In Abbildung 5.2 wird außerdem offensichtlich, dass AMVs nur bestimmten Höhen zugeordnet werden und kein präzises, individuelles Drucklevel für jeden AMV ermittelt wird. Dies ist insbesondere bei Vergleichspaaren in tieferen Troposphärenschichten unterhalb von 800 hPa zu erkennen: Dort ordnen sich die Paarwerte nicht als Punktwolke an, sondern orientieren sich horizontal an bestimmten AMV-Druckhöhen. Eine Auswertung ergab, dass die 895 verschiedenen AMVs, die in dieser Graphik gezeigt werden, nur 31 verschiedene Druckwerte annehmen. Deren vertikale Auflösung liegt in der oberen Troposphäre bei ca. 12 hPa, in bodennahen Schichten bei ca. 19 hPa.

Der Höhenvergleich der verwendeten Datenpunkte ist in Abbildung 5.3 zusätzlich illustriert. Hier werden nun explizit die jeweiligen Unterschiede von AMV-Höhe und Lidar-Wolkenhöhe für die 704 Vergleichspaare als Histogramm dargestellt. Die x-Achse der Graphik kennzeichnet die Differenz der Druckwerte (AMV - Wolkenoberkante). Somit stehen positive Werte für AMVs, die *unter* der Lidarwolke liegen, negative Werte für *zu hoch* angesiedelte AMVs. Bei der schwarzen, dicken Nulllinie haben AMV-Höhe und Lidar-Wolkenoberkante denselben Wert. Die farbliche Unterteilung der Spektralkanäle entspricht der der vorangegangenen Abbildungen (VIS = türkis, IR = lila, SWIR = blau).

Betrachtet man unabhängig von der farblichen Aufteilung die gesamten Balkenlängen im Histogramm, liegt das Maximum der AMV-Anzahl knapp unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante: Der Mittelwert der Höhendifferenz liegt bei 16.5 hPa (siehe Tabelle 5.2). Dies entspricht im Prinzip den Erwartungen: Die Herleitungsalgorithmen der AMV-Anbieter produzieren Windvektoren für den operationellen Gebrauch. Dafür sollte ein AMV so in der Atmosphäre

positioniert werden, dass dessen Windgeschwindigkeit und -richtung die Atmosphärenbedingungen bestmöglich repräsentieren. Dabei charakterisiert eine Position unterhalb der ermittelten Oberkante Schichtbewegungen der Gesamtwolke besser als die eigentliche Druckhöhe der Wolkenoberkante.

Dies wird bereits bei der ersten Höhenzuordnung berücksichtigt, indem bei der Pixelauswahl der Radianzen die „kältesten“ und somit höchsten 25% der Pixel der Zielbox gemittelt werden [Genkova et al., 2008] und somit die maximale Oberkante der Wolke nicht erreicht wird. Zusätzlich sollen darauffolgende, kleinere Höhenanpassungen den AMV auf passendere Höhenlevel verschieben. Dies geschieht im Rahmen der Qualitätskontrolle (siehe Kapitel 2.3.3), wodurch im Normalfall kleinere Verschiebungen von ca. +/- 50 hPa durchgeführt werden [Daniels et al., 2006].

In die einzelnen Spektralkanäle aufgeteilt ergibt sich für die Höhendifferenzen der betrachteten Vergleichspaare folgendes Bild:

AMVs aus den beiden Infrarotkanälen IR und SWIR sind im Mittel unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante angesiedelt und liefern somit plausible Werte. Dabei liegen AMVs aus dem kurzwelligeren Infrarotkanal **SWIR** am deutlichsten unterhalb der Lidarwolke (Mittelwert bei 55.5 hPa, siehe Tabelle 5.2). Hierbei fällt auf, dass fast keine SWIR-Werte vorhanden sind, die als zu hoch eingestuft wurden (nur 5 von 179 SWIR-AMVs). Auch **IR**-AMVs liegen größtenteils (zu 75%) in Bereichen unter der Wolke; der Mittelwert liegt bei knapp 30 hPa.

**VIS**-AMVs fallen dagegen etwas aus dem Rahmen: Im Mittel liegen diese etwas über der Wolkenoberkante. Außerdem stammt der Großteil aller AMVs, die oberhalb der Lidar-Wolke positioniert sind (links der Nulllinie) aus dem sichtbaren Spektralbereich (85%); zudem sind insbesondere am äußeren Ende der Skala (zwischen 75 hPa und 100 hPa über der Lidarwolke) viele AMVs aus dem VIS-Kanal angesiedelt und liegen somit unerwartet hoch. Dagegen ist die Anzahl von VIS-AMVs aus Bereichen unter 50 hPa unterhalb der Lidarwolke eher gering. Dies deutet einen systematischen Höhenfehler der VIS-AMVs an.

Bei der Höhenzuordnung wurde für VIS-AMVs ausschließlich die EBBT-Methode (über die zeitgleiche Satellitenaufnahme des IR-Kanals) verwendet, die AMVs im Allgemeinen bei optisch dünnen oder subskaligen Wolken zu tief in der Atmosphäre ansiedelt. Im Rahmen von Korrekturen, die einer zu tiefen Positionierung entgegenwirken sollen, könnte diese Abweichung überschätzt worden sein, wodurch die VIS-AMVs zu hoch angesiedelt wurden. Auch könnte bei einzelnen Flügen ein fehlerhaftes Modellfeld die Lage dieser AMVs negativ beeinflusst haben.

Die hier berechneten Mittelwerte der Höhendifferenz aus Tabelle 5.2 wurden für AMVs im Bereich von -100 hPa bis +150 hPa um die Lidar-Wolkenoberkante ermittelt, da angenommen wurde, dass ein AMV eine Schicht unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante repräsentiert. Da



diese Werte nicht repräsentativ für ein symmetrisches Intervall sind und somit den Mittelwert der Druckdifferenzen zu positiven Werten hin verfälschen könnten, werden nun zusätzlich Mittelwerte berechnet, die alle AMVs von -150 hPa bis +150 hPa berücksichtigen. Dieses Intervall ist in Abbildung 5.2 gekennzeichnet, indem zu dem bisherigen, grünen Bereich der gelb hinterlegte hinzu kommt. In Tabelle 5.2 sind die Werte dieses symmetrischen Intervalls jeweils in Klammern mit angegeben. Diese bestätigen die bisherigen Ergebnisse: SWIR-AMVs liegen am deutlichsten unterhalb der Wolkenoberkante (54.4 hPa), auch IR-Werte zeigen eine Tendenz zu niedrigen Höhenpositionen (14.3 hPa). Der systematische Höhenfehler der AMVs aus dem sichtbaren Spektralbereich tritt bei einem symmetrischen Intervall sogar noch deutlicher zutage als bisher: Da im Bereich von 100 bis 150 hPa über der Wolkenoberkante noch einmal eine relativ große Anzahl (60 Werte) an VIS-AMVs angesiedelt sind, die nun in die Berechnung mit einfließen, verschiebt sich der Mittelwert der Druckdifferenzen von den bisherigen -4 hPa noch weiter nach oben (-19 hPa). Diese zusätzlichen, zur Lidar-Wolkenoberkante relativ weit entfernten AMVs beeinflussen auch den Wert der mittleren *absoluten* Höhendifferenz: Dieser steigt von 52.3 hPa auf 61 hPa.

Auch Sensitivitätsstudien für qualitativ höhere AMVs, die einen RFF-Qualitätsindex von mindestens 70 anstatt dem bisher verwendeten Schwellwert von 50 aufweisen, erzielten dieselben Ergebnisse für die mittlere Höhendifferenzen von AMV und Lidar-Wolke.

## 5.2.2 Höhenvergleich einzelner Flüge

Der Höhenvergleich wird nun für die einzelnen FALCON-Flüge separat durchgeführt. Dies wird in Abbildung 5.4 gezeigt. Der Aufbau der einzelnen Graphen entspricht im Prinzip Abbildung 5.3: Die x-Achsen beschreiben die Differenz zwischen AMV-Höhe und Lidar-Wolkenoberkante, auf den y-Achsen ist die jeweilige Zahl der verwendeten AMVs als Histogramm aufgetragen. Die y-Achsen sind aufgrund der stark variablen Anzahl verwendbarer AMVs pro Flug unterschiedlich skaliert. In den Graphiken soll das Augenmerk vor allem darauf gerichtet werden, wie gleichmäßig die Druckdifferenzen während der einzelnen Flüge verteilt sind. Deshalb sind die Anteile der verwendeten AMVs, die sich während eines Fluges über bzw. unter der Wolkenoberkante befinden (links bzw. rechts der Nulllinie), in jeder Graphik prozentual angegeben (rot hinterlegte Ziffern). Es werden nur Flüge gezeigt, die mindestens 5 Vergleichspaare aufzuweisen haben, da bei weniger Werten ein prozentualer Vergleich der Vektorhöhen nicht sinnvoll erscheint. Deswegen werden von den 18 Flügen, die Werte für den Höhenvergleich liefern (siehe Kapitel 5.1), hier nur 15 aufgelistet.

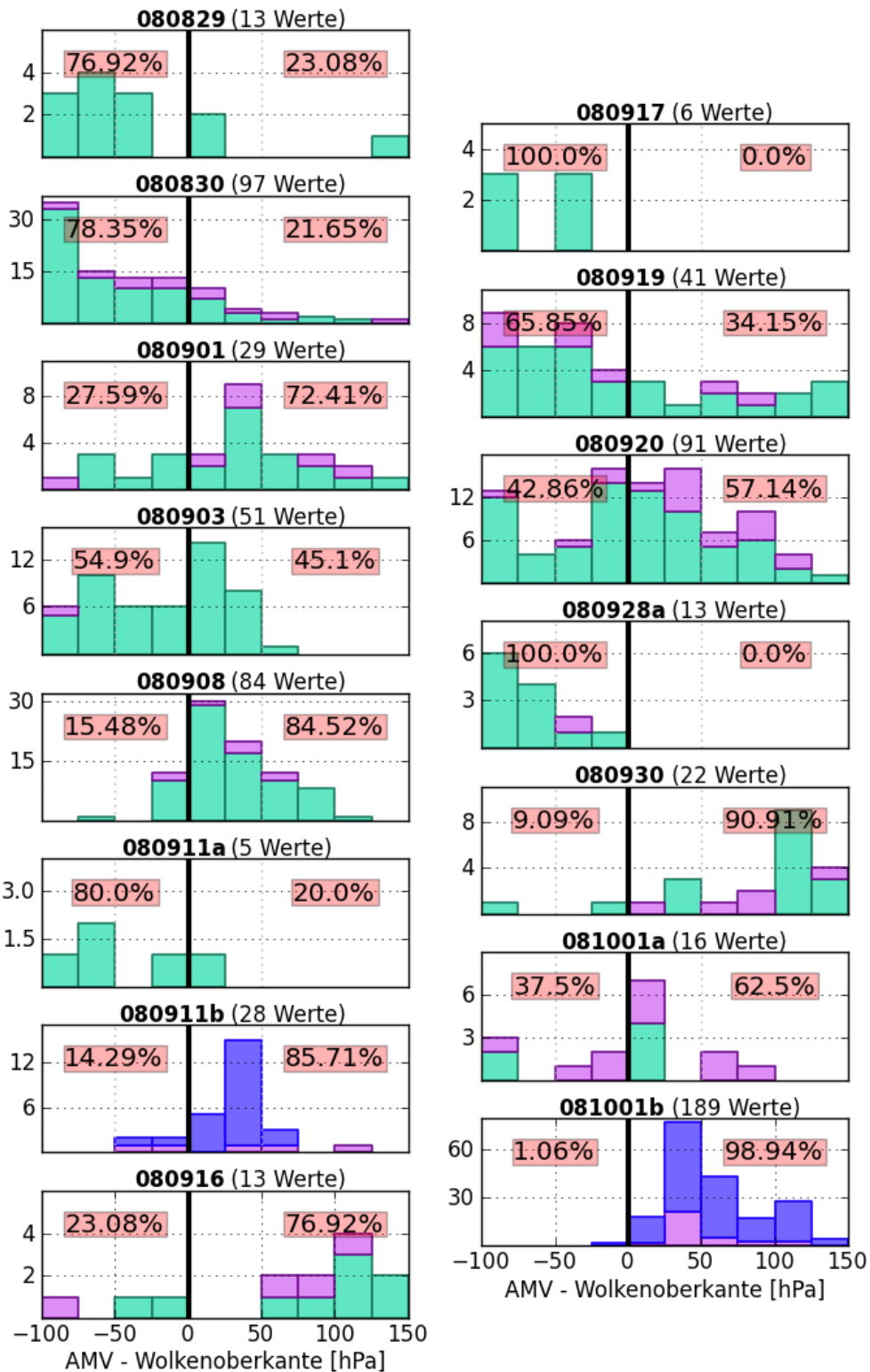


Abb. 5.4: Höhenvergleich für alle Flüge mit mindestens 5 Vergleichspaaren. Farbliche Aufteilung wie in vorangegangenen Graphiken: **VIS**-AMVs, **IR**-AMVs, **SWIR**-AMVs. Prozentzahlen: Prozentualer Anteil der AMVs über bzw. unter der Lidar-Wolkenoberkante (links bzw. rechts der schwarzen Nulllinie)

In den einzelnen Graphen fällt auf, dass die Druckdifferenzen häufig nicht gleichmäßig um die Nulllinie (= gleiche Höhe von AMV und Lidarwolke) verteilt sind, sondern pro Flug entweder zu positiven oder zu negativen Werten tendieren. In 10 der 15 Flügen liegen mindestens 75% der jeweiligen Werte einseitig vom Nullpunkt. Dies wird insbesondere bei Flug 081001b deutlich, auf den 189 Werte und somit gut ein Viertel aller verfügbaren Vergleichspaare entfallen. Trotz der großen Menge an AMVs liegen knapp 99% aller Werte unter der eigentlichen Wolkenhöhe. Diese Einseitigkeit der Verteilung ist unabhängig vom jeweiligen Spektralkanal. Auch bei VIS-AMVs, die tendenziell zu hoch eingestuft wurden, treten Fälle auf, in denen die Mehrheit der AMVs unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante positioniert ist. Ein Beispiel hierfür ist Flug 080908: Von den 84 AMVs, die bis auf wenige Ausnahmen aus dem sichtbaren Spektralkanal abgeleitet wurden, weisen knapp 85% eine positive Druckdifferenz zur Lidarwolke auf und liegen damit unterhalb der Wolkenoberkante.

Ein Großteil der AMVs eines jeweiligen Fluges ist also in vielen Fällen insgesamt entweder zu hoch oder zu tief um die Lidar-Wolkenoberkante angesiedelt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass bei der Ableitung der AMVs aus Satellitenbildern innerhalb eines eingeschränkten zeitlichen und räumlichen Rahmens korrelierte Fehler auftreten können. Wie bereits in Kapitel 2.4.3 erwähnt, stellten Bormann et al. (2003) fest, dass Fehler bei der AMV-Herleitung bis zu horizontalen Distanzen von 800 km signifikant miteinander korrelieren. Dies führt dazu, dass die AMVs, die innerhalb der durchschnittlich zweistündigen Flugdauer und der durchschnittlich zurückgelegten Distanz von 1500 km aus Satellitenbildern abgeleitet wurden, gleichartige Fehler aufweisen können und dadurch in der Atmosphäre oft kollektiv nach oben oder nach unten verschoben werden.

Insbesondere das Temperaturprofil, welches zur Umrechnung der AMV-Höhe bei der EBBT-Methode verwendet wird, kann aus Modellfeldern fehlerbehaftet sein und somit auch die Höhenzuordnung der AMVs negativ beeinflussen. Wird beispielsweise die Höhe der Grenzschicht in der unteren Troposphäre unterschätzt, werden Low-Level-AMVs in dieser Zeitperiode oft als zu tief eingestuft.

Durch den Höhenvergleich von AMV und Lidar-Wolke während der einzelnen FALCON-Flüge und den damit aufgezeigten korrelierten Fehlern wird das Potential von Lidarkorrekturen umso mehr verdeutlicht, da das Lidar eine unabhängige Datenquelle darstellt und somit systematische, korrelierte Fehler in der AMV-Höhenzuordnung erkennen kann.

## 5.3 Höhenkorrektur mit Dropsonden-Windmessungen

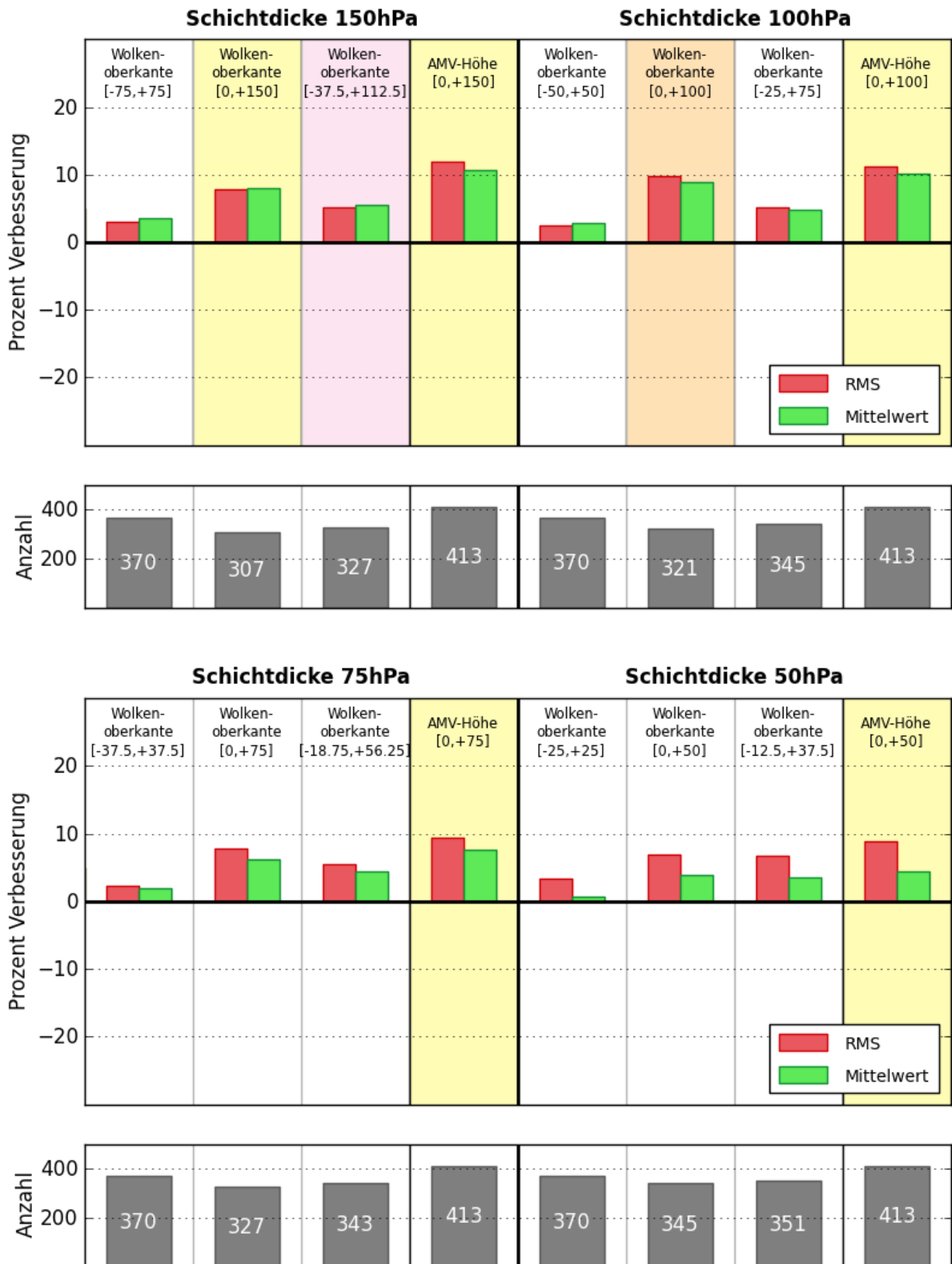
### 5.3.1 Höhenkorrektur aller Vergleichspaare

Für die Höhenkorrektur der AMVs mit Lidar-Wolkenhöhen und Dropsonden-Windmessungen wird der Windfehler für vier verschiedene Schichtdicken mit je vier unterschiedlichen vertikalen Schichthöhen berechnet und als relative Verbesserung zur jeweiligen Referenzschicht derselben Schichtdicke  $dp$  betrachtet. Hierfür wurde der Datensatz aufgrund der Notwendigkeit einer nahen Dropsonde (siehe Kapitel 4.2) und durch die Anwendung des Asymmetriekriteriums (siehe Kapitel 4.4) ausgedünnt. Trotz dieser Einschränkungen verbleiben (maximal) 413 Werte aus 16 verschiedenen Flügen.

In Abbildung 5.5 ist die Höhenkorrektur als Übersicht für alle Werte unabhängig von deren Spektralkanal zusammengestellt.

Die Graphik ist in vier große Blöcke unterteilt, die jeweils die verschiedenen Schichtdicken  $dp = 150$  hPa (linke obere Hälfte),  $dp = 100$  hPa (rechte obere Hälfte),  $dp = 75$  hPa (linke untere Hälfte) und  $dp = 50$  hPa (rechte untere Hälfte) repräsentieren. Jeder dieser Blöcke ist weiterhin in vier verschiedene Spalten je nach Lage der zu vergleichenden Schicht aufgeteilt. Dabei werden jeweils unterschiedliche, vertikal verschobene Schichtpositionen betrachtet, die jeweils am Oberrand einer Spalte geschrieben stehen. Die linken drei Unterteilungen eines Blocks beschreiben Lidarschichten („*Wolkenoberkante*“ *plus Intervall*). Dabei steht „0“ für die Höhe der Wolkenoberkante, positive (bzw. negative) Werte für eine Ausdehnung der Schicht unter (bzw. über) der Wolke (Intervalle  $[-\frac{dp}{2}; +\frac{dp}{2}]$ ,  $[-\frac{dp}{4}; +\frac{3 \cdot dp}{4}]$ ,  $[0; +dp]$ , für nähere Informationen siehe Kapitel 4.4). Die rechts gelegene, vierte Spalte jedes Blocks beschreibt eine Schichtmittelung des Windes von der AMV-Höhe ausgehend bis  $dp$  hPa darunter (AMV-Schicht).

Für jede Schichthöhe werden drei Fehlermaße in der Abbildung dargestellt: Der RMS (rote Balken) und der Mittelwert (grüne Balken) werden als relative Verbesserung in % im Vergleich zum Referenzwert ( $\hat{=}$  Schichtmittel des Windes um die AMV-Höhe  $\pm \frac{dp}{2}$ ) auf der y-Achse der Graphiken aufgetragen. Zusätzlich wird mit Hilfe des T-Tests festgestellt, ob die Mittelwerte der Fehler von Referenz- und Vergleichsschicht signifikant voneinander abweichen. Erfolgt eine relative Verbesserung auf dem 99%-Signifikanzniveau, ist die jeweilige Spalte gelb hinterlegt. Verbessert sich der Fehler mit 95%iger Sicherheit, wird die entsprechende Box orange schraffiert, wohingegen das 90%-Signifikanzniveau rosa eingefärbt ist. Alle nicht signifikanten Abweichungen (Signifikanzniveau  $< 90\%$ ) haben keine farbige Hervorhebung.

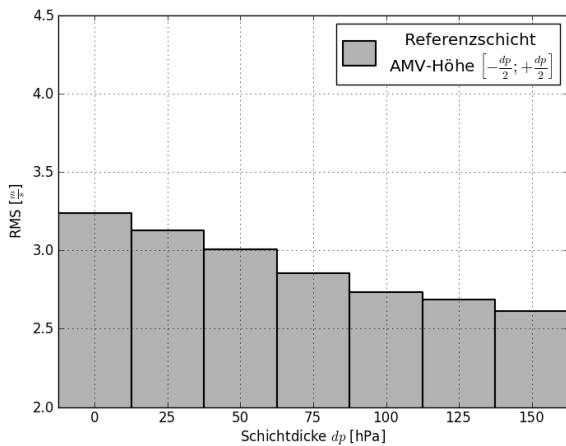


**Abb. 5.5:** Windfehler-Verbesserung für 16 verschiedene Schichtdicken und -höhen. y-Achse: relative Verbesserung der jeweiligen Schicht im Vergleich zur Referenzschicht ( $\pm \frac{dp}{2}$  um die AMV-Höhe). Farbige Schraffierung: T-Test Signifikanzniveaus: gelb hinterlegt: 99%, orange hinterlegt: 95%, rosa hinterlegt: 90%

Unter der Hauptgraphik eines Blocks der Schichtdicke  $dp$  befindet sich eine zweite, kleinere Abbildung mit einer Übersicht über die Anzahl der verwendeten Werte für die jeweilige Lage der Lidarschichten bzw. der AMV-Schichten. Für die Lidar-Höhenkorrektur variieren die Zahlen aufgrund der asymmetrischen Miteinbeziehung der AMV-Werte je nach Lage der Lidarschicht von 307 bis 370. Die Zahl der AMVs der jeweils ersten Spalte eines Blocks (symmetrische Schicht um die Lidar-Wolkenoberkante) ist überall konstant (370 Werte), da hier alle AMVs berücksichtigt werden, die  $\pm 100$  hPa um die Wolkenoberkante positioniert sind.

Für die AMV-Schichten unterhalb der AMV-Höhe kann das Asymmetriekriterium nicht angewendet werden, da diese unabhängig von der Lidar-Wolkenhöhe sind. Um hierfür eine ähnliche Stichprobengröße zu erhalten wie in den restlichen Vergleichen werden deswegen wie beim Höhenvergleich in Kap. 5.2 alle AMVs berücksichtigt, die sich maximal 100 hPa über bzw. maximal 150 hPa unter der Lidar-Wolkenoberkante des entsprechenden Flugpunktes befinden. Für alle vier verschiedenen Schichtdicken ergibt sich deswegen hier die gleiche Anzahl an verwendeten AMVs (413 Werte).

Die jeweiligen **Referenzschichten** der 16 Vergleichsschichten werden als symmetrisches Schichtmittel um die AMV-Höhe berechnet. Der Verlauf des RMS dieser Referenzschichten ist in Abbildung 5.6 dargestellt. Hier wird deutlich, dass der Windfehler mit zunehmender



**Abb. 5.6:** RMS der Referenzschicht ( $\pm \frac{dp}{2}$  um die AMV-Höhe) für unterschiedliche Schichtdicken  $dp$

Schichtdicke abnimmt und somit bessere Ergebnisse erzielt als ein diskretes Drucklevel.

Die pro Schichtdicke  $dp$  verwendeten Referenzschichten variieren je nach Lage der zugehörigen Lidarschicht aufgrund der leicht unterschiedlichen Stichprobengrößen. In Abbildung 5.6 werden als Beispiel die Referenzschicht-Werte für die Lidarschicht unterhalb der Wolkenoberkante dargestellt. Die Referenzwerte der anderen beiden Lidarschichten werden hier nicht gezeigt, besitzen aber einen ähnlichen Verlauf.

### ► Lidarschichten

Betrachtet man nun die Lidarschichten (also die jeweils ersten drei der vier Spalten in einem Block in Abbildung 5.5), wird deutlich, dass insbesondere durch die Schichtmittelung von Wolkenoberkante bis 150 hPa bzw. 100 hPa darunter eine signifikante Verbesserung des Windfehlers erreicht wird. Sowohl RMS als auch Mittelwert weisen eine Verbesserung des Windfehlers von 8-9% auf, wobei eine Schichtdicke von 100 hPa leicht bessere Werte besitzt als eine 150 hPa-Schicht. Auch der T-Test bescheinigt diesen beiden Schichten die größte Fehlerverbesserung: Mit 95%iger Wahrscheinlichkeit wird der Windfehler bei einem Schichtmittel von der Wolkenoberkante bis 100 hPa darunter verbessert, während die Irrtumswahrscheinlichkeit bei einer 150 hPa Schicht sogar bei nur 1% liegt (Signifikanzniveau 99%). Die 150-hPa-Schicht erzielt hier im Gegensatz zum RMS-Vergleich ein besseres Ergebnis als die 100-hPa-Schicht, da in die Berechnung des T-Tests auch die Standardabweichung der Verteilung einfließt. Diese ist bei einer Schichtdicke von 100 hPa größer, weswegen das Signifikanzniveau im Gegensatz zur 150-hPa-Schicht niedriger liegt. Auch eine 150 hPa dicke Schicht mit  $\frac{1}{4}$  der Schichtdicke über und  $\frac{3}{4}$  der Schichtdicke unter der Wolkenoberkante (Intervall: [-37.5 hPa, +112.5 hPa]) wird mit Hilfe des T-Tests als 90% signifikant eingestuft. Sämtliche restlichen Schichtmittel um die vom Lidar detektierte Wolke weisen keine signifikante Verbesserung auf.

In Abbildung 5.7 wird zusätzlich verdeutlicht, dass Lidarschichten unterhalb der Wolken-

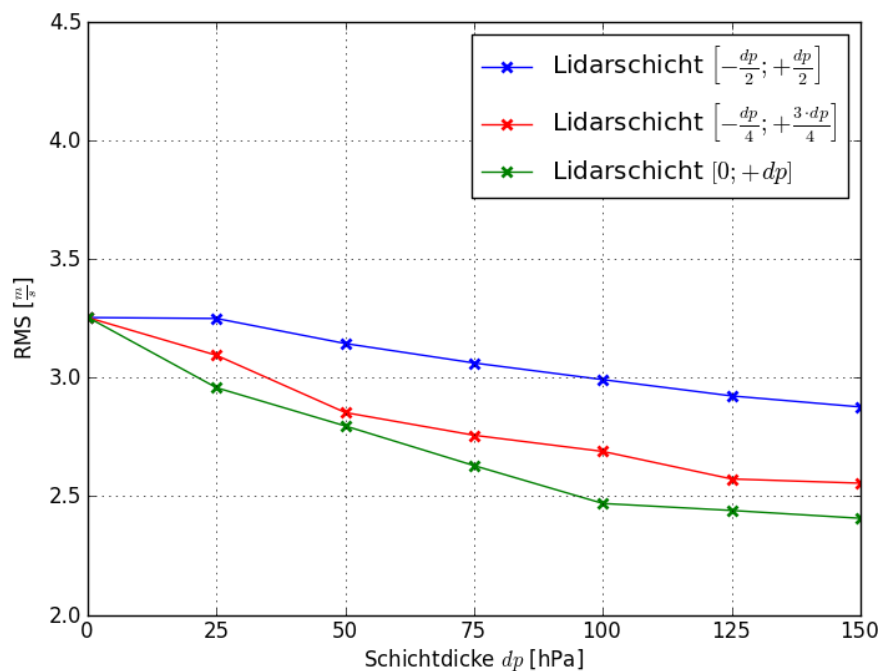


Abb. 5.7: RMS für die drei verschiedenen Lagen der Lidarschichten in Abhängigkeit von deren Schichtdicke  $dp$

oberkante einen geringeren Windfehler aufweisen als Schichten, die teilweise einen Bereich oberhalb der Wolke in die Berechnung mit einbeziehen. Für verschiedene Schichtdicken  $dp$  sind hier die RMS-Werte (unabhängig von der jeweiligen Referenzschicht um die AMV-Höhe) für die drei Lagen der Lidarschichten aufgetragen. Für sämtliche Schichtdicken (bis maximal 150 hPa) liefert die Schichtmittelung unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante den kleinsten Windfehler (grüne Kurve). Dabei wird ebenfalls deutlich, dass größere Schichtdicken (100 hPa bis 150 hPa) bessere Ergebnisse liefern als kleinere Schichtdicken bzw. als ein diskretes Drucklevel ( $dp = 0$ ).

### ► AMV-Schicht

In der vorherigen Abbildung 5.5 zeigt die zusätzliche, vierte Spalte in jedem Block die Verbesserung, die erzielt wird, wenn der Wind der AMV-Schicht (also unterhalb der AMV-Druckhöhe ohne Verwendung der präzisen Lidar-Wolkenhöhe) gemittelt wird. Diese Vorgehensweise liefert ebenfalls signifikante Ergebnisse: Bei sämtlichen hier verwendeten Schichtdicken (150 hPa, 100 hPa, 75 hPa und 50 hPa) wird das Signifikanzniveau von 99% erreicht. Auch RMS und Mittelwerte erzielen hierfür sehr gute Resultate, wobei auch hier eine 150-hPa- bzw. 100-hPa-Schicht deutlichere Verbesserungen des Windfehlers (10-12%) aufzuweisen hat als geringere Schichtdicken. Diese signifikante Verbesserung des Windfehlers unabhängig von der Lidar-Wolkenoberkante weist auf einen systematischen Höhenfehler der AMVs hin.

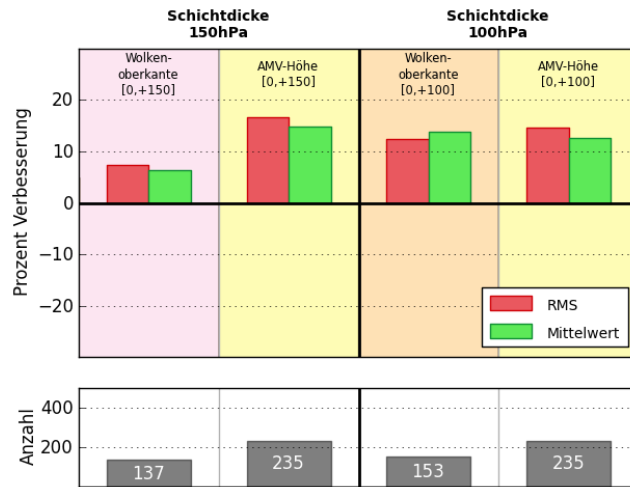
Um den Beitrag der einzelnen Spektralkanäle zu diesem Gesamtergebnis abschätzen zu können, wird nun die Analyse separat für die einzelnen Spektralkanäle VIS, IR und SWIR durchgeführt.

### 5.3.2 Höhenkorrektur je Spektralkanal

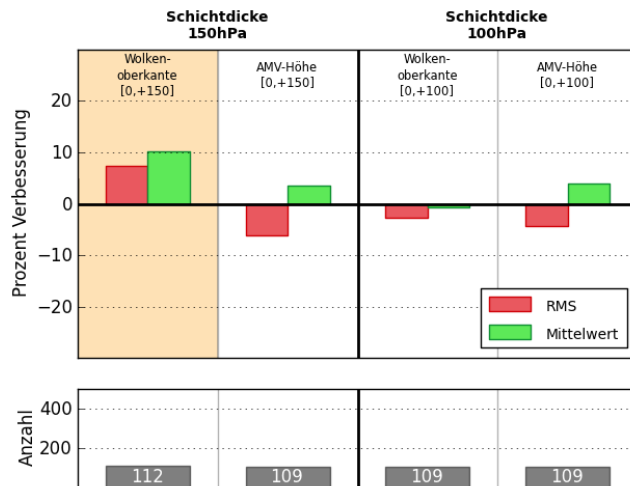
Der jeweilige Anteil der einzelnen Spektralkanäle an den Ergebnissen des letzten Abschnitts wird in Abbildung 5.8 dargestellt. Hier wird auf eine komplette Auflistung aller 16 Schichthöhen verzichtet und das Augenmerk auf die interessanten Schichten des letzten Kapitels gerichtet: Für die zwei Schichtdicken  $dp = 150$  hPa und  $dp = 100$  hPa werden hier Schichten von der Wolkenoberkante bis  $dp$  hPa darunter beziehungsweise von der AMV-Druckhöhe bis  $dp$  hPa darunter gezeigt. Dies entspricht den Spalten 2 und 4 der oberen beiden Blöcke in Abbildung 5.5. Unter den Hauptgraphiken ist wiederum die Anzahl von Vergleichspunkten für die jeweilige Schicht angegeben.

Die hier nicht gezeigten, restlichen Schichten (Intervalle  $[-\frac{dp}{2}, +\frac{dp}{2}]$  und  $[-\frac{dp}{4}, +\frac{3 \cdot dp}{4}]$  um die

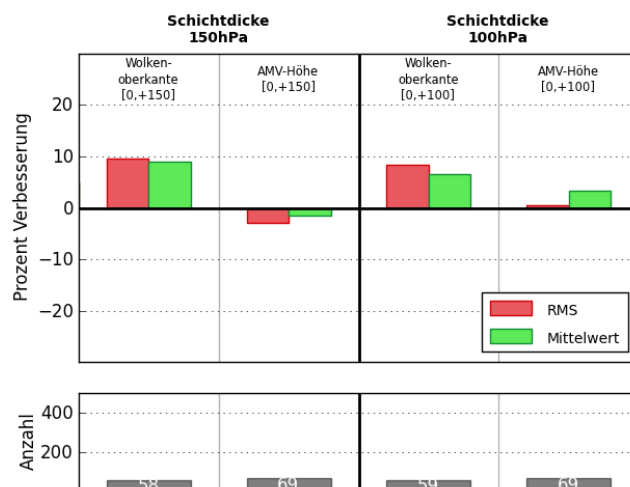




(a) VIS



(b) SWIR



(c) IR

Abb. 5.8: Höhenkorrektur für VIS-, SWIR- bzw. IR-AMVs. Achsen und farbige Hinterlegung wie in Abbildung 5.5. Gezeigt sind nur Schichtdicken von 150 hPa und 100 hPa unter Lidarwolke bzw. unter AMV-Höhe

Wolkenoberkante, bzw. Schichtdicken von  $dp = 75$  hPa und  $dp = 50$  hPa) zeigen keine neuen Erkenntnisse und werden deswegen hier nicht aufgeführt.

### ► VIS-AMVs

Abbildung 5.8a zeigt den Beitrag der VIS-AMVs an der Verbesserung des Gesamt-Windfehlers. Wie in Kapitel 5.1 aufgelistet, stammen ca. 50% aller verwendeten AMVs aus dem sichtbaren Spektralbereich und repräsentieren somit den größten Anteil der Gesamtstichprobe.

Auf den ersten Blick wird ersichtlich, dass bei beiden Lidarschichten (unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante) und beiden AMV-Schichten (unterhalb der AMV-Höhe) eine deutliche Verbesserung des Windfehlers stattfindet: das Signifikanzniveau von mindestens 90% wird überall erreicht (farbige Unterlegung in gelb, orange, rosa). Auch die relative Verbesserung des RMS und des Mittelwertes im Vergleich zum Referenzwert liegt in fast allen Fällen bei ca. 10-15%. Das beste Ergebnis liefert eine AMV-Schicht von 150-hPa (RMS und Mittelwert: 15-17%). Auch AMV-Schichten von 100 hPa und 100-hPa-Lidarschichten liefern signifikante Ergebnisse (12-14%). Dahingegen schneidet eine 150-hPa-Lidarschicht unter der Lidar-Wolkenhöhe etwas schlechter ab und ist nur noch leicht signifikant (90%).

### ► SWIR-AMVs

In Abbildung 5.8b wird nun der Anteil aus dem kurzwelligen Infrarot gezeigt. Dabei fällt auf, dass nur eine Lidarschicht von 150 hPa unter der Lidar-Wolkenoberkante gute Ergebnisse liefert: Der RMS und der Mittelwert verbessern sich um 7-10%, während das Signifikanzniveau 95% beträgt. Bei einer Lidarschicht von 100 hPa wird ein neutrales Ergebnis erzielt. Bei AMV-Schichten unterhalb der AMV-Höhe ohne Berücksichtigung der Lidar-Wolkenhöhe (in der Graphik jeweils die zweite Spalte) ergibt sich im Gegensatz zu den Ergebnissen aus dem sichtbaren Spektralbereich VIS keine Verbesserung des Windfehlers.

### ► IR-AMVs

Graphik 5.8c stellt nun die Windverbesserung für AMVs aus dem IR dar. Betrachtet man zunächst den Windfehler bei Lidarschichten unterhalb der Wolkenoberkante, ergibt sich für  $dp = 150$  hPa und  $dp = 100$  hPa eine leichte, wenn auch nicht signifikante Verbesserung. Dabei ist zu beachten, dass die Stichprobengröße der IR-AMVs relativ klein ist und nur ca. 15% aller Vergleichspaare ausmacht. Somit ist auch ein Signifikanzniveau schwieriger zu erreichen.

Bei Schichtmittelungen unter der AMV-Höhe liefert die Berechnung des Windfehlers bei beiden Schichtdicken ähnlich wie bei den SWIR-AMVs neutrale Ergebnisse.

### 5.3.3 Diskussion

Die Höhenkorrektur mit **Lidarschichten** erzielte bei Einbeziehung aller Werte (VIS, SWIR und IR gemeinsam) die besten Ergebnisse für Schichtdicken von 150 hPa und 100 hPa, die von der Wolkenoberkante aus einseitig nach unten reichen. Dabei beträgt die relative Verbesserung im Vergleich zu einem Referenzwert derselben Schichtdicke (mit  $\pm \frac{dp}{2}$  um die AMV-Höhe) bei RMS und Mittelwert ca. 8% bei einem Signifikanzniveau von mindestens 95%.

Geht man davon aus, dass sich eine Wolke als Gesamtgebilde gleichmäßig in der Atmosphäre bewegt, kann diese als repräsentatives Schichtmittel des Windes angesehen werden. Es macht demnach Sinn, einen Mittelwert über eine Schicht zu bestimmen, welche an der Wolkenoberkante beginnt und sich vertikal nach unten erstreckt. Mittelt man über eine Schicht, welche nur zu einem Teil die eigentliche Wolke beinhaltet, während der andere Teil über die Wolkenoberkante hinausreicht (wie bei den ebenfalls berechneten Intervallen  $[-\frac{dp}{2}, +\frac{dp}{2}]$  oder  $[-\frac{dp}{4}, +\frac{3dp}{4}]$  um die Wolkenoberkante), ist dies nicht repräsentativ für die eigentliche Schichtbewegung in der Atmosphäre und man erzielt somit schlechtere Ergebnisse. Eine 150-hPa-Lidarschicht von -37.5 hPa bis 112.5 hPa ( $-\frac{dp}{4}, +\frac{3dp}{4}$ ) ist zwar ebenfalls noch leicht signifikant (90%), weist aber eine geringere Verbesserung des Windfehlers auf als die entsprechenden Lidarschichten unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante.

Bei der Verbesserung des Windfehlers bei Lidarschichten von 150 hPa bzw. 100 hPa unter der Wolkenoberkante tragen prinzipiell AMVs aller drei Spektralkanäle zum positiven Ergebnis bei: Einzig der SWIR-Kanal zeigt nur bei einer 150-hPa-Schicht eine signifikante Verbesserung, die 100-hPa-Schicht weist dagegen neutrale Werte auf. VIS- und IR-AMVs liefern für beide Schichtdicken einen positiven Beitrag zum Gesamtergebnis. Dieses Resultat weist darauf hin, dass eine Schichtmittelung über Schichtdicken von 100 bzw. 150 hPa unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante eine tatsächliche Verbesserung des Windfehlers erzielt und diese nicht von einem einzelnen Kanal abhängt.

Auch die Verwendung von **AMV-Schichten** unter der AMV-Höhe, unabhängig von der Lidar-Wolkenhöhe, reduziert den Fehler signifikant (99%-Signifikanzniveau): Die Verbesserung beträgt 10-12% für Schichtdicken von 150 hPa bzw. 100 hPa unterhalb der AMV-Druckfläche. Dies deutet auf einen systematischen Fehler in der Höhenzuordnung von AMVs aus Satellitendaten hin.

Die Aufteilung nach den verwendeten Spektralkanälen VIS, SWIR und IR zeigt, dass prinzipiell nur die AMVs, welche aus dem VIS-Kanal abgeleitet wurden, zu diesem systematischen Fehler beitragen. Wie auch schon beim Höhenvergleich im vorigen Kapitel 5.2 deutlich wurde, sind VIS-AMVs tendenziell zu hoch in der Atmosphäre angesiedelt und

weisen deswegen auch hier bei Wind-Schichtmittelungen unterhalb der zugeordneten AMV-Höhe starke Verbesserungen des Windfehlers auf. Sensitivitätsstudien für qualitativ höhere VIS-AMVs (Qualitätsindex RFF > 70,  $p > 700$  hPa) zeigen ebenfalls einen systematischen Höhenfehler. Dieser ist bei hochqualitativen VIS-AMVs jedoch weniger stark ausgeprägt wie bei VIS-AMVs mit niedrigeren Qualitätsindizes.

Im Gegensatz dazu ist in den beiden Infrarot-Kanälen ein derartiger, systematischer Fehler nicht erkennbar: Sowohl bei SWIR-AMVs als auch bei IR-AMVs liefert eine Schichtmittelung unterhalb der AMV-Druckhöhe neutrale Ergebnisse. Somit scheint es in diesen beiden Kanälen keinen offensichtlichen systematischen Höhenfehler zu geben. Da AMVs aus dem sichtbaren Spektralkanal den größten Anteil an der Gesamtstichprobe ausmachen, spiegelt sich deren systematischer Fehler jedoch auch im Gesamtergebnis wieder.

Signifikante Verbesserungen bei AMV-Schichten unterhalb der AMV-Höhe sind allerdings höchstwahrscheinlich auf die örtlichen und zeitlichen Gegebenheiten der T-PARC-Kampagne sowie das AMV-Herleitungsverfahren für MTSAT-1R-Aufnahmen von CIMSS beschränkt. Die Information über systematische Fehler des jeweils betrachteten Datensatzes ist somit nicht als Vorab-Information für die Datenassimilation vorhanden. Im Gegensatz dazu bieten Lidar-Wolkeninformationen eine unabhängige Zusatzmessung, weshalb angenommen werden kann, dass damit auch für andere Datensätze eine Verbesserung erreicht werden kann.

Insgesamt zeigt die Dicke der Schicht, welche den Wind am besten repräsentiert (100-150hPa), eine gute Übereinstimmung mit der Studie von Velden und Bedka (2009), die für Low-Level-AMVs aus maritimer Bewölkung über dem Westpazifik für Schichtdicken von 150-200 hPa die beste Übereinstimmung mit Radiosondenwerten ermittelten.

In dieser Arbeit wurden Schichtdicken von 200 hPa (bzw. noch größere Werte) nicht berücksichtigt, da die hier verwendeten AMVs großteils aus tiefen Atmosphärenschichten unterhalb von 850 hPa ( $p > 850$  hPa) stammen. Ein Schichtmittel über eine vertikale Erstreckung von 150 hPa unterhalb der Wolkenoberkante bzw. der AMV-Höhe bedeutet demnach bereits in vielen Fällen, sämtliche Dropsonden-Werte von der Wolkenoberkante bis zum Boden zu verwenden, was in einer Schichtdicke < 150 hPa resultiert. Eine Berechnung von 200-hPa-Schichten (bzw. von Schichten von maximal 200 hPa Dicke, die aber durch die Begrenzung des Bodens eine geringere Schichtdicke aufweisen) erscheint deshalb wenig sinnvoll: Dies würde oft keine zusätzlichen Messwerte mit einbeziehen und dementsprechend dieselben Resultate liefern wie 150-hPa-Schichten.

## 6 SCHLUSSFOLGERUNG UND AUSBLICK

Im Zuge dieser Masterarbeit wurde untersucht, inwieweit Druckhöhen von AMVs mit Lidarmessungen der tatsächlichen Wolkenoberkanten übereinstimmen. Außerdem wurden Windmittel verschiedener Schichtdicken und -höhen aus Dropsondendaten berechnet, um zu analysieren, welche Atmosphärenschicht durch den AMV bestmöglich repräsentiert wird. Die Bestimmung der „wahren“ Wolkenoberkante erfolgte über präzise Lidarmessungen des DLR Forschungsflugzeugs FALCON während der Messkampagne T-PARC. Dabei standen über 50 Stunden an Lidardaten aus 24 Forschungsflügen zur Verfügung. Die ca. 300 eingesetzten Dropsonden wurden für die Verifikation der AMV-Höhenkorrektur verwendet. AMVs wurden von CIMSS speziell für den Zeitraum der Forschungskampagne prozessiert.

### ► Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Wahl geeigneter Vergleichspaare von AMV und Lidar-Wolke wurde anhand diverser Kriterien getroffen, die unter anderem die räumliche ( $< 100$  km) und zeitliche ( $< 60$  min.) Entfernung der Punkte zueinander einschränken. Dabei wurden AMVs aus zwei Infrarotkanälen (SWIR, IR) und einem sichtbaren Spektralkanal (VIS) betrachtet. Der Großteil der gefundenen Windvektoren sind Low-Level-AMVs unterhalb einer Druckhöhe von 700 hPa ( $p > 700$  hPa) und stammen mehrheitlich aus dem VIS-Kanal.

Der **Druckhöhen-Vergleich** der ca. 700 gefundenen Vergleichspaare ergab, dass AMVs aus den Infrarotkanälen IR und SWIR im Mittel knapp unterhalb der Wolkenoberkante (30-50 hPa) liegen. Dies entspricht den Erwartungen, dass ein AMV die Schichtbewegung einer Wolke unterhalb der Lidar-Wolkenoberkante repräsentiert und die Atmosphärenbewegung durch eine tiefere Positionierung dementsprechend besser charakterisiert wird. AMVs aus dem sichtbaren Spektralkanal weisen dagegen einen systematischen Höhenfehler auf und sind tendenziell über der Lidar-Wolkenoberkante angesiedelt.

Die **Höhenkorrektur** der AMV-Werte mit Lidarschichten wurde mithilfe von Dropsondenmessungen verifiziert und ergab eine signifikante Verbesserung des Windfehlers bei einer Schichtmittelung von 150 hPa und 100 hPa unter der Lidar-Wolkenoberkante. Weder andere Schichtdicken (75 hPa, 50 hPa) noch Schichten, die Regionen oberhalb der Wolkenoberkante in die Berechnung mit einfließen lassen, erzielten eine signifikante Reduktion des Windfehlers. Auch die Betrachtung eines Schichtmittels unterhalb der AMV-Höhe, unabhängig von der eigentlichen Wolkenhöhe, lieferte signifikante Ergebnisse, welche nach einem Vergleich der

einzelnen Spektralkanäle auf den systematischen Höhenfehler der VIS-AMVs zurückzuführen sind. Dieser systematische Fehler ist allerdings wahrscheinlich auf den begrenzten Datensatz beschränkt und kann nicht global verallgemeinert werden.

### ► Weiterführende Arbeiten

In dieser Arbeit wurden ausschließlich AMVs verwendet, die von CIMSS speziell für den Zeitraum der T-PARC-Kampagne prozessiert wurden. Eine Auswertung der operationellen AMV-Datensätze während T-PARC würde einen interessanten Vergleich zu den hier verwendeten CIMSS-AMVs darstellen, wobei operationelle AMVs im Gegensatz zu den speziell für T-PARC prozessierten CIMSS-AMVs allerdings keine stündlichen Werte liefern.

Andere Messkampagnen mit einem flugzeuggetragenen Rückstreulidar an Bord könnten die Ergebnisse dieser Arbeit auf andere Regionen der Erde ausweiten. So fand beispielsweise im Februar/März 2008 die THORPEX-IPY-Kampagne („*International Polar Year*“) in Nord-Norwegen statt, welche für Auswertungen von AMVs von polumlaufenden Satelliten genutzt werden kann. Die FALCON war mit einem Rückstreulidar an Bord mit 16 Flügen an der Kampagne beteiligt, wobei nur sporadisch Dropsonden eingesetzt wurden und die Verifikation der Höhenkorrektur deswegen über ein Modellfeld erfolgen muss.

Die Motivation der vorliegenden Arbeit war insbesondere, durch die Auswertung einer einzelnen Messkampagne die Voraussetzung für globale Anwendungen zu schaffen. Die Datensätze der T-PARC-Messkampagne sind zeitlich und räumlich auf das entsprechende Messgebiet begrenzt, liefern dafür aber wertvolle Zusatzinformationen durch unabhängige Dropsonden-Messungen und bieten daher eine gute Grundlage für die Datenauswertung. Es erscheint sinnvoll, dies nun auf satellitengetragene Lidarmessungen aus dem Weltall für die Bestimmung der Wolkenhöhe zu übertragen, um die räumlichen und zeitlichen Einschränkungen einer einzelnen Messkampagne zu erweitern und auch global Auswertungen durchführen zu können. Ein Satelliten-Lidar hat im Vergleich zu flugzeuggetragenen Lidarsystemen zudem den Vorteil, nicht durch die Flughöhe begrenzt zu sein und somit auch höher gelegene Wolken wie Cirren detektieren zu können.

Hierfür eignet sich insbesondere das Lidar CALIOP an Bord des polumlaufenden Satelliten CALIPSO, welches seit einigen Jahren die Möglichkeit bietet, global Wolkenmessungen durchzuführen. CALIOP-Daten wurden bereits für Vergleiche mit AMV-Höhen verwendet: Wie in Kapitel 2.5 erwähnt, wurden erste dahingehende Untersuchungen durchgeführt [siehe z.B. Di Michele, 2010, Schreiner et al., 2012]. Weitergehende Forschungen in diese Richtung könnten einen Fortschritt in der AMV-Fehlerreduktion erbringen.

---

► **Ausblick auf zukünftige satellitengetragene Lidarsysteme**

Auch andere polumlaufende Satelliten mit einem Lidar an Bord werden in den kommenden Jahren ins All geschossen und somit für die Wolkenfernerkundung zur Verfügung stehen. 2015 soll im Rahmen der EarthCARE-Mission („**E**arth **C**louds, **A**erosols and **R**adiation **E**xplorer“) das Lidar ATLID („**A**Tmospheric **L**IDar“) zum Einsatz kommen [Website EarthCARE]. Ebenfalls 2015 ist der Start von ICESAT-2 („**I**ce, **C**loud and Land **E**levation **S**ATellite“) mit einem Rückstreulidar an Bord geplant [Abdalati et al., 2010].

---

AMVs werden in der numerischen Wettervorhersage auch zukünftig eine bedeutende Rolle spielen. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Verwendung von Lidardaten bei der Bestimmung von AMV-Höhen ein vielversprechender Ansatz dafür ist, den Fehler in der Höhenzuordnung zu verbessern und dadurch die größte Fehlerquelle bei der Herleitung von AMVs zu reduzieren. Dabei könnten Lidar-Wolkenhöhen als unabhängige Datenquelle für die direkte Korrektur von AMV-Höhen verwendet werden und dadurch zur Verbesserung der AMV-Herleitungsalgorithmen beitragen.

Zusätzlich bietet die Verwendung einer Atmosphärenschicht anstelle eines diskreten Drucklevels die Möglichkeit, AMVs in der Troposphäre genauer zu charakterisieren. Die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse deuten darauf hin, dass Windfehler damit signifikant verbessert werden können. Durch die Assimilation der Windinformation als Schichtmittel in numerische Wettervorhersagemodelle könnten die realen Windverhältnisse in der Atmosphäre dementsprechend besser repräsentiert werden.





## Literaturverzeichnis

- W. ABDALATI, H. JAY ZWALLY, R. BINDSCHADLER, B. CSATHO, S. L. FARRELL, H. A. FRICKER, D. HARDING, R. KWOK, M. LEFSKY, T. MARKUS, A. MARSHAK, T. NEUMANN, S. PALM, B. SCHUTZ, B. SMITH, J. SPINHIRNE, and C. WEBB. The ICESAT-2 Laser Altimetry Mission. *Proceedings of the IEEE*, Vol. 98, Nr. 5, S. 735-751, Mai **2010**.
- H. BERGER, M. FORSYTHE, J. EYRE, and S. HEALY. A superobbing scheme for Atmospheric Motion Vectors. *7<sup>th</sup> International Winds Workshop*, Helsinki, Finnland, 14.-17. Juni **2004**.
- R. BORDE and P. DUBUISSON. Sensitivity of Atmospheric Motion Vectors height assignment methods to semi-transparent cloud properties using simulated Meteosat-8 radiances. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 49, Nr. 6, S. 1205-1218, **2010**.
- N. BORMANN and J.-N. THÉPAUT. Impact of MODIS polar winds in ECMWFs 4DVAR data assimilation system. *Monthly Weather Review*, Vol. 132, S. 929-940, **2004**.
- N. BORMANN, S. SAARINEN, G. KELLY, and J. THÉPAUT. The spatial structure of observation errors in atmospheric motion vectors from geostationary satellite data. *Monthly Weather Review*, Vol. 131, S. 706-718, **2003**.
- K. BOSCH. Basiswissen Statistik - Einführung in die Grundlagen der Statistik. Kap. 10.3, S. 208ff, Oldenbourg Wissenschaftsverlag GmbH, **2007**.
- A. CRESS and H. W. BITZER. Recent progress in using satellite winds at the German Weather Service. *11<sup>th</sup> International Winds Workshop*, Auckland, Neuseeland, 20.-24. Februar **2012**.
- J. DANIELS, W. BRESKY, C. VELDEN, and K. BEDKA. Characterization of tracer height assignment errors: A recurring theme for Atmospheric Motion Vectors. *8<sup>th</sup> International Winds Workshop*, Peking, China, 24.-28. April **2006**.
- S. DI MICHELE. Quality assessment of cloud screening, cloud analysis and cloud height assignment for atmospheric motion vectors. WP-2300 report for ESA contract 1-5576/07/NL/CB: Project QuARL - Quantitative Assessment of the operational value of space-borne Radar and Lidar measurements of cloud and aerosol profiles, ECMWF, **2010**.
- M. FORSYTHE. Atmospheric Motion Vectors: Past, present and future. *Seminar on recent development in the use of satellite observations in NWP*, 3.-7. September 2007, ECMWF, **2007**.

- M. FORSYTHE, J. COTTON, and R. SAUNDERS. Improving AMV impact in NWP. 10<sup>th</sup> *International Winds Workshop*, Tokio, Japan, 22.-26. Februar **2010**.
- I. GENKOVA, R. BORDE, J. SCHMETZ, J. DANIELS, C. VELDEN, and K. HOLMLUND. Global Atmospheric Motion Vector inter-comparison study. 9<sup>th</sup> *International Winds Workshop*, Annapolis, USA, 14.-18. April **2008**.
- R. GUZZI (Hrsg.). Exploring the atmosphere by remote sensing technique. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, **2003**.
- F. HARNISCH. Forecast influence of adaptive airborne observations in the western north pacific basin. Dissertation an der Ludwig-Maximilians-Universität München, **2011**.
- A.F. HASLER, W.C. SKILLMAN, W.E. SHENK, and J. STERANKA. In situ aircraft verification of the quality of satellite cloud winds over oceanic regions. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 18, S. 1481-1489, **1979**.
- A. HERNANDEZ-CARRASCAL, N. BORMANN, R. BORDE, H.-J. LUTZ, and S. WANZONG. Using model simulations to improve the characterization of current atmospheric motion vectors. 11<sup>th</sup> *International Winds Workshop*, Auckland, Neuseeland, 20.-24. Februar **2012**.
- K. HOLMLUND. The utilization of statistical properties of satellite-derived Atmospheric Motion Vectors to derive quality indicators. *Weather and Forecasting*, Vol. 13, S. 1093-1104, **1998**.
- K. HOLMLUND, C. VELDEN, M. TOKUNO, J. LE MARSHALL, R. SARRAZIN, and J. M. F. SERDÁN. Automatic quality control with the CIMSS RFF and EUMETSAT QI schemes. 6<sup>th</sup> *International Winds Workshop*, Madison, Wisconsin, USA, 7.-10. Mai **2002**.
- J. KEY, D. SANTEK, R. DWORAK, C. VELDEN, J. DANIELS, and A. BAILEY. The polar wind product suite. 10<sup>th</sup> *International Winds Workshop*, Tokyo, 22.-26. Februar **2010**.
- J. LE MARSHALL, N. PESCOD, B. SEAMAN, G. MILLS, and P. STEWART. An operational system for generating cloud drift winds in the Australian region and their impact on numerical weather prediction. *Weather and Forecasting*, Vol. 9, S. 361-370, **1994**.
- W. P. MENZEL. Cloud tracking with satellite imagery: From the pioneering work of Ted Fujita to the present, a. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 82, Nr. 1, S. 33-47, **2001a**.
- W. P. MENZEL. Applications with meteorological satellites, b. SAT-28, Technical Document, WMO/TD No. 1078, **2001b**.

- W. P. MENZEL, W. L. SMITH, and T. R. STEWART. Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 22, Nr. 3, S. 377-384, **1983**.
- S. J. NIEMAN, W. P. MENZEL, C. M. HAYDEN, D. GRAY, S. T. WANZONG, C.S. VELDEN, and J. DANIELS. Fully automated cloud-drift winds in NESDIS operations, a. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, Nr. 6, S. 1121-1133, **1997**.
- S. J. NIEMAN, J. SCHMETZ, and W. P. MENZEL. A comparison of several techniques to assign heights to cloud tracers, b. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 32, Nr. 9, S. 1559-1568, **1993**.
- T. OLANDER. UW-CIMSS satellite-derived wind algorithm user's guide (version 1.n). Juni **2001**.
- P. M. PAULEY, N. L. BAKER, R. LANGLAND, L. XU, and C. VELDEN. The impact of satellite Atmospheric Motion Vectors in the U.S. Navy global data assimilation system: The superob procedure. 11<sup>th</sup> *International Winds Workshop*, Auckland, Neuseeland, 20.-24. Februar **2012**.
- P. A. RAO, C. VELDEN, and S. A. BRAUN. The vertical error characteristics of GOES-derived winds: Description and experiments with numerical weather prediction. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 41, S. 253-271, **2002**.
- K. SALONEN, J. COTTON, N. BORMANN, and M. FORSYTHE. Characterising height assignment error by comparing best-fit pressure statistics from the Met Office and ECMWF system. 11<sup>th</sup> *International Winds Workshop*, Auckland, Neuseeland, 20.-24. Februar **2012**.
- W. J. SAUCIER. Principles of meteorological analysis. Dover Phoenix Editions, Dover Publications, Inc., USA, **2003**.
- J. SCHMETZ. Windfelder aus der Verlagerung von Wolken in Satellitenbildern. *Promet Meteorologische Fortbildung: Fernerkundung in der Meteorologie I*, Heft 3/4, **1990**.
- A. SCHREINER, W. P. MENZEL, W. STRAKA, and A. HEIDINGER. Comparing CO2/IRW and H2O/IRW CTPs. 11<sup>th</sup> *International Winds Workshop*, Auckland, Neuseeland, 20.-24. Februar **2012**.
- B. SODEN, C. VELDEN, and R. TULEYA. The impact of satellite winds on experimental GFDL hurricane model forecasts. *Monthly Weather Review*, Vol. 129, S. 835-852, **2001**.
- C. SPATZ. Basic Statistics: Tales of Distributions, 10<sup>th</sup> edition. Wadsworth, CENGAGE Learning, **2011**.

- G. SZEJWACH. Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from infrared radiances: Application to METEOSAT. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 21, S.384-393, **1982**.
- C. VELDEN and K. BEDKA. Identifying the uncertainty in determining satellite-derived atmospheric motion vector height attribution. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 48, S. 450-463, **2009**.
- C. VELDEN, J. DANIELS, D. STETTNER, D. SANTEK, J. KEY, J. DUNION, K. HOLMLUND, G. DENGEL, W. BRESKY, and P. MENZEL. Recent innovations in deriving tropospheric winds from meteorological satellites, a. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 86, S. 205-223, **2005**.
- C. VELDEN, T. OLANDER, and S. WANZONG. The impact of multispectral GOES-8 wind information on Atlantic tropical cyclone track forecasts in 1995. Part I: Dataset methodology, description and case analysis, b. *Monthly Weather Review*, Vol. 126, S. 1202-1218, **1998**.
- M. WEISSMANN, F. HARNISCH, C.-C. WU, P.-H. LIN, Y. OHTA, K. YAMASHITA, Y.-H. KIM, E.-H. JEON, T. NAKAZAWA, and S. ABERSON. The influence of assimilating dropsonde data on typhoon track and midlatitude forecasts. *Monthly Weather Review*, Vol. 139, S. 908-920, **2011**.
- M. WIEGNER. Aktive Fernerkundung: Lidar und Radar. Vorlesung im Sommersemester 2010 an der Ludwig-Maximilians-Universität München, **2010**.
- M. WIRTH, A. FIX, P. MAHNKE, H. SCHWARZER, F. SCHRANDT, and G. EHRET. The airborne multi-wavelength water vapor differential absorption lidar WALES: system design and performance. *Applied Physics B, Lasers and Optics*, Vol. 96, Nr. 1, S. 201-213, **2009**.
- Website EarthCARE. ESA (European Space Agency) earth explorers. <http://www.esa.int/esaLP/LPearthcare.html>. Zuletzt abgerufen am 26.02.2012.
- Website T-PARC-AMVs. NCAR/EOL under sponsorship of the National Science Foundation. MTSAT-1R Hourly Atmospheric Motion Vector Data. <http://data.eol.ucar.edu/codiac/dss/id=110.028>. Zuletzt abgerufen am 06.09.2011.
- Website MTSAT. JMA (Japan Meteorological Agency). Meteorological Satellite MTSAT series. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/satellite/>. Zuletzt abgerufen am 15.02.2012.

Website T-PARC. UCAR (University Corporation for Atmospheric Research). Präsentation post T-PARC/TCS08 summary. <http://www.eol.ucar.edu/projects/t-parc>. Zuletzt abgerufen am 20.02.2012.

Website Vaisala. KELAG Meteosysteme. Infoblatt zur Vaisala RD93 Dropsonde. [http://www.kelag.ch/meteosysteme/Radio/RD93\\_BR\\_E.pdf](http://www.kelag.ch/meteosysteme/Radio/RD93_BR_E.pdf). Zuletzt abgerufen am 15.04.2012.



## Danksagung

Diese Arbeit entstand am Hans-Ertel-Zentrum (HErZ) für Wetterforschung im Fachbereich Datenassimilation am meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München. An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mich im Laufe des letzten Jahres unterstützt haben.

Ganz besonders möchte ich Dr. Martin Weissmann für die wunderbare Betreuung während dieser Zeit danken. Er hatte immer ein offenes Ohr für die kleinen und großen Probleme, die sich während der Masterarbeit ergaben und immer Zeit für kürzere oder längere Diskussionen.

Außerdem möchte ich mich bei allen bedanken, die an der T-PARC-Kampagne teilgenommen und so zu deren Erfolg beigetragen haben. Die Kampagne wurde von folgenden internationalen Organisationen finanziert: DLR, JMA, NSF („*National Science Foundation*“), Forschungszentrum Karlsruhe, NIMR Korea („*National Institute of Meteorological Research*“), Environment Canada und EUCOS („*EUMETNET Composite Observing System*“).

Für die Bereitstellung der FALCON-Messdaten der T-PARC-Kampagne möchte ich mich beim DLR Oberpfaffenhofen bedanken. Dies gilt insbesondere für Dr. Christoph Kiemle, Dr. Martin Wirth und Dr. Oliver Reitebuch, auch für die Beantwortung diverser Fragen.

Des Weiteren danke ich CIMSS für die Prozessierung und Bereitstellung der AMV-Datensätze [siehe Website T-PARC-AMVs] für den Zeitraum der T-PARC-Kampagne.

Abschließend geht ein besonderer Dank an meine Eltern, die mir mein Studium ermöglicht und mich zu jeder Zeit in jeder erdenklichen Art und Weise unterstützt haben.





## **Eigenständigkeitserklärung**

Hiermit erkläre ich, die vorliegende Arbeit selbständig verfasst zu haben und keine anderen als die in der Arbeit angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt zu haben.

München, 24. April 2012