



**Forschungszentrum Karlsruhe**  
Technik und Umwelt

**Wissenschaftliche Berichte**  
FZKA 6367

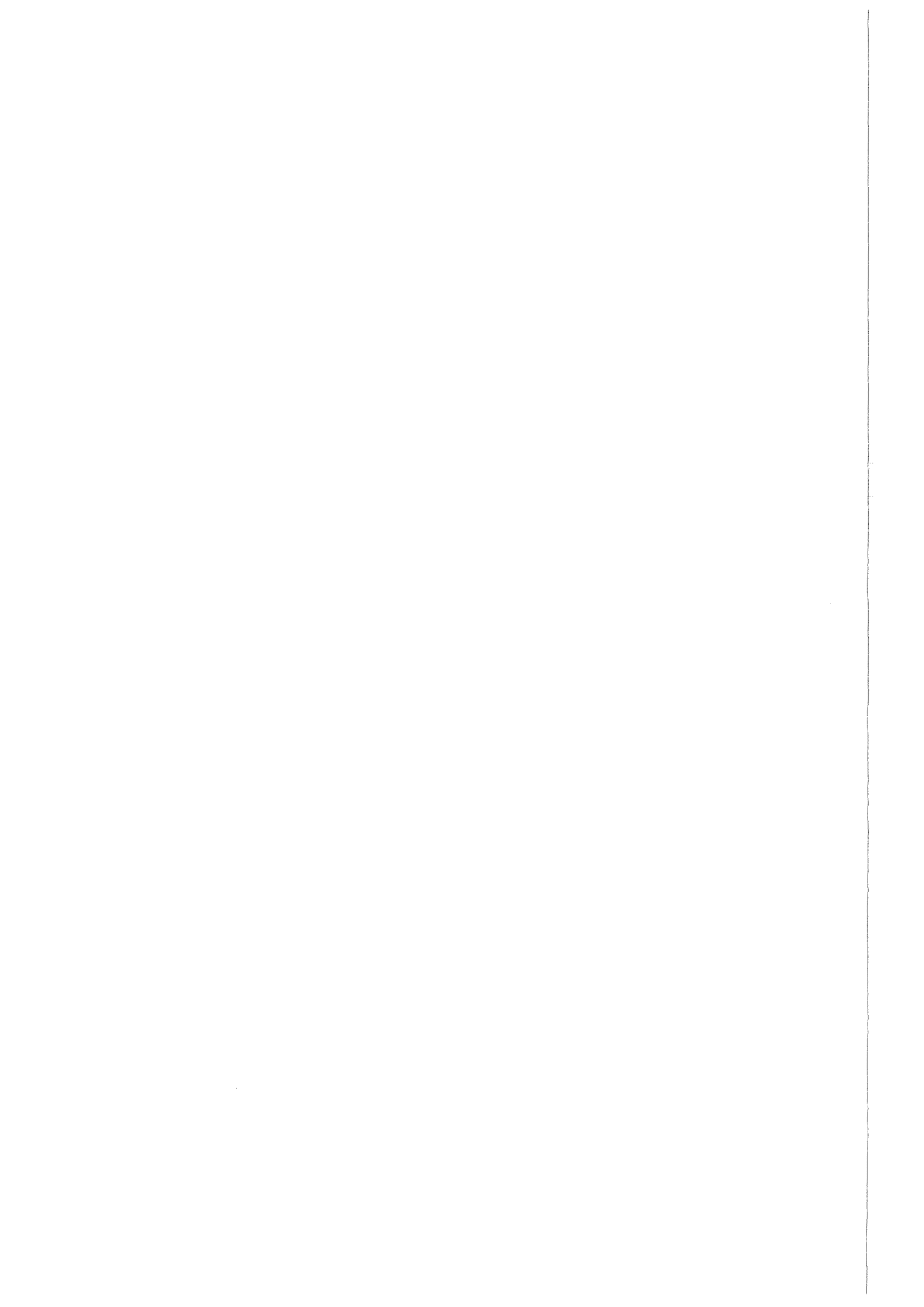
**Die Höhenzuordnung  
von wolkenfreien  
Wasserdampfstrukturen  
für die Windanalyse in  
METEOSAT-Bildern**

**H. Karbstein**

Institut für Meteorologie und Klimaforschung

September 1999

---



FORSCHUNGSZENTRUM KARLSRUHE  
Technik und Umwelt  
Wissenschaftliche Berichte  
FZKA 6367

**Die Höhenzuordnung von wolkenfreien  
Wasserdampfstrukturen für die Windanalyse  
in METEOSAT-Bildern \***

Holger Karbstein  
Institut für Meteorologie und Klimaforschung

\* von der Fakultät für Physik der Universität Karlsruhe (TH)  
genehmigte Dissertation

Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, Karlsruhe  
1999

**Als Manuskript gedruckt**  
**Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor**

**Forschungszentrum Karlsruhe GmbH**  
**Postfach 3640, 76021 Karlsruhe**

**Mitglied der Hermann von Helmholtz-Gemeinschaft**  
**Deutscher Forschungszentren (HGF)**

**ISSN 0947-8620**



# Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung der Höhenzuordnung von Verschiebungsvektoren, die durch Verfolgung reiner Wasserdampfstrukturen in Bildfolgen von METEOSAT WV-Aufnahmen resultieren. Zur Überprüfung der Höhenzuordnung wurden einerseits Radiosonden-Daten und andererseits Daten vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) herangezogen.

Es wurden die Szenen vom 21. Juni 1989, vom 6. Juni 1996 und anschließend vom ganzen Monat Juni 1996, jeweils 12 Uhr UTC ausgewertet, da die zunächst gewonnenen Erkenntnisse weitere detaillierte statistische Untersuchungen nahelegten. Dabei wurden verschiedene Methoden der Höhenzuordnung erprobt und versucht, die Strukturverschiebungen einer Höhe zuzuordnen und als Windvektoren zu interpretieren. Alternativ dazu wurden Vergleiche mit gemittelten Winden durchgeführt, da auch die Verschiebungsvektoren aus zeitlich und räumlich ausgedehnten Messungen gewonnen werden.

Die untersuchten Höhenzuordnungen sowie die gemittelten Winde können einerseits Methoden zugeordnet werden, die die atmosphärische Beitragsfunktion zugrunde legen. Die anderen Methoden hingegen stützen sich auf die gemessene oder berechnete Strahldichte.

Zunächst konnten keine signifikanten Unterschiede für die voneinander abweichenden Methoden gefunden werden. Erst durch die Einführung der atmosphärischen Windscherung als höhenempfindlicher Parameter wurden deutliche Unterschiede für die einzelnen Methoden erkennbar, wobei mit den Methoden, die die gemessene oder berechnete Strahldichte verwenden, signifikant bessere Resultate erzielt werden. Aus dieser Gruppe wiederum liefert die Methode, die die Helligkeitstemperatur der kältesten Pixel einer Parzelle der Niveauhöhe mit übereinstimmender Atmosphären-Temperatur zuordnet, die statistisch besten Übereinstimmungen beim Vergleich mit den Referenzwinden.

Auf diesen Ergebnissen aufbauend wurde anhand einer Einzelfallanalyse überprüft, ob ein allgemein anwendbares Verfahren mit Hilfe der Strahldichteverteilung einer Parzelle begründet werden kann. Dabei wurde ersichtlich, daß ein solch allgemeines Verfahren der Höhenzuordnung nicht angegeben werden kann, da in der Einzelfallanalyse die besten Übereinstimmungen in der Mehrzahl der Fälle für Strahldichtewerte weit außerhalb des Strahldichteintervalls der Parzelle gefunden werden. Diese Untersuchung wurde bei ausreichend großer Windscherung durchgeführt, sodaß eine Verfälschung der Ergebnisse aufgrund von Ungenauigkeiten sowohl bei der Bestim-

mung der Verschiebungsvektoren als auch durch die ungenaue Kenntnis der Referenzdaten ausgeschlossen werden kann.

Weiterhin kann auch ausgeschlossen werden, daß eine geeignetere Methode für die Höhenzuordnung übersehen wurde. Da weder die aus den gemessenen Radiosondenprofilen berechnete Beitragsfunktion noch das gesamte gemessene Strahldichteintervall für eine exakte Höhenzuordnung im Einzelfall herangezogen werden können, ist keine weitere gemessene Größe für die Definition einer abweichenden Höhenzuordnung verfügbar.

Es kann also nur eine statistische Aussage getroffen werden. Im statistischen Mittel ist die derzeit beste Höhenzuordnung durch die Verwendung der Strahldichte der kältesten Pixel einer Parzelle gegeben.

Weitere Verbesserungen in der Höhenzuordnung von Strukturverschiebungen und deren Interpretation in Form von Windvektoren werden erst mit Start der METEOSAT-Satelliten der nächsten Generation zur Jahrtausendwende mit erheblich verbesserten Messungen in der Wasserdampfbande erwartet.

# Abstract

## The Height Assignment of Cloud-free Water Vapour Structures for the Wind Analysis in METEOSAT Images

The work described here aimed at studying the altitude assignment of displacement vectors which were obtained from sequences of METEOSAT WV images when measuring pure water vapor structures. For the verification of altitude assignment, radiosonde data as well as data from the European Center of Medium-term Weather Forecasts (ECMWF) were applied.

Scenes taken on 21 June 1989, 06 June 1996 and at 12.00 UTC during the entire month of June 1996 were evaluated, because first findings had indicated the necessity of further detailed statistical studies. Various methods of altitude assignment were tested and it was attempted to assign the structure displacements to an altitude and interpret them as wind vectors. Alternatively, comparisons with averaged winds were made, since displacement vectors are obtained from temporally and spatially extended measurements as well.

One part of the altitude assignment methods studied and the averaged winds are based on the atmospheric contribution function. Other methods rely on the measured or calculated radiance.

At first, the various methods were not found to yield significantly distinguishable results. Only by the introduction of atmospheric wind shear as an altitude-sensitive parameter did the differences between the individual methods become noticeable. Significantly better results were achieved by those methods using the measured or calculated radiance. Of this group, the method assigning the brightness temperature of the coldest pixels of a segment to the altitude having the same atmospheric temperature exhibited the statistically best agreement for comparison with the reference winds.

Based on these results, a single-case analysis was performed in order to find out whether a generally applicable process may be substantiated by the radiance distribution of pixels within a segment. It turned out that such a general process of altitude assignment cannot be given, as the best agreements in single-case analysis were mostly reached for radiance values which were far outside of the radiance interval of the segment. This study was performed at a sufficient wind shear such that errors due to inaccuracies in the determination of the displacement vectors or to insufficient knowledge of the reference data can be excluded.

It can also be excluded that a better suited method for altitude assignment was simply overlooked. Since neither the contribution function calculated from the measured radiosonde data, nor a radiance taken from the total interval of the segment's radiances can be applied for an exact altitude assignment in the individual case, no measured variable is available for the definition of a further altitude assignment.

Therefore it is only possible to make a statistical statement. On the statistical average, the best altitude assignment is achieved by using the radiance of the coldest pixels of a segment.

The altitude assignment of structure displacements and their interpretation in the form of wind vectors will be further improved only by the improved measurements in the water vapour band when the METEOSAT satellites of the next generation will have been launched at the turn of the millenium.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Fernerkundung mit operationellen meteorologischen Satelliten . . . . .	1
1.1.1	Das globale Wettersatellitensystem . . . . .	4
1.1.2	Der Satellit METEOSAT . . . . .	5
1.2	METOSAT-Bilder . . . . .	8
1.2.1	Das VIS-Bild . . . . .	8
1.2.2	Das IR-Bild . . . . .	10
1.2.3	Das WV-Bild . . . . .	12
1.3	Eichung der Strahldichtewerte im WV-Kanal . . . . .	14
<b>2</b>	<b>Auswertung von WV-Struktur-Verschiebungen</b>	<b>17</b>
2.1	Das Korrelationsverfahren . . . . .	18
2.2	Anwendung von Filter-Methoden . . . . .	23
<b>3</b>	<b>Die Höhenzuordnung der WV-Verschiebungsvektoren</b>	<b>27</b>
3.1	Übersicht über die bisher geleisteten Arbeiten . . . . .	27
3.1.1	Frühe Studien . . . . .	27
3.1.2	Untersuchungen über operationell abgeleitete WV- Verschiebungsvektoren . . . . .	28
3.2	Die Strahlungsübertragung in der Atmosphäre . . . . .	31
3.3	Untersuchung der Parzellen auf Wolken . . . . .	33
3.4	Methoden der Höhenzuordnung . . . . .	35
3.5	Diskussion der einzelnen Methoden . . . . .	37
<b>4</b>	<b>Auswertung der Szene vom 21.6.1989, 12 Uhr UTC</b>	<b>45</b>
4.1	Vergleich der Verschiebungsvektoren mit Radiosonden-Profilwinden .	45
4.2	Vergleich von gemessenen mit berechneten Strahldichten . . . . .	51

<b>5</b>	<b>Auswertung der Szene vom 6.6.1996, 12 Uhr UTC</b>	<b>53</b>
5.1	Vergleich von gemessenen mit berechneten Strahldichten . . . . .	53
5.2	Die atmosphärische Windscherung als empfindlicher Parameter für die Höhenzuordnung . . . . .	55
5.3	Fehlerabschätzung des Auswerteverfahrens . . . . .	58
5.4	Vergleich der Verschiebungsvektoren mit ECMWF-Profilwinden . . .	59
5.5	Vergleich der Verschiebungsvektoren mit Radiosonden-Profilwinden .	66
5.6	Untersuchung des Strahldichteintervalls einer Parzelle . . . . .	69
5.7	Untersuchung der Strahldichtevertelung einer Parzelle . . . . .	77
5.8	Zusammenfassung . . . . .	79
<b>6</b>	<b>Auswertung des Monats Juni 1996, 12 Uhr UTC</b>	<b>81</b>
6.1	Vergleich von gemessenen mit berechneten Strahldichten . . . . .	83
6.2	Vergleich der Verschiebungsvektoren mit RS-Profilwinden . . . . .	85
6.2.1	Klasseneinteilung in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung . . . . .	88
6.2.2	Untersuchung des Strahldichteintervalls einer Parzelle . . . . .	101
<b>7</b>	<b>Synthetische Untersuchungen</b>	<b>109</b>
<b>8</b>	<b>Schlußbemerkungen</b>	<b>113</b>
<b>9</b>	<b>Ausblick</b>	<b>115</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>119</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>126</b>
	<b>Verzeichnis der verwendeten Akronyme</b>	<b>133</b>
	<b>Anhang</b>	<b>135</b>

# Kapitel 1

## Einleitung

### 1.1 Fernerkundung mit operationellen meteorologischen Satelliten

Die Ableitung meteorologischer Parameter aus Messungen satellitengestützter Systeme vom Weltraum aus stellt einen einschneidenden Fortschritt für eine erfolgreiche Wetteranalyse dar. Der Vorteil gegenüber konventionellen Meßmethoden ist offensichtlich durch die Erfassung flächendeckender und zeitlich kontinuierlicher Datensätze gegeben.

Die ersten Bestrebungen zugunsten eines europäischen Satellitenprogrammes sind in die 60er Jahre zu datieren. Bereits 1968 diskutierten Direktoren westeuropäischer Wetterdienste erstmals ein europäisches Engagement in der Satelliten-Meteorologie. Im Juni 1972 wurde die Übernahme des bis dahin französischen METEOSAT-Projekts beschlossen. Im September 1972 fand in Washington ein Eröffnungstreffen zur Koordination geostationärer meteorologischer Satelliten statt. Teilnehmerstaaten neben der europäischen Seite waren die USA, die UDSSR, Japan, Indien und China. Es war vorgesehen, den von europäischer Seite zu startenden Satelliten in ein System von fünf geostationären Satelliten mit vergleichbarer Zielsetzung einzubinden und dieses zusammen mit Radiometern auf polar umlaufenden Satelliten zu einer weltweiten Wetterwacht auszubauen.

Im November 1977 wurde METEOSAT-1 an Bord einer DELTA-Rakete von Cape Canaveral gestartet und anschließend auf seinen operationellen Einsatzort ( $0^{\circ}W, 0^{\circ}O$ ) positioniert. Auf Betreiben von H.J. Bolle und H. Fischer in München war dieser geosynchrone Orbiter neben einem Infrarot- (IR) und einem sichtbaren Kanal (VIS) auch mit einem Sensor ausgestattet worden, der im Spektralkanal der Wasserdampf(WV)-Absorptionsbande messen kann. Mit diesem Sensor erhoffte man sich Informationen über den Wasserdampfgehalt und dessen Bewegungen in der Atmosphäre. Die Daten von METEOSAT-1 wurden in die operationelle Wettervorhersage vieler europäischer Länder einbezogen.

Im Dezember 1977 war erstmals ein globales System operationeller Wettersatelliten installiert, bestehend aus fünf geostationären (USA (3), Europa und Japan) sowie

zwei polarumlaufenden Satelliten (USA).

Im November 1979 fiel aufgrund des Defektes eines kleinen Widerstandes das Radiometer von METEOSAT-1 frühzeitig aus. Allerdings war zu diesem Zeitpunkt bereits deutlich geworden, daß diese Daten künftig als unverzichtbar angesehen werden mußten. Folgerichtig wurde im Januar 1981 in Paris der Beschluß gefaßt, durch die Gründung einer neuen europäischen Organisation mit Namen EUMETSAT die Kontinuität meteorologischer Satelliten in Europa zu gewährleisten. Allerdings fand die erste konstituierende Sitzung von EUMETSAT erst im Juni 1986 in Paris statt. Dort wurde auch beschlossen, den Sitz von EUMETSAT nach Darmstadt zu legen. Im Dezember 1995 wurde dann offiziell der Betrieb der METEOSAT-Satelliten von der ESA auf EUMETSAT übertragen.

Im Juni 1981 wurde METEOSAT-2 an Bord der Trägerrakete Ariane in Französisch-Guayana gestartet. Der operationelle Einsatz durch Satelliten der METEOSAT-Generation konnte seit diesem Zeitpunkt ohne große Unterbrechungen sichergestellt werden.

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen von METEOSAT-4 und -5. Der derzeitige operationelle Satellit ist METEOSAT-7. Für die Jahrtausendwende ist der Start von Satelliten der zweiten Generation (METEOSAT Second Generation, MSG) geplant mit einem auf 12 Spektralkanäle erweiterten Meßprogramm.

Die von METEOSAT zur Erde gesandten Daten werden zu Satellitenbildern aufbereitet. EUMETSAT bietet derzeit mit Hilfe seines Auswertungs-Systems MPEF (Meteorological Products Extraction Facility) folgende meteorologische Produkte an, die operationell nahezu in Echtzeit gewonnen werden [55]:

- Wolkendriftwinde (aus allen drei Spektralkanälen VIS, IR und WV)
- Hochaufgelöste Windvektoren im sichtbaren Spektralkanal
- Niedrig aufgelöste Windvektoren (aus den Wolkendriftwinden nach Anwendung von Qualitätskriterien und Angabe derselben)
- Windvektoren bei unbewölkter Atmosphäre aus den Szenen vom WV-Kanal
- Meeresoberflächentemperaturen
- Analysen von Wolkenverteilungen (bestimmt werden der Wolkenbedeckungsgrad und die Temperaturen der Wolkenoberflächen)
- Höhen von Wolkenoberflächen (aus dem IR-Kanal)
- Feuchtigkeit der oberen Troposphäre
- Strahldichten bei unbewölkter Atmosphäre (aus dem WV-Kanal)
- Klimatologische Daten



Das Ziel dieser Arbeit ist, den aus dem Wasserdampf-Kanal ermittelten Windvektoren bei unbewölkter Atmosphäre eine Höhe zuzuordnen. Hierbei werden reine Wasserdampfstrukturen verfolgt, d. h. solche Strukturen, die frei sind von mittelhohen und hohen Wolken in der Troposphäre, und die resultierenden Verschiebungen mit Windvektoren in Verbindung gebracht. Es können hierdurch globale und zeitlich kontinuierliche Informationen über das Windfeld abgeleitet werden im Gegensatz zu den regionalen Messungen mit Hilfe von Radiosonden-Aufstiegen. Zur Überprüfung der Verschiebungsvektoren können einerseits Daten vom Modell des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF-Modell) und andererseits Daten aus Radiosonden-Messungen herangezogen werden. Der Stand der Vorarbeiten kann in der folgenden Aufzählung kurz wiedergegeben werden. Ausreichend Erfahrung durch detaillierte Studien war insbesondere in den folgenden Bereichen vorhanden:

- Auswertung von WV-Strukturverschiebungen einschließlich hierbei möglicher Optimierungsverfahren
- Trennung von wolkenfreien und bewölkten Szenen
- Verschiedene Methoden einer Höhenzuordnung und deren Überprüfung an Modelldaten (in erster Linie ECMWF). Diese hatten aber noch nicht zu befriedigenden Ergebnissen geführt.

Um weitere wissenschaftliche Erkenntnisse zu gewinnen, erscheinen folgende Punkte naheliegend und sollen in dieser Arbeit besondere Berücksichtigung erfahren:

- Die Interpretation der Strukturverschiebungen als Windvektoren mit Hilfe geeigneter Höhenzuordnungsmethoden sowie deren Überprüfung durch Vergleich mit gemessenen RS-Windprofilen
- Die Analyse von Fällen mit vorhandener Höhenempfindlichkeit. Als kritischer, d. h. höhenempfindlicher Parameter ist hierbei die atmosphärische Windscherung anzuführen.
- Die Untersuchung von charakterisierenden Eigenschaften reiner WV-Strukturen sowie deren Einfluß auf die Höhenzuordnung

Im Jahre 1980 veröffentlichten KÄSTNER, FISCHER und BOLLE [23] erstmals Erkenntnisse über die Eignung von NIMBUS-THIR (Temperature Humidity Infrared Radiometer) Bildsequenzen zur Ableitung von WV-Verschiebungsvektoren in wolkenfreien Gebieten.

Weitere frühe Studien von ENDLICH ET AL. (1980) [15], FISCHER ET AL. (1982) [14] und GESELL ET AL. (1983;1984) [18] [19] wiesen nach, daß aus der Verfolgung von Wasserdampf-Strukturen aus METEOSAT-Bildsequenzen Vektoren

abgeleitet werden können, die beim Vergleich mit Referenzdaten eine vergleichbare Güte aufweisen wie Wolkendriftvektoren.

STEWART ET AL. (1985) [46] [47] und HAYDEN ET AL. (1987) [21] überprüften WV-Strukturverschiebungen in Bilddaten des amerikanischen GOES-Satelliten.

Arbeiten zur operationellen Ableitung von Wasserdampf-Verschiebungsvektoren aus METEOSAT-Bildsequenzen wurden von BÜCHE ET AL. (1990;1992;1994) [4] [6] [7] und LAURENT ET AL. (1990;1992) [27] [28] geleistet.

Detaillierte Studien über die Höhenzuordnung von WV-Verschiebungsvektoren aus METEOSAT-Bildsequenzen wurden von FISCHER ET AL. (1982) [14], HOLMLUND (1993) [22], LAURENT ET AL. (1993) [29], LUNNON ET AL. (1993;1994) [33] [34], DESBOIS ET AL. (1996) [13] und BÜCHE ET AL. [9] [10] veröffentlicht.

Weitere Studien über die Höhenzuordnung von WV-Verschiebungsvektoren wurden von UCHIDA (1993) [50] (Bildsequenzen des japanischen GMS-Satelliten), NIEMAN ET AL. (1997) [37] und VELDEN ET AL. (1997) [51] (Bildsequenzen des amerikanischen GOES-Satelliten) durchgeführt.

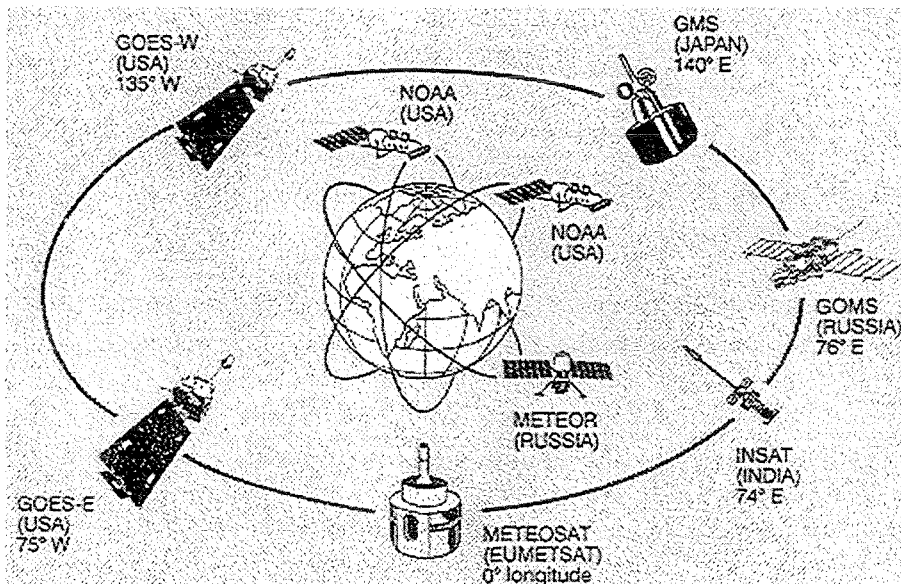


Abbildung 1.1: Das globale System der Wettersatelliten  
(aus: WWW-Seiten des DWD, mit freundlicher Genehmigung von EUMETSAT)

### 1.1.1 Das globale Wettersatellitensystem

Das weltweite Wettersatellitensystem besteht aus polarumlaufenden und geostationären Satelliten. Ihre Umlaufbahnen bzw. Positionierungen sind in Abb. 1.1 dargestellt. Geostationäre Satelliten können eine kontinuierliche Beobachtung der Erdoberfläche von einer festen Position im All gewährleisten. Dies ist besonders wichtig, da etwa 70 % der Erdoberfläche aus Wasserflächen besteht und auch weite Gegenden

der Erde kaum bewohnt sind.

Hingegen liefern Meßinstrumente auf polaren Orbitern präzisere Daten hinsichtlich des atmosphärischen Temperatur- und Feuchteprofils — allerdings mit dem Nachteil einer selteneren globalen Erfassung. Die polar umlaufenden Satelliten ergänzen somit die Messungen der geostationären Satelliten. Aufgrund ihrer niedrigen Umlaufbahn (etwa 800 - 900 km Höhe) können räumlich und spektral hochaufgelöste Daten erfaßt werden. Aus diesem Grund werden polar umlaufende Satelliten u.a. zur Erfassung folgender Datensätze herangezogen:

- Täglicher globaler Wolkenbedeckungsgrad
- Landoberflächentemperaturen
- Vertikale atmosphärische Temperatur- und Feuchteprofile

Die geostationären Satelliten mit Flugbahnen in etwa 36000 km Höhe hingegen ermöglichen es, die Entwicklung und Verlagerung meteorologischer Phänomene mit hoher zeitlicher Auflösung zu verfolgen. Hier sei u.a. die rasche Beobachtung und Vorhersage von Unwettern, Nebel und die explosive Entwicklung kleiner aber ausgeprägter Tiefdruckgebiete genannt, die zu verheerenden Stürmen führen können. Langfristig sind fünf geostationäre Satelliten zur globalen Wetterbeobachtung operationell im Einsatz. Zwei davon (GOES-West und GOES-East) stellen die USA. Der ostasiatische Raum wird vom japanischen Satelliten GMS überwacht. Über dem Indischen Ozean ist neben dem indischen Satelliten INSAT und dem russischen Satelliten GOMS der im Jahr 1997 gestartete chinesische Satellit FY-2 (105° Ost) positioniert. Diese drei Satelliten werden allerdings nicht operationell betrieben [56]. Stattdessen ist inzwischen METEOSAT-5 an Position 63° Ost operationell im Einsatz. Der europäische Beitrag zum weltweiten Programm der Wetterbeobachtung sind Satelliten der METEOSAT-Serie. Der derzeit operationelle Satellit ist METEOSAT-7.

### 1.1.2 Der Satellit METEOSAT

Abb. 1.2 zeigt eine Fotografie des Satelliten zur Demonstration seiner physikalischen Ausmaße, während Abb. 1.3 eine schematische Darstellung von METEOSAT mit technischen Spezifikationen wiedergibt. Beide Darstellungen sind den WWW-Seiten (World Wide Web) der ESA entnommen. METEOSAT besteht aus drei aufeinandergesetzten zylinderförmigen Bauteilen. Innerhalb des untersten Zylinders befindet sich das Radiometer, während verschiedene Antennensysteme am oberen schmalen Zylinder angebracht sind. Die vom Radiometer gemessenen Daten werden mit Hilfe dieser Antennen zur Empfangsstation in Fucino/Italien gesendet. Im Kontrollzentrum in Darmstadt werden die Daten aufbereitet und schließlich zurück zum Satelliten geschickt. METEOSAT sendet dann mit Hilfe der Antennen des mittleren Zylinders die Satellitenbilder zu den Nutzern.

Der Satellit ist 3.20 m lang und besitzt einen Durchmesser von 2.10 m. Seine Masse

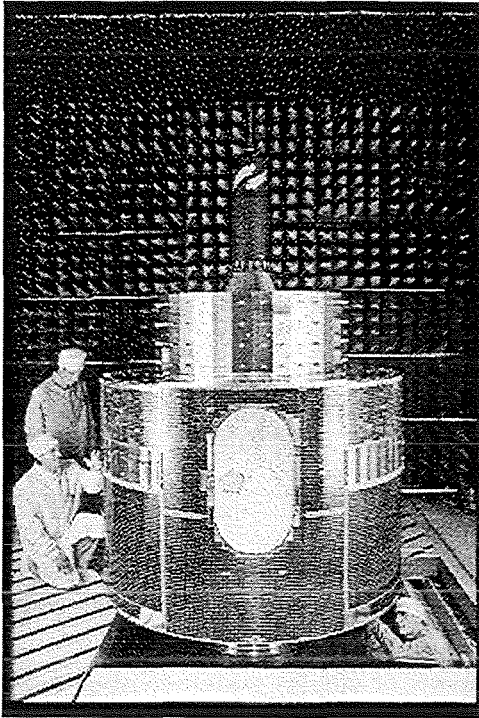


Abbildung 1.2: Der geostationäre Wettersatellit METEOSAT (aus: WWW-Seiten der ESA)

beträgt 320 kg inklusive 39 kg Flüssigtreibstoff Hydrazin für Korrekturmanöver im All. Die Rotationsachse ist parallel zur Nord-Süd-Achse der Erde ausgerichtet. Die Rotationsfrequenz beträgt 100 Umdrehungen pro Minute. Die auf der Außenhaut von METEOSAT angebrachten Solarzellen sowie die daran angeschlossenen wiederaufladbaren Batterien gewährleisten die Versorgung der elektrischen Systeme an Bord. Die Betriebsdauer ist auf 5 Jahre ausgelegt.

Die Umlaufzeit von METEOSAT befindet sich in 35900 km Höhe auf einer geostationären Bahn über dem Schnittpunkt von Äquator und Nullmeridian. In dieser Höhe bewegt sich der Satellit synchron mit der Erdrotation, so daß immer der gleiche Bildausschnitt im Blickfeld des Satelliten liegt. Die Bildaufnahme durch das Radiometer erfolgt über die Rotation des Satelliten. Der Sehstrahl des rotierenden Satelliten überstreicht bei jeder Umdrehung die Erdoberfläche in Ost-West-Richtung und nimmt dabei eine Bildzeile auf. Nach jeder vollen Umdrehung wird dann die Abtasteinheit des Radiometers um  $1,25 \cdot 10^{-4} \text{ rad}$  in Nord-Süd-Richtung gekippt und eine benachbarte Bildzeile aufgenommen. Für ein Gesamtbild muß ein Winkel von 18 Grad in Nord-Süd-Richtung überstrichen werden. Dafür werden ungefähr 25 Minuten benötigt. Anschließend wird die Abtasteinheit innerhalb von 2,5 Minuten in ihre Ausgangsposition zurückgedreht, gefolgt von einer 2,5-minütigen Stabilisierungsperiode zur Dämpfung von Nutationsbewegungen. Somit kann alle 30 Minuten ein vollständiges Bild aufgenommen werden. Hieraus ergibt sich eine Bildfrequenz von 48 Bildern pro Tag in jedem der drei Spektralkanäle. Für die METEOSAT-Satelliten der nächsten Generation ist eine Erhöhung der Bildfrequenz auf 15 Minuten in 12

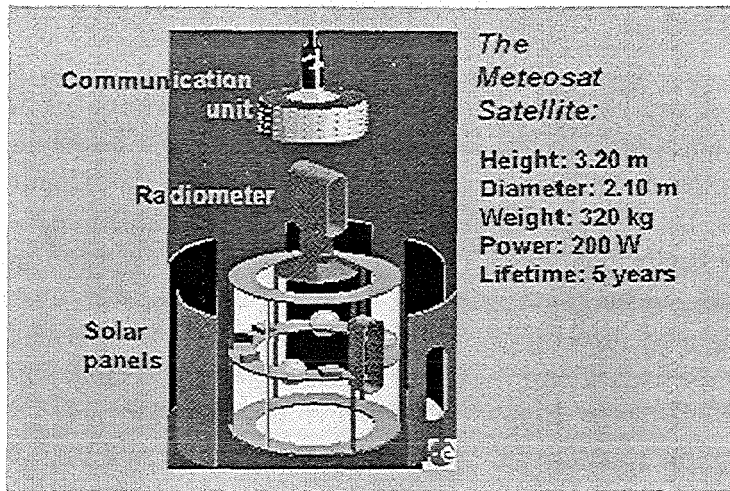


Abbildung 1.3: Einige technische Daten von METEOSAT (aus: WWW-Seiten der ESA)

Spektralkanälen vorgesehen.

### Das Radiometer an Bord von METEOSAT

Die Hauptnutzlast an Bord des Satelliten ist das hochauflösende Radiometer VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer) mit drei Kanälen:

- $0,4\mu m - 1,1\mu m$  (VIS-Kanal im sichtbaren und nahen infraroten Spektralbereich)
- $5,7\mu m - 7,1\mu m$  (WV-Kanal im infraroten Spektralbereich der Wasserdampfabsorptionsbande)
- $10,5\mu m - 12,5\mu m$  (IR-Kanal im Infrarot-Fenster)

Die einzelnen Strahldichtemessungen werden mit 8 Bit digitalisiert (entspricht 256 verschiedenen Grautönen). Im IR- und WV-Kanal bestehen die Bilder aus 2500 Zeilen mit jeweils 2500 Bildpunkten, während die Bilder im VIS-Kanal  $5000 \times 5000$  Bildpunkte umfassen. Die viermal so hohe Anzahl an Bildpunkten im VIS-Kanal wird durch den Einsatz zweier simultan messender Detektoren ermöglicht.

Die laterale Auflösung der Kanäle im Subsatellitenpunkt beträgt demnach  $2,5 \times 2,5 km^2$  im VIS- und  $5 \times 5 km^2$  im IR- bzw. WV-Kanal. Aufgrund der Erdkrümmung und des sich abflachenden Beobachtungswinkels verringert sich die räumliche Auflösung zum Bildrand hin (für Europa ca. um den Faktor 1.5). Im Karlsruher Raum bedeckt ein WV-Pixel eine Fläche von  $5,25 km \times 8,8 km$ . Für die METEOSAT-Satelliten der nächsten Generation wird eine Verbesserung der lateralen Auflösung bis zu  $1 \times 1 km^2$  im sichtbaren und  $3 \times 3 km^2$  im infraroten Spektralbereich erreicht werden.

## 1.2 METOSAT-Bilder

Es folgt die Darstellung der Satelliten-Bilder in den drei Spektralkanälen vom 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC. Diese Aufnahmen eignen sich gut für die folgenden Betrachtungen aufgrund eines ausgeprägten Hochdruckgebietes über Europa, das damit weitgehend wolkenfrei ist. Dies ist deshalb wichtig, da die meisten Radiosonden-Stationen sich im europäischen Raum befinden. Radiosonden-Messungen werden in dieser Arbeit als Referenzmessungen herangezogen.

Weitere interessante meteorologische Aspekte dieser ausgewählten Szene (Abb. 1.4, 1.5 und 1.6) sind die nordatlantische Zyklone westlich von England, sowie die hochreichenden konvektiven Gewitterzellen im Bereich der Innertropischen Konvergenzzone (ITZ). In diesen Zellen kommt es aufgrund der starken Sonneneinstrahlung im Äquatorbereich zu Aufwärtsbewegungen feuchter Luftmassen.

### 1.2.1 Das VIS-Bild

Abb. 1.4 zeigt das Bild im sichtbaren Spektralbereich. Der Detektor mißt die reflektierte Sonnenstrahlung im Wellenlängenbereich  $0.4 - 1.1 \mu m$ . Je mehr Sonnenstrahlung ein Gebiet reflektiert, desto heller erscheint es. Die unterschiedlichen Grautöne sind damit ein Maß für das Reflexionsvermögen. Die Helligkeit des Bildes hängt also von der Albedo der Erdoberfläche oder der Wolkenoberseite ab. Wasser absorbiert nahezu die gesamte Sonnenstrahlung und erscheint deshalb dunkel bis schwarz. Landoberflächen besitzen je nach Beschaffenheit eine unterschiedliche Albedo und werden in verschiedenen Grautönen dargestellt. Die Helligkeit der Strukturen variiert hierbei in Abhängigkeit vom Winkel der einfallenden Strahlung. Die Helligkeit einer Wolke hängt von ihrer Bestrahlung durch die Sonne, damit vom Höhenwinkel derselben ab, ferner vom Winkel der Wolkenoberfläche gegenüber dem Radiometer des Satelliten und von der Albedo der Wolke selbst. Diese Albedo hängt ab von der Wolkendicke, den Größen der Teilchen in der Wolke, der Phase dieser Teilchen (Eis oder Wasser) und der Struktur der Oberfläche.

Aus längerer Erfahrung konnten trotz dieser vielen Einflußgrößen direkte Zusammenhänge zwischen der Helligkeit des Bildes und der Wolkenart hergestellt werden. So zeigte sich z.B., daß dickere Wolken normalerweise durch größere Helligkeit dargestellt werden, oder daß Eiswolken weniger hell erscheinen als Wasserwolken (LILJEQUIST und CEHAK [30]).

Im Verhältnis mit Land- oder Meeresoberflächen reflektieren Wolken deutlich mehr von der einfallenden Sonnenstrahlung. Sie erscheinen damit in hellgrauen bis weißen Tönen.

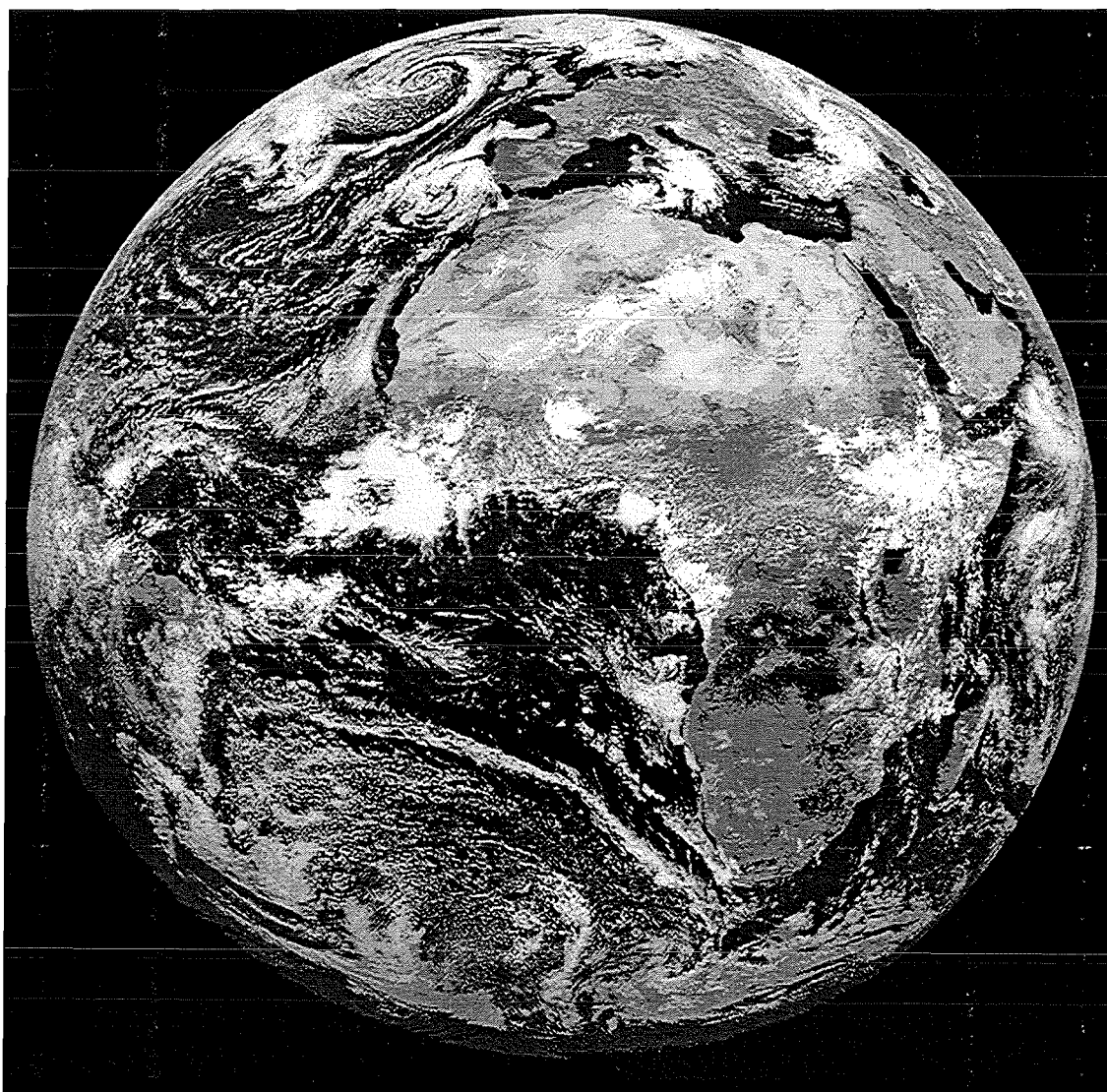


Abbildung 1.4: METEOSAT-5 VIS-Bild vom 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC  
Bilddaten ©EUMETSAT

### 1.2.2 Das IR-Bild

In Abb. 1.5 ist das IR-Bild vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC dargestellt. Im Gegensatz zum VIS-Bild wird hierbei die emittierte thermische Strahlung im Spektralbereich von  $10.5 - 12.5\mu m$  gemessen. Dieser Spektralbereich umfaßt ein sogenanntes Fenster der Atmosphäre. Dies bedeutet, daß die atmosphärische Absorption in diesem Bereich sehr klein ist. Die Helligkeit des Bildes hängt also im wesentlichen von der Temperatur der strahlenden Erdoberfläche oder Wolkenoberfläche ab. Daher können IR-Bilder zur Temperaturbestimmung von Oberflächen herangezogen werden, wobei nur kleinere Korrekturen notwendig sind, da die Flächen im Bild (aufgrund geringer Absorption der Strahlung auf dem Weg durch die Atmosphäre) kälter wirken als sie tatsächlich sind.

Das IR-Bild ist invertiert, d.h. kalte Gebiete werden hell dargestellt, während warme Bereiche in dunklen Grautönen erscheinen. Die warmen Landmassen sind sehr dunkel und heben sich deutlich von den etwas kühleren Wasseroberflächen ab.

Die kalten Oberflächen der Wolken sind in hellen Grautönen abgebildet. Da die Temperatur in der Troposphäre normalerweise linear mit der Höhe abnimmt, ist die Helligkeit der betrachteten Wolke ein Maß für deren Höhe.

Zu beachten sind auch die typischen Unterschiede im IR-Kanal von Tages- und Nachtbildern. Bei Nachtbildern verschwimmen die Unterschiede zwischen Land und Wasser, da diese nachts ähnliche Temperaturen besitzen.



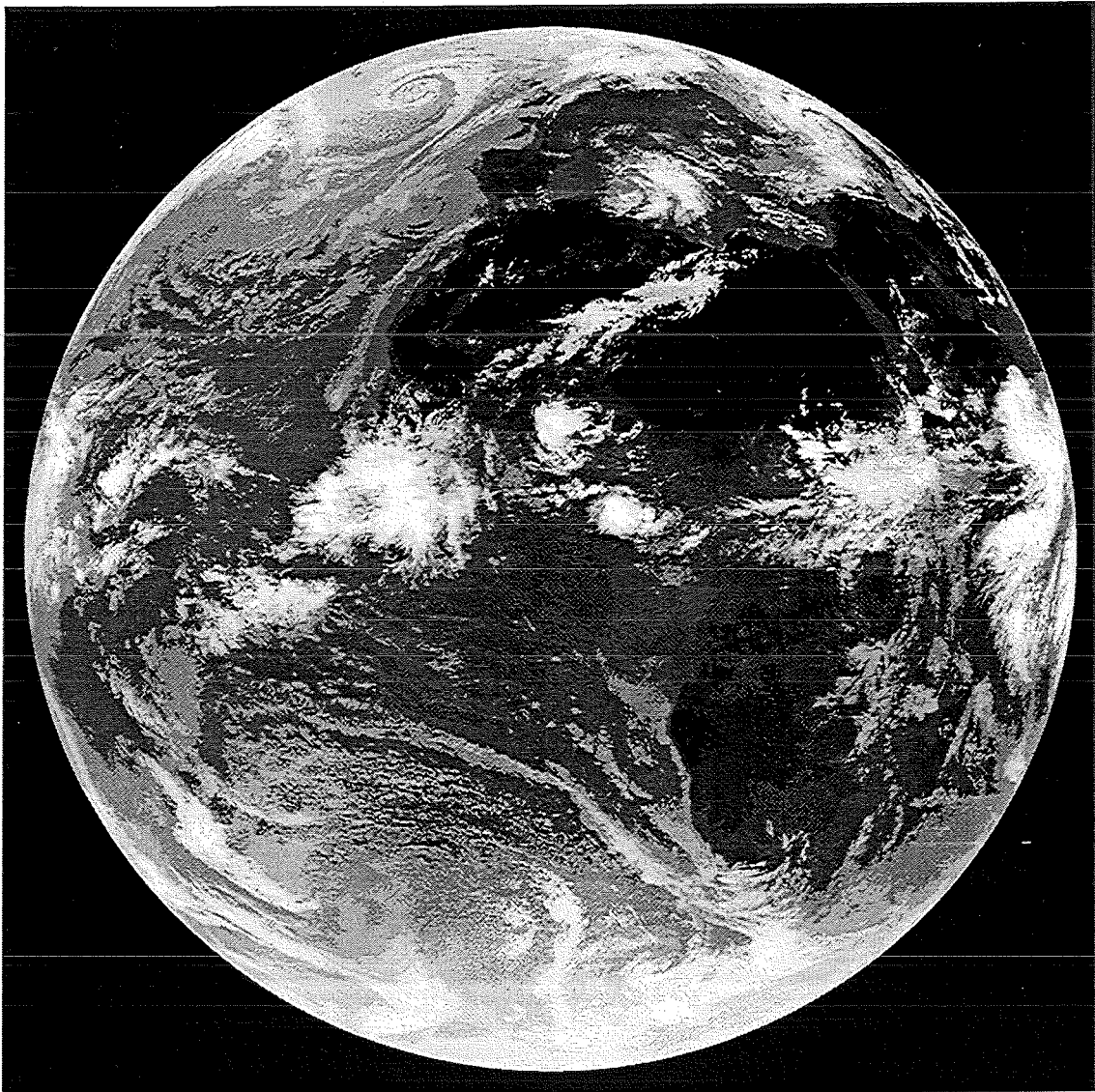


Abbildung 1.5: METEOSAT-5 IR-Bild vom 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC  
Bilddaten ©EUMETSAT

### 1.2.3 Das WV-Bild

Abb. 1.6 zeigt das WV-Bild vom 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC. Der Detektor mißt die im infraroten Spektralbereich von  $5,7 - 7,1 \mu m$  emittierte Strahlung. Es handelt sich hierbei um die Absorption und Emission einer Rotations-Schwingungsbande des Wasserdampfes. FISCHER ET AL. (1981) [17] und POC ET AL. (1981) [41] haben gezeigt, daß Strahlungsbeiträge anderer Moleküle ( $CH_4$ ,  $N_2O$ ,  $CO_2$ ) in diesem Spektralbereich vernachlässigt werden können. Daher eignet sich dieser Spektralbereich sehr gut für die Analyse und Beobachtung von Wasserdampfstrukturen. Die gemessene Strahldichte hängt vom Feuchte- und Temperatur-Profil der Troposphäre sowie von vorhandenen Wolken und dem Beobachtungswinkel ab.

Wenn keine Wolken vorhanden sind, können die zur gemessenen Strahldichte beitragenden Schichten im wesentlichen auf das Höhenintervall zwischen 600 und 300 hPa eingegrenzt werden (POC ET AL. (1981) [41], FISCHER ET AL. (1981) [17], SCHMETZ ET AL. (1988) [42]). Allerdings kann der Verlauf der Beitragsfunktion in Abhängigkeit von den tatsächlich vorhandenen atmosphärischen Bedingungen beträchtlich variieren [28].

Strukturen der Erdoberfläche sowie tiefliegende Wolken werden also im WV-Kanal nicht abgebildet. Die Grautöne in Abbildung 1.6 sind invertiert. Dies bedeutet wiederum, daß die Helligkeit der einzelnen Strukturen einen Eindruck von deren Höhe vermittelt, da die Temperatur in der Troposphäre meist linear und damit die gemessene Strahldichte stark mit der Höhe abnimmt.

Im WV-Bild können neben Wolkenstrukturen auch reine Wasserdampf-Strukturen beobachtet werden. Das ist insofern von besonderer Bedeutung, da man aus den anderen beiden Spektralkanäle von METEOSAT keine Information über den Zustand der Atmosphäre in unbewölkten Gebieten erhält.

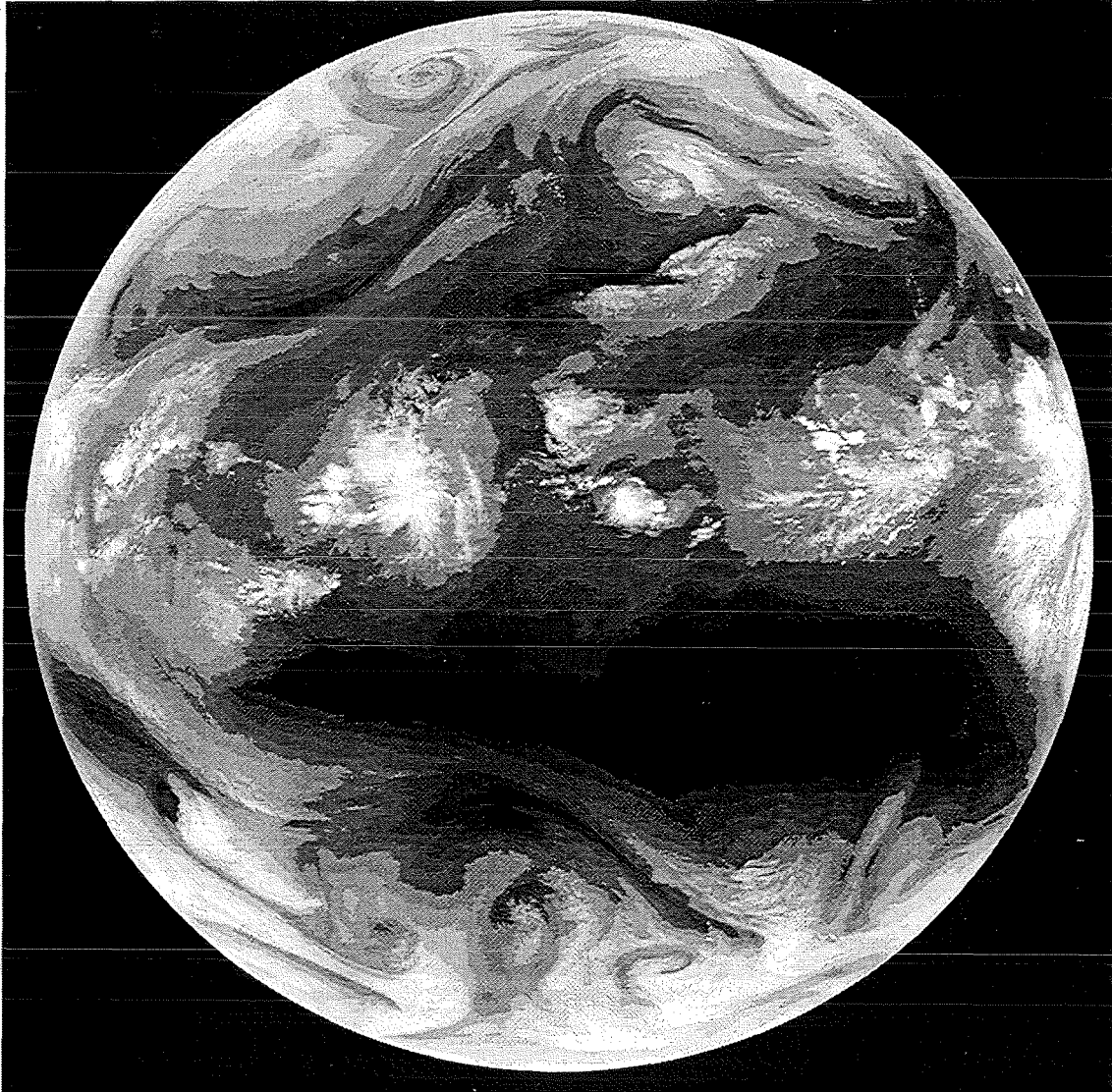


Abbildung 1.6: METEOSAT-5 WV-Bild vom 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC  
Bilddaten ©EUMETSAT

### 1.3 Eichung der Strahldichtewerte im WV-Kanal

Die vom Radiometer gemessene Strahlung erzeugt im Detektor eine elektrische Spannung, die mit 8 Bit (256 Grauwertstufen) digitalisiert wird. Die gemessenen Zählraten können allerdings nur dann quantitativ ausgewertet werden, wenn sie in eine physikalische Größe (hier Strahldichte) umgesetzt sind.

Eine erste Eichung des Radiometers wird vor dem Start des Satelliten durchgeführt. Optische Beeinträchtigungen des Spiegel- und Filtersystems durch Verunreinigungen, Änderungen der Temperaturverhältnisse sowie Alterung der Materialien machen allerdings eine regelmäßige Kalibrierung während des Betriebs unerlässlich.

Prinzipiell wäre eine Absoluteichung mit Hilfe eines Schwarzkörpers denkbar. Dazu müßte man diesen auf dem Satelliten vor der Radiometeroptik positionieren. Aufgrund der physikalischen Ausmaße des Teleskopes (die Radiometeröffnung beträgt ca. 40 cm) wurde eine solche Lösung nicht vorgesehen.

Mit Hilfe eines verstellbaren Spiegels kann der Strahlengang zwar auf einen an Bord befindlichen Schwarzkörper gerichtet werden. Dabei wird allerdings die Radiometeroptik nicht in den Strahlengang einbezogen. Der Schwarzkörper dient damit lediglich zur Überprüfung der Empfindlichkeit des Detektors.

Deshalb muß eine indirekte Eichung durchgeführt werden. Das von EUMETSAT zur Eichung des WV-Kanals operationell angewandte Verfahren benutzt den nahezu linearen Zusammenhang zwischen der Zählrate des Radiometers und der Intensität der einfallenden Strahlung (SCHMETZ (1989) [43], VAN DE BERG ET AL. (1995) [2]). Die Umrechnung der gemessenen Zählraten in Strahldichtewerte geschieht unter Verwendung des Eichkoeffizienten. Der Eichkoeffizient wird so bestimmt, daß eine möglichst gute Übereinstimmung mit berechneten Strahldichten erfolgt. Hierfür wird eine große Anzahl ausgewählter Radiosondendaten (Temperatur- und Feuchteprofile) aus unbewölkten Gebieten herangezogen. Mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen erhält man unter Berücksichtigung der Filterfunktion des Radiometers (siehe Abb. 1.7) die erwarteten Strahldichten

$$L_{WV} = \alpha_{WV} \cdot (C - C_0) \quad (1.1)$$

wobei die Symbole folgende Bedeutung haben

$L_{WV}$  vom Radiometer des Satelliten gemessene Strahldichte

$\alpha_{WV}$  Eichkoeffizient des WV-Kanals

$C$  Zählrate des Radiometers

$C_0$  Zählrate des Radiometers beim Blick in den Weltraum (Nulleffekt).

Durch Vergleich eines Ensembles berechneter Strahldichten mit gemessenen Zählraten sowie den Ausgleich der Meßwerte mit der linearen Beziehung 1.1 wird der Eichkoeffizient bestimmt. Abb. 1.8 verdeutlicht diesen linearen Zusammenhang zwischen den beiden Größen für den Monat Juli 1992 (VAN DE BERG ET AL. (1995) [2]).

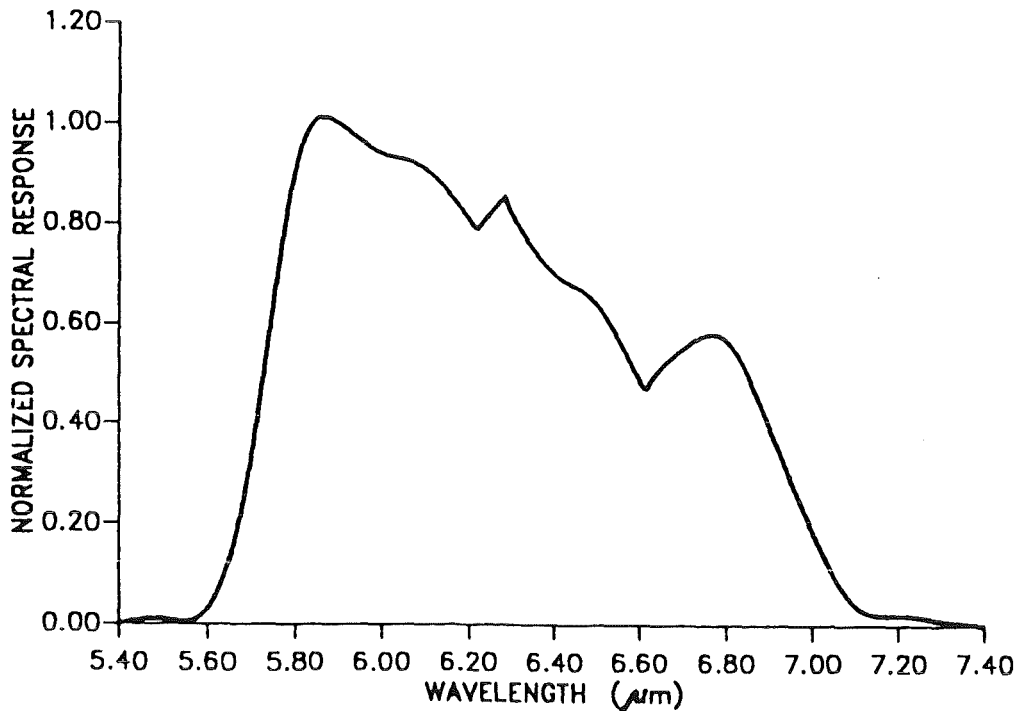


Abbildung 1.7: Die Filterfunktion des WV-Kanals von METEOSAT-5 (aus [35])

Es besteht nun die Schwierigkeit, durch diese recht breite „Punktwolke“ eine Ausgleichsgerade zu legen, deren Steigung den Eichkoeffizienten angibt.

Zunächst erkennt man zwei unterschiedliche Äste. Der kalte Ast kann auf mangelhafte Radiosonden vom Typ VIZ zurückgeführt werden. Den VIZ-Messungen liegen signifikante Strahlungsfehler sowohl am Tage als auch bei Nacht zugrunde (OAKLEY (1993) [38]).

Eine weitere Schwierigkeit stellen die Messungen bei geringer Feuchte dar. Angaben der relativen Feuchte unter 20 % sind mit großen Unsicherheiten behaftet (NASH ET AL. (1987) [36], LEITERER ET AL. (1997) [32]).

Die Kalibrierung des WV-Kanals wird zweimal täglich durchgeführt. Die Koeffizienten der letzten sechs Vorgänge ergeben einen Mittelwert. Um die Kontinuität der Meßdaten zu gewährleisten wird der Eichkoeffizient nur aktualisiert, wenn er mindestens 1,5 % vom vorhergehenden abweicht.

Man erkennt allerdings in Abb. 1.8, daß die Steigung einer Ausgleichsgeraden deutlich stärker als 1,5 % variieren kann (auch wenn man nur den warmen Ast berücksichtigt). Entscheidend für die Definition der Ausgleichsgeraden ist vielmehr die Auswahl geeigneter Radiosonden-Stationen aus der „Punktwolke“. Hierfür werden bestimmte Qualitätskriterien angewendet. Ein Qualitätskriterium ist z.B. der Blickwinkel  $\theta$ , da mit steigendem  $\theta$  die Gefahr der Beeinflussung durch Wolken zunimmt und der Fehler in der Eichung größer wird. Weiterhin beeinflusst auch die Anzahl der untersuchten Pixel die Eichung.

Ferner werden Radiosondendaten bei sehr trockener Atmosphäre ausgeschlossen, da

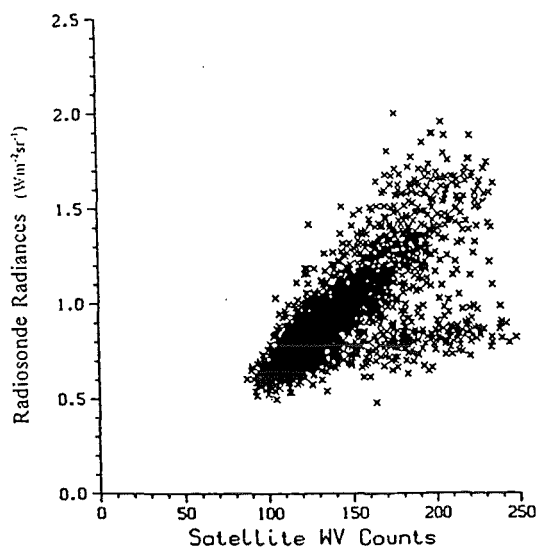


Abbildung 1.8: Mit Hilfe von Radiosonden-Profilen berechnete Strahldichten dargestellt über den von METEOSAT gemessenen Zählraten für den Monat Juli 1992 [2]

in diesen Fällen geringe Fehler in der atmosphärischen Feuchte große Fehler in der Strahlungsübertragungsrechnung nach sich ziehen. Eine weitere Bedingung ist, daß die Differenz zwischen der gemessenen relativen Feuchte und der UTH (Upper Tropospheric Humidity) kleiner als 4 % sein muß.

Auch wenn diese Qualitätskriterien angewendet werden, bleibt fraglich, ob die von EUMETSAT angegebene Genauigkeit des Eichkoeffizienten realistisch ist. Das Hauptproblem besteht sicherlich in der unsicheren Messung des atmosphärischen Feuchteprofils in Abhängigkeit von der besonderen meteorologischen Situation und der verwendeten Meßsonde. Fehlerabschätzungen diesbezüglich gestalten sich schwierig.

Die von EUMETSAT operationell bestimmten Werte des Eichkoeffizienten  $\alpha_{WV}$  für den WV-Kanal werden mit Hilfe des METEOSAT Calibration Report an die Nutzer weitergegeben. Damit die hierin veröffentlichten Werte von  $\alpha_{WV}$  besser beurteilt werden können, wären ergänzende Angaben über den Umfang der jeweiligen Stichproben für die Bestimmung von  $\alpha_{WV}$  sowie über die ermittelten Standardabweichungen  $\delta\alpha$  hilfreich.

## Kapitel 2

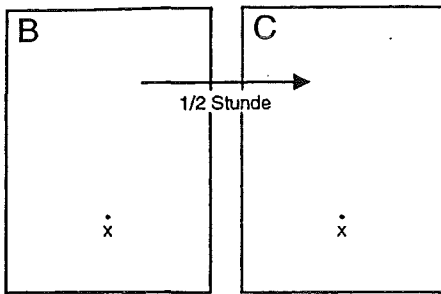
# Auswertung von WV-Struktur-Verschiebungen

Die Auswertung von IR-Bildern im Hinblick auf die Gewinnung von Wolkendrift-Vektoren geschieht heute operationell (siehe z.B. LEESE ET AL. (1971) [31], SCHMETZ ET AL. [44], SCHMETZ ET AL. [45]). Auch die WV-Bilder werden inzwischen operationell ausgewertet, wobei nicht nur Wolken verfolgt werden können, sondern auch die weicheren und großflächigen WV-Strukturen in unbewölkten Gebieten. Die Verfolgung reiner WV-Strukturen gestaltet sich natürlich schwieriger. Der Vergleich aufeinanderfolgender Bilder im WV-Kanal zeigt, daß Strukturen im Feuchtefeld der Troposphäre mit der Zeit verschoben werden. Ebenso wie die Wolkenbewegungen sind diese Verlagerungen eng mit dem Windfeld korreliert. Es ist das Ziel dieser Arbeit, die bisherigen Erkenntnisse über den Zusammenhang zwischen WV-Strukturverschiebungen und atmosphärischem Windfeld zu vertiefen.

Zur Bestimmung von WV-Verschiebungsvektoren werden drei zeitlich aufeinander folgende Bilder A, B und C benötigt. Diese werden mit Hilfe eines regelmäßigen Gitters in eine große Anzahl von sich berührenden Parzellen unterteilt, so daß das WV-Bild vollkommen abgedeckt ist.

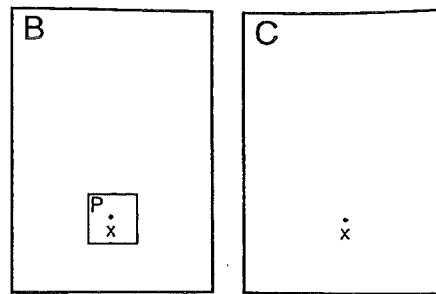
Es hat sich erwiesen, daß eine Parzellengröße mit  $32 \times 32$  Bildelementen für die Bestimmung der WV-Strukturverschiebungen geeignet ist. Man kann aber auch Parzellengrößen von z.B.  $48 \times 48$  oder  $16 \times 16$  Bildelementen wählen (KUMMER (1993) [26]).

Einerseits muß die Parzelle genügend Information zur Mustererkennung enthalten. Andererseits darf die Parzelle nicht zu groß gewählt werden, sonst erhält man nicht nur weniger Verschiebungsvektoren. Auch die Zuordnung großflächiger WV-Strukturen zu Windvektoren, die physikalische Größen bezogen auf einen bestimmten Ort zu einem bestimmten Zeitpunkt sind, gestaltet sich schwieriger. Man muß deshalb einen Kompromiß finden. Eine Parzellengröße von  $32 \times 32$  Bildelementen bedeckt im Subsatellitenbereich eine Fläche von  $160 \times 160 \text{ km}^2$ .

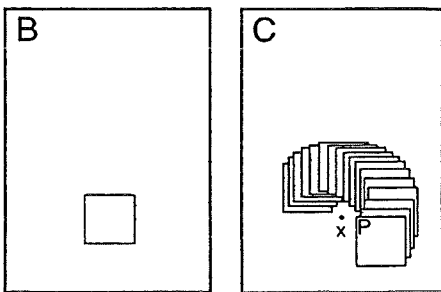


Gegeben sind zwei zeitlich aufeinanderfolgende Bilder B und C des gleichen Gebiets.

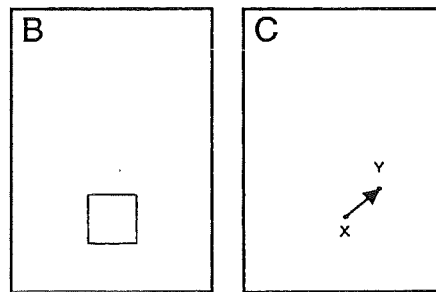
Es soll ein Vektor für die Verschiebung der Struktur in der Umgebung des Punktes X in B nach Ablauf der Zeit zwischen den Aufnahmen von B und C bestimmt werden.



Um den Punkt X herum wird eine Parzelle P aus Bild B herausgenommen ...



... und in Bild C über die (weitere) Umgebung der Stelle des Punktes X bewegt. Für jede dabei mögliche Position wird der Grad der Übereinstimmung zwischen P und dem darunterliegenden Bildbereich aus C ermittelt.



Diejenige Position, bei der dieser Grad der Übereinstimmung sein absolutes Maximum hat, entspricht der neuen Lage der Struktur von P in Bild C und ergibt damit den Endpunkt Y der Verschiebung. Betrag und Richtung des Verschiebungsvektors lassen sich daraus unmittelbar bestimmen.

Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des Korrelationsverfahrens zur Berechnung von Verschiebungsvektoren aus WV-Bildern (aus: KUMMER (1993) [26])

## 2.1 Das Korrelationsverfahren

Zur Mustererkennung dient hier – wie auch in anderen Bereichen der Mustererkennung – das Kreuzkorrelationsverfahren. Dabei wird versucht, den Inhalt einer Parzelle b im 2. Bild im Gebiet der entsprechenden Parzelle a im 1. Bild in einem erweiterten Bereich um a herum wiederzufinden, wobei die Größe des zusätzlichen Bereichs durch die physikalisch sinnvollen Verschiebungen nahegelegt wird. Ein Suchbereich von  $120 \times 120$  Bildelementen hat sich als sinnvoll erwiesen. Damit können je nach Parzellengröße und Blickwinkel des Satelliten Windgeschwindigkeiten von mindestens  $100 \text{ ms}^{-1}$  beobachtet werden.

Nun wird die Parzelle b Pixel für Pixel innerhalb des Suchbereiches (Parzelle a plus Saum) verschoben und für jede Position (m,n) der Kreuzkorrelationskoeffizient cc



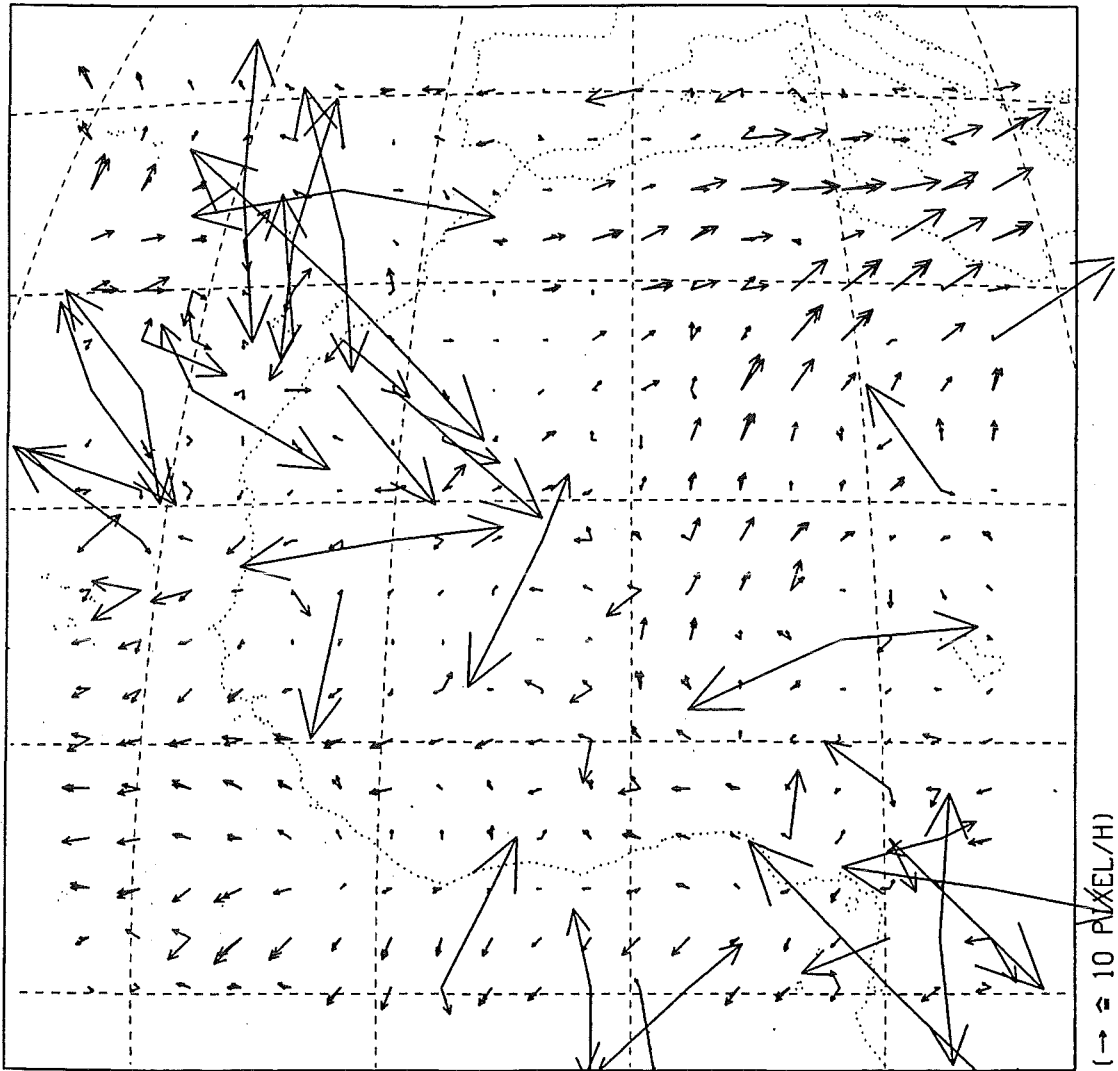


Abbildung 2.2: Ergebnis des Korrelationsverfahrens für eine ausgewählte Szene

berechnet.

$$cc_{m,n} = \frac{1}{M \cdot N} \sum_{i,j=1}^{M,N} \frac{a_{i+m,j+n} - \bar{a}(m,n)}{\sigma_a(m,n)} \cdot \frac{b_{ij} - \bar{b}}{\sigma_b} \equiv \sum_{i,j=1}^{M,N} cc_{i,j}(m,n) \quad (2.1)$$

Dabei bedeuten  $\bar{b}$  der Mittelwert der Grauwerte von Parzelle b und  $\sigma_b$  deren Streuung (analog  $\bar{a}$ ,  $\sigma_a$ ). Die Verschiebung (m,n) wird im Suchbereich von  $120 \times 120$  Bildelementen ermittelt. Der Wertebereich für m und n ist damit bei einer Parzellengröße von 48 Pixeln auf das Intervall  $[-36;36]$  beschränkt.

Der Korrelationskoeffizient cc kann Werte zwischen -1 und +1 annehmen. Je größer der Wert von cc ist, desto besser stimmen a und b an der Stelle (m,n) überein, wobei +1 die perfekte Übereinstimmung (bzw. Identität von  $a - \bar{a}$  und  $b - \bar{b}$ ), 0 die vollkommene Unabhängigkeit und -1 die Antikorrelation („Spiegelbild“) bedeuten.

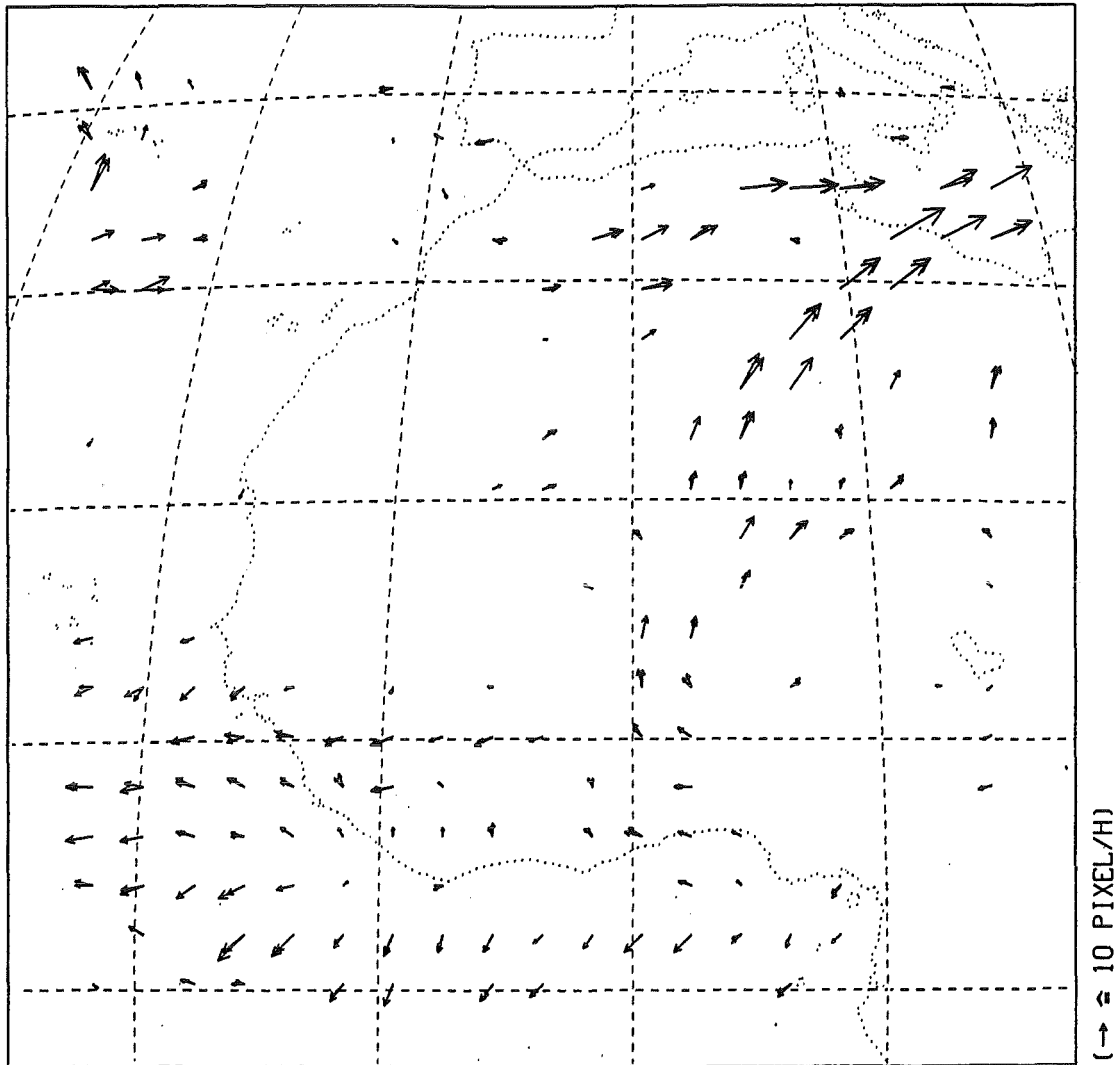


Abbildung 2.3: Anwendung von Qualitätskriterien auf die ausgewählte Szene 2.2

Aufgrund der Dynamik der Atmosphäre tritt der Idealwert von +1 für den Korrelationskoeffizienten nicht auf. Es wird hingegen jenes Wertepaar  $(m,n)$  bestimmt, für das der Korrelationskoeffizient sein absolutes Maximum erreicht.

Die Definition des Korrelationskoeffizienten bedingt, daß mit diesem Verfahren nur lineare Verschiebungen der WV-Strukturen aufgespürt werden können. Nicht möglich ist hingegen die Erfassung von Rotationen oder Formveränderungen. Dafür müßte der Korrelationskoeffizient weitere Freiheitsgrade enthalten. Es ist aber nicht klar, ob bei zu vielen Freiheitsgraden des Korrelationskoeffizienten noch ein Zusammenhang mit den atmosphärischen Strömungen gegeben ist. Hierfür müßten weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

Abb. 2.1 verdeutlicht das erläuterte Verfahren für zwei aufeinanderfolgende Bilder B und C. Abb. 2.2 zeigt das Ergebnis einer Anwendung des Kreuzkorrelationsverfahrens auf einen ausgewählten Bereich des WV-Bildes. Dargestellt sind jeweils zwei

Vektoren, die aus drei aufeinanderfolgenden WV-Bildern A, B und C ermittelt wurden. Der eine Verschiebungsvektor ist das Ergebnis des Suchvorgangs einer Parzelle aus Bild B innerhalb des zuvor aufgenommenen Bildes A. Ebenso wird die Parzelle aus Bild B auch im nachfolgenden Bild C gesucht. Damit erhält man zwei Verschiebungsvektoren, die die Verlagerung ein und derselben Struktur über einen Zeitraum von einer Stunde beschreiben. Auf diese Weise wird die zeitliche Konsistenz des ermittelten Vektorfeldes erfaßt.

Viele Vektoren in Abb. 2.2 sind einander ähnlich. Allerdings erkennt man auch Paare sich deutlich unterscheidender Vektoren, die aufgrund der meteorologischen Beurteilung keinen Sinn ergeben. Das Kreuzkorrelationsverfahren liefert also nicht für alle Parzellen akzeptable und sinnvolle Verschiebungsvektoren.

Man benötigt automatisch anwendbare Qualitätskriterien, um sich widersprechende Vektorenpaare auszusortieren. Folgende Qualitätskriterien erscheinen plausibel für das Vektorenpaar  $\vec{AB}$  und  $\vec{BC}$  (BÜCHE ET AL. (1991)[5], LAURENT ET AL. (1993) [29] SZANTAI ET AL. (1993,1996) [48] [49]):

- Der eingeschlossene Winkel des Vektorenpaares soll 30° Grad nicht überschreiten.
- Der relative Längenunterschied  $2 \frac{|\vec{BC}| - |\vec{AB}|}{|\vec{BC}| + |\vec{AB}|}$  soll kleiner als 40 % sein.
- Die relative Vektordifferenz  $2 \frac{|\vec{BC} - \vec{AB}|}{|\vec{BC}| + |\vec{AB}|}$  soll kleiner als 60 % sein.
- Jeder Vektor soll eine gewisse Mindestlänge besitzen (0,1 Bildpunkte pro Stunde).
- Ein Vektor soll mit seinen benachbarten Vektoren verträglich sein.
- Die Länge einer Trajektorie aus Verschiebungsvektoren in Bildfolgen.

Man kann eine Struktur in einer längeren Folge von WV-Bildern verfolgen und auf diesem Wege Trajektorien berechnen. Nachdem ein Verschiebungsvektor berechnet wurde, wird um dessen Endpunkt eine neue Parzelle gelegt und ein erneuter Suchvorgang gestartet (die Trajektorien können natürlich auch rückwärts in der Zeit ergänzt werden). Die so erzielte Folge von Verschiebungsvektoren wird zeitlich aneinandergereiht, wenn ihr Vergleich bestimmten Qualitätskriterien genügt. Falls diese Qualitätskriterien nicht erfüllt werden, können versuchsweise die Nebenmaxima des Korrelationsverfahrens zum Vergleich herangezogen werden, ob diese den Qualitätskriterien genügen.

Man kann auf diese Weise mehrere Stunden andauernde Trajektorien berechnen. Die zeitliche Länge einer Trajektorie kann ebenfalls als Qualitätskriterium bewertet werden, da hierbei offensichtlich ein Bezug zu atmosphärischen Stömungen gegeben ist. In vielen Fällen kann gerade für die Bilder des WV-Kanals eine längere Trajektorie berechnet werden als für den IR-Kanal, da in IR-Bildern nur Wolken verfolgt werden können. Lösen sich die Wolken beispielsweise auf, kann die Trajektorie in den WV-Bildern durch Verfolgung reiner WV-Strukturen verlängert werden (SZANTAI

und DESBOIS (1993) [48], SZANTAI ET AL. (1996) [49]).

In dieser Arbeit wurden als einfache Qualitätskriterien gefordert, daß ein Vektorenpaar entweder eine relative Längendifferenz von weniger als 40 % und eine Winkeldifferenz von weniger als  $30^\circ$  oder alternativ dazu daß ein Vektorenpaar eine relative Vektordifferenz von weniger als 60 % besitzen soll. Diese beide Kriterien entsprechen sich in etwa — das bedeutet, daß sie die Auswahl der gleichen Vektorenpaare bewirken. Falls diese Kriterien erfüllt werden, berechnet man komponentenweise den mittleren Vektor. Dieser wird im folgenden als guter Verschiebungsvektor bezeichnet.

## 2.2 Anwendung von Filter-Methoden

In Fällen, in denen das Kreuzkorrelationsverfahren – angewendet auf die unveränderten WV-Bilder – versagt, kann man oft doch noch gute Verschiebungsvektoren berechnen. BÜCHE ET AL. (1992) [6] und KUMMER (1993) [26] haben gezeigt, daß man die Ausbeute an guten Verschiebungsvektoren durch die Anwendung von Filtern auf die Originalbilder deutlich steigern kann. Es folgt eine kurze Zusammenstellung der verwendeten Filter sowie der Methodik, die auch in dieser Arbeit übernommen wurde. Der interessierte Leser sei auf KUMMER (1993) [26] verwiesen.

Die WV-Bilder werden vor der Durchführung des Kreuzkorrelationsverfahrens im Ortsraum gefiltert. Dabei wird eine  $(m,m)$ -Filtermatrix mit der Bildfunktion gefaltet. Für jede mögliche Position werden die Elemente  $b_{i,j}$  des unter der Filtermatrix liegenden Bildausschnitts von B durch Multiplikation mit dem darüberliegenden Filtermatrixelement  $f_{i,j}$  gewichtet und summiert:

$$b'_{[m/2]+1,[m/2]+1} = \sum_{i,j=1}^m (f_{i,j} \cdot b_{i,j}) \quad (2.2)$$

B' ist der dem Bildausschnitt von B entsprechende im gefilterten Bild. Die eckigen Klammern sind eine abkürzende Schreibweise der Integer-Funktion.

Verwendung finden sowohl Mittelwertfilter als auch Filter höherer Ordnung. Die Filter höherer Ordnung beruhen auf der Berechnung von Ableitungen, die den Steigungen (KORN (1988) [25]) und Krümmungen (BÜCHE ET AL. (1990) [4]) im Grauwertgebirge des Bildes entsprechen.

Das einfachste Mittelwertfilter ist der arithmetische Mittelwert der erfaßten Bildpunkte (homogenes Mittelwertfilter). Dieses führt zu einer Glättung des Bildes. Hierbei werden Strukturen unschärfer und man verliert Information. Andererseits gewinnt man Information, indem von außerhalb des betrachteten Bildausschnittes Strukturinformation in diesen hineingetragen wird.

Ein weiteres Mittelwertfilter ist das Gaußsche Mittelwertfilter. Dieses bewirkt eine geringere Glättung (wenn  $\sigma \ll [m/2]$ ) des Bildes. Hierbei entspricht die Filtermatrix den Werten der zweidimensionalen Gaußverteilungsfunktion (Gaußsche Glockenkurve):

$$g(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \cdot e^{-\frac{x^2+y^2}{2\sigma^2}} \quad (2.3)$$

Die Gaußsche Glockenfunktion eignet sich besonders als Ausgangspunkt für die Ableitung höherer Filter auf der Grundlage der Distributionentheorie [52]. Zur kompakten Beschreibung von Filtern höherer Ordnung dienen folgende abkürzende Schreibweisen für die partiellen Ableitungen erster und zweiter Ordnung der Bildfunktion:

$$p = \frac{\partial b(x, y)}{\partial x} \quad q = \frac{\partial b(x, y)}{\partial y} \quad r = \frac{\partial^2 b(x, y)}{\partial x^2} \quad s = \frac{\partial^2 b(x, y)}{\partial x \partial y} \quad t = \frac{\partial^2 b(x, y)}{\partial y^2}$$

Der Gradient der Grauwertfunktion läßt sich wie folgt schreiben:

$$\nabla b(x, y) = \frac{\partial b(x, y)}{\partial x} + i \cdot \frac{\partial b(x, y)}{\partial y} \equiv G \cdot e^{iP}$$

Hieraus erhält man das G- und das P-Filter:

$$G = \sqrt{p^2 + q^2} \quad P = \arctan \frac{q}{p} \quad (2.4)$$

In dieser komplexen Schreibweise steht G für den Betrag und P für die Richtung des Gradienten. Das G-Filter hat einen glättenden, das P-Filter hingegen einen aufrauhen Effekt.

Weiterhin können auch Krümmungen des Grauwertgebirges für die Definition von Filterfunktionen herangezogen werden. Als mittlere Krümmung einer Fläche im betrachteten Punkt bezeichnet man den Ausdruck

$$H = \frac{1}{2} \cdot \left( \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right),$$

als Gaußsche Krümmung oder Totalkrümmung den Ausdruck

$$K = \frac{1}{R_1 \cdot R_2}.$$

$R_1$  und  $R_2$  sind hierbei der kleinste und größte Wert des Krümmungsradius der Fläche im betrachteten Punkt. H und K können als eine Funktion der partiellen Ableitungen erster und zweiter Ordnung der Fläche im betrachteten Punkt dargestellt werden [11]:

$$H = \frac{r \cdot (1 + q^2) - 2 \cdot p \cdot q \cdot s + t \cdot (1 + p^2)}{2 \cdot (1 + p^2 + q^2)^{\frac{3}{2}}} \quad K = \frac{r \cdot t - s^2}{(1 + p^2 + q^2)^2} \quad (2.5)$$

Das H-Filter besitzt einen deutlich glättenden Effekt, während das K-Filter das Bild eher aufraut.

KUMMER (1993) [26] schlägt folgende Kombination an Filterfunktionen vor, um ein optimales Verhältnis zwischen aufgewendeter Rechenzeit und Ausbeute an guten Verschiebungsvektoren zu erzielen. Zuerst werden die ungefilterten Bilder untersucht und die guten Verschiebungsvektoren bestimmt. Anschließend wird in der nun folgenden Hierarchie das Kreuzkorrelationsverfahren auf die gefilterten Bilder angewendet:

- das Gaußsche Mittelwertfilter mit  $m = 9$  und  $\sigma = (m+1)/6$
- das G-Filter mit  $m = 13$  und  $\sigma/m = 1/6$
- das H-Filter mit  $m = 25$  und  $\sigma/m = 1/9$

Dabei werden die Bildausschnitte, bei denen das Kreuzkorrelationsverfahren – auf die Original-Bilder angewandt – zunächst keine guten Verschiebungsvektoren erbracht hat, sukzessive mit guten Verschiebungsvektoren aufgefüllt. KUMMER (1993) [26] gibt durch diese Vorgehensweise auf der Grundlage von Beispielrechnungen eine Steigerung der Ausbeute an guten Verschiebungsvektoren von 42 % auf 72 % an.

Abb. 2.4 zeigt die mit der beschriebenen Methodik erzielten Verschiebungsvektoren für das vollständige WV-Bild am 6. Juni 1996, 12:00 UTC. Hierbei konnte die Ausbeute an guten Verschiebungsvektoren von 53 % auf 76 % gesteigert werden.

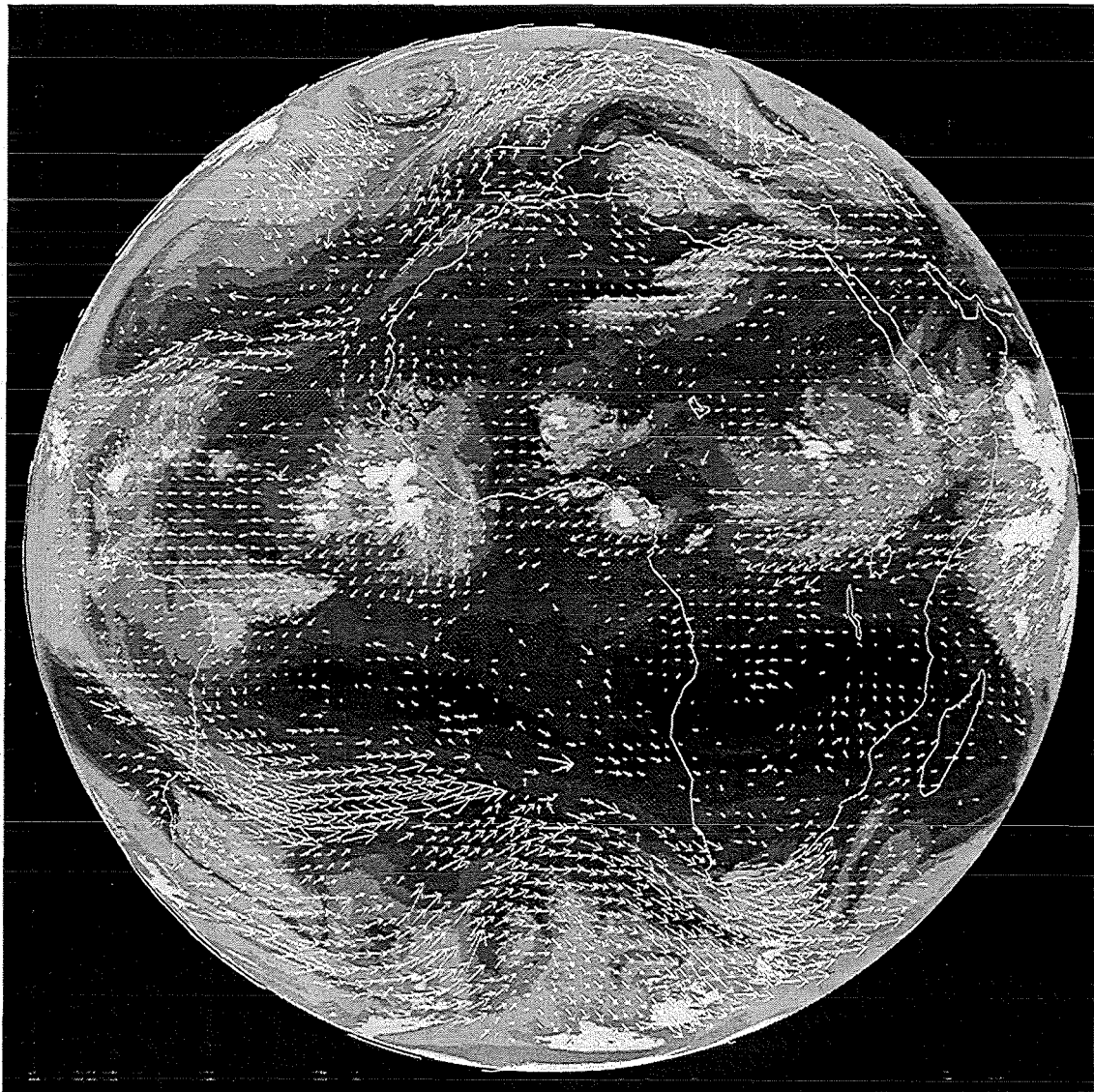


Abbildung 2.4: WV-Verschiebungsvektoren für den 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC (Ergebnisse aus der ungefilterten Szene, sowie nach Anwendung des Gaußschen Mittelwertfilters, des G-Filters und des H-Filters).





# Kapitel 3

## Die Höhenzuordnung der WV-Verschiebungsvektoren

### 3.1 Übersicht über die bisher geleisteten Arbeiten

#### 3.1.1 Frühe Studien

Im Jahr 1980 veröffentlichten KÄSTNER, FISCHER und BOLLE [23] erstmals Erkenntnisse über die Eignung von Nimbus - THIR (Temperature-Humidity Infrared Radiometer) - Bildsequenzen zur Ableitung von WV-Verschiebungsvektoren in wolkenfreien Gebieten. Sie zeigten, daß die Verfolgung der WV-Strukturen das Windfeld - bislang bestehend aus Wolkendriftvektoren - mit vergleichbarer Güte komplettieren kann. Dabei betonten sie allerdings auch die Schwierigkeit, den WV-Strukturverschiebungen aus unbewölkten Gebieten ein bestimmtes Niveau der Atmosphäre zuzuordnen, da die Beitragsfunktionen für diese Fälle ein breites Höhenintervall umfassen. Weiterhin ist die Höhe des Maximums der Beitragsfunktion abhängig von der geographischen Breite. So bestimmt man z.B. in den Tropen das Maximum ungefähr zu 8 km Höhe, wohingegen in polaren Breiten diese Höhe nur ca. 4 km beträgt.

In erster Näherung verglichen die Autoren die abgeleiteten Verschiebungsvektoren mit Radiosonden-Winden des 500 hPa-Niveaus und beobachteten eine Übereinstimmung, die vergleichbar war mit den Fehlerangaben für die Wolkendriftvektoren. Weiterhin gelangten sie zur Erkenntnis, daß in manchen Fällen die beste Übereinstimmung für das 250 hPa-Niveau gefunden wird.

ENDLICH und WOLF (1981) demonstrierten erstmals die Nutzung der METEOSAT WV-Bilder für die automatische Verfolgung von Wasserdampfstrukturen in der Nähe von aktiven Wetterereignissen wie auch in bewölkten Gebieten [15].

Folgerichtig zeigten dann EIGENWILLIG und FISCHER im Jahr 1982 [14], daß auch reine Wasserdampfstrukturen in unbewölkten Gebieten von METEOSAT WV-

Bildern verfolgt werden können. Weiterhin gaben sie - basierend auf früheren Untersuchungen über die Variation des Maximums der Beitragsfunktion (FISCHER ET AL. (1981) [17]) als geeignete Höhenzuordnung den Bereich zwischen 500 - 400 hPa an.

STEWART ET AL. (1980) [46] überprüften WV-Strukturverschiebungen aus Bildsequenzen des amerikanischen GOES-Satelliten. Diese wurden mit Hilfe eines Operateurs aus der Verfolgung kleiner Bereiche (in Ausnahmefällen genügt ein einzelnes Pixel) gewonnen. Für eine geeignete Höhenzuordnung schlugen sie die Verwendung der gemessenen Strahldichte des Radiometers vor. Rechnet man diese in die entsprechende Helligkeitstemperatur um, kann man die Höhe an Hand eines mit Sonden gemessenen Temperaturprofils ermitteln, wenn die Helligkeitstemperatur des Radiometers der Temperatur im Sondenprofil gleichgesetzt wird.

Dabei zeigten sie deutlich bessere Übereinstimmungen auf beim Vergleich mit den Sondenwinden im Gegensatz zu einer konstanten Höhenzuordnung zum 400 hPa-Niveau.

Weitere Verbesserungen konnten STEWART und HAYDEN (1985) [47] erzielen, wenn sie nicht einfach die gemessene Helligkeitstemperatur des Radiometers ( $T_{sat}$ ) mit der Temperaturmessung der Sonde ( $T_{son}$ ) gleichsetzten, sondern eine empirische funktionale Abhängigkeit verwendeten:

$$T_{son} = 0.7 \times T_{sat} + 60$$

Allerdings konnten sie keine Erklärung für diesen Zusammenhang geben.

Durch verbesserte Auswerteprogramme gelangten HAYDEN und STEWART (1987) [21] dann zur Erkenntnis, daß die beste Übereinstimmung zwischen WV-Verschiebungsvektor und Windprofil der Sonde doch für eine Steigung einer Ausgleichsgeraden mit einem Wert nahe bei 1 gefunden wird.

### 3.1.2 Untersuchungen über operationell abgeleitete WV-Verschiebungsvektoren

Hierbei ist zunächst festzustellen, daß auch das verwendete Verfahren für die Verfolgung der WV-Strukturverschiebungen einen Einfluß auf deren Höhenzuordnung besitzen kann. Die Anwendung automatisch ablaufender Kreuzkorrelationsmethoden wurde von DESBOIS ET AL. (1988) [12] im Rahmen einer Studie über das Sahelzonenklima untersucht. Die Eignung des Kreuzkorrelationsverfahrens für die nahezu vollständige Ausbeute an guten WV-Verschiebungsvektoren in Verbindung mit der Anwendung von Filtermethoden wurde wie oben beschrieben von BÜCHE (1992) und KUMMER (1994) ([6], [26]) demonstriert und wird auch in dieser Arbeit verwendet.

In einer Studie über die operationelle Ableitung der WV-Windvektoren untersuchte LAURENT (1990) [27] die Verwendung der Beitragsfunktion für eine korrekte Höhenzuordnung in unbewölkten Gebieten. Er kam zu dem Schluß, daß das Maximum der Beitragsfunktion in vielen Fällen - insbesondere bei kleinen Verschiebungen

- nicht die beste Übereinstimmung der WV-Vektoren mit Windvektoren (ECMWF-Modelldaten) lieferte. Erneut wurde die Unsicherheit der gemessenen Feuchtedaten sowie die starke Abhängigkeit der Beitragsfunktion von den Feuchtedaten betont. Als mögliche Variante testete LAURENT eine Zuordnung zu Höhen, bei denen die Transmission einen bestimmten Wert annimmt. Allerdings konnte er keine weiteren Verbesserungen - unabhängig von dem gewählten Prozentsatz - erzielen und kam zu dem Schluß, daß die Höhenzuordnungen, die auf der Verwendung der Beitragsfunktion (im Gegensatz zu der Verwendung der gemessenen Helligkeitstemperatur) basieren, keine besseren Resultate ergeben. Als Begründung dafür gibt LAURENT an, daß die Verfolgung reiner WV-Strukturen stark abhängt von der Homogenität der Atmosphäre und die verfolgte WV-Struktur durch jede Inhomogenität der Wasserdampf-Verteilung über einem minimalen unteren Niveau verursacht werden könne.

In weiteren detaillierten Studien stellten BÜCHE ET AL. (1994,1996) [7] [9] eine Folge von Methoden für die Höhenzuordnung gegenüber, die einerseits auf der Verwendung der Beitragsfunktion beruhen, und andererseits die gemessenen Helligkeitstemperaturen berücksichtigen. Dabei wurde versucht, die Beitragsfunktion mit der Höhenkoordinate zu gewichten, da die gemessene Strahldichte aus einem breiten Höhenbereich stammt. Andererseits wurde versucht, die verfolgten Strukturen innerhalb einer Parzelle zu identifizieren (die kältesten oder wärmsten Pixel) und deren gemessene Helligkeitstemperatur für die Höhenzuordnung heranzuziehen. Erneut konnte keine signifikante Unterscheidung zugunsten einer Methode der Höhenzuordnung getroffen werden. Auch der Vergleich [9] mit nicht mehr nur einem Wind einer Niveau-Höhe, sondern mit einem mittleren Wind, der aus einer Gewichtung des atmosphärischen Windfeldes mit der Beitragsfunktion resultiert, führte zu keinem signifikant besseren Ergebnis.

Die derzeit von EUMETSAT operationell benutzte Methode für die Höhenzuordnung folgt dem Konzept von LAURENT [29]. Unter der Annahme, daß die kalten Strukturen einer Parzelle bevorzugt durch das Kreuzkorrelationsverfahren verfolgt werden, wird der Mittelwert aus den 25 % kältesten Pixeln einer Parzelle für die Berechnung der Helligkeitstemperatur verwendet.

HOLMLUND (1993) [22] überprüfte diese Methode der Höhenzuordnung durch einen detaillierten Vergleich mit Radiosonden. Obwohl offenbar etwas bessere Übereinstimmungen für diese Methode beobachtet wurden, konnte wiederum keine signifikante Aussage getroffen werden.

In einer von EUMETSAT in Auftrag gegebenen Studie stellen DESBOIS ET AL. (1996) [13] fest, daß bei Vorliegen langanhaltender Trajektorien der oberen Troposphäre in den meisten Fällen jede der in Frage kommenden Höhenzuordnungen geeignet sei, da der Vergleich mit Windvektoren keine signifikanten Unterschiede ergab. Die Autoren weisen jedoch darauf hin, daß beim Vergleich der Verschiebungsvektoren mit ECMWF-Winden Fälle beobachtet werden, bei denen die besten Übereinstimmungen in viel größeren Höhen beobachtet werden im Vergleich mit jeder der bekannten Höhendefinitionen. Weiterhin beschreiben die Autoren auch Fälle, bei denen die besten Übereinstimmungen in viel geringeren Höhen beobachtet wurden im

Vergleich mit jeder der bekannten Höhendefinitionen. Allerdings konnten für solche Fälle keine längeranhaltenden Trajektorien berechnet werden.

UCHIDA (1993) [50] überprüfte in einer Untersuchung, welcher Prozentsatz der kältesten Pixel für die Berechnung der Helligkeitstemperatur am besten geeignet ist. Er fand keine signifikanten Unterschiede bei der Verwendung der 1%, 5%, 10%, 20% und 30% kältesten Pixel.

Abweichend von der Methode eines festen Prozentsatzes an kältesten Pixeln schlugen NIEMAN (1997) und VELDEN (1997) [37] [51] vor, die verfolgte Struktur mit dem Maximalwert des zweidimensionalen Gradienten, der für jedes Pixel im Grauwertgebirge einer Parzelle bestimmt wird, zu identifizieren. In einem ersten Schritt wird für die entsprechende Stelle aus dem lokalen Mittelwert der Strahldichte die mittlere Helligkeitstemperatur berechnet und die Höhenzuordnung durch Vergleich mit den Temperaturwerten eines Vorhersagemodells getroffen. Die auf diese Weise ermittelten WV-Windvektoren dienen wiederum als Eingabewerte für dieses Modell unter Verwendung weiterer Hilfsdaten. Im nächsten Schritt wird der so bestimmte Windvektor an das Modell mit Hilfe eines 'best fit' angepaßt, wobei die erste Höhenzuordnung modifiziert wird.

Das Problem dieser Höhenzuordnung ist darin zu sehen, daß die WV-Windvektoren nicht mehr unabhängig von anderen Daten (Temperatur- und Windprofile) sind. Darüberhinaus ist das Identifizieren der verfolgten Struktur mit dem Maximalwert des Gradienten im Grauwertgebirge einer Parzelle keine unabhängige Methode im Vergleich zu der Verwendung der wärmsten und kältesten Pixel einer Parzelle. Die Definition des Kreuzkorrelationskoeffizienten (2.1) liefert gerade für diejenigen Pixel große relative Beiträge, die sich vom Mittelwert der Parzelle erheblich unterscheiden, d.h. es werden ähnlich wie bei der Berechnung eines Gradienten die Differenzen des Grauwertgebirges herangezogen. Man muß sich also die Frage stellen, warum man nicht gleich eine Methode verwendet, die sich auf den Kreuzkorrelationskoeffizienten bezieht, dessen Maximalwert letztendlich die aufgefundene Verschiebung festgelegt hat.

Um das Verständnis für das Auffinden der Verschiebungsvektoren zu vertiefen, simulierten LUNNON und GAIREY (1993,1994) [33] [34] in einem aufwendigen Versuch METEOSAT WV-Bilder mit Hilfe hochaufgelöster Druck-, Temperatur- und Feuchteprofile, die auf zweidimensionalen Messungen von Fallsonden im Rahmen eines mesoskaligen Projektes basierten. Aus den zugrundeliegenden Daten berechneten die Autoren den lateralen Gradienten der spektralen Transmissionsfunktion auf Flächen konstanter Temperatur. Unter der Annahme, daß die lateralen atmosphärischen Strömungen aus den Quotienten der zeitlichen und lateralen Variationen der spektralen Transmissionsfunktion auf Flächen konstanter Temperatur berechnet werden können, definierten die Autoren den lateralen Gradienten der spektralen Transmissionsfunktion als eine Wind-Gewichtungsfunktion in Abhängigkeit der atmosphärischen Temperatur. Auf der Grundlage dieser theoretischen Überlegungen konnten LUNNON und GAIREY die zeitliche Variation der Strahldichte am Satelliten berechnen und überprüften ihre Berechnungen mit Hilfe eines Advektionsmodells mit ECMWF-Analysedaten als Eingabe. Aufgrund der dabei aufgefundenen Überein-

stimmungen in den Strahldichteberechnungen postulierten die Autoren die Richtigkeit der zugrundeliegenden theoretischen Überlegungen und insbesondere der von ihnen definierten Wind-Gewichtungsfunktion. Als Ergebnis ihrer komplexen Studien empfehlen LUNNON und GAIREY die WV-Strukturverschiebungsvektoren in Verbindung mit den zugehörigen Wind-Gewichtungsfunktionen als Eingabe bei der Datenassimilation zu verwenden.

Allerdings muß auch dieses Ergebnis zurückhaltend beurteilt werden, da Temperatur- und Feuchteprofile von den Windprofilen unabhängig sind (weiterhin besitzen die einzelnen physikalischen Größen ganz unterschiedliche Fehler gemäß der jeweiligen Meßmethode). Schließlich erfolgte die Überprüfung dieses theoretischen Ansatzes nur anhand von Strahldichteberechnungen und nicht von Windvergleichen. Man kann also den Vorgang für das Auffinden von WV-Verschiebungsvektoren nicht eindeutig durch Berechnungen analysieren, da die Windprofile nicht in die Berechnung der Wind-Gewichtungsfunktionen einbezogen werden.

Darüberhinaus ist die Berechnung der lateralen Variation der Transmissionsfunktion mit Hilfe von Modelldaten sehr rechenzeitaufwendig und mit operationell verfügbaren Meßdaten (einzelne Radiosondenaufstiege) nicht durchführbar.

## 3.2 Die Strahlungsübertragung in der Atmosphäre

Das Radiometer an Bord von METEOSAT mißt die von Erde und Atmosphäre emittierte Strahlung in drei Spektralkanälen. Das Spektralfilter des jeweiligen Spektralkanals begrenzt das meßbare Wellenlängenintervall und schwächt die ankommende Strahldichte in diesem Intervall gemäß der Transmissionsfunktion des Filters. Abb. 1.7 zeigt die Filterfunktion des WV-Kanals an Bord von METEOSAT-5.

Für die vom Radiometer gemessene Strahlung gilt demnach:

$$L_{sat} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_{\lambda} \Phi_{\lambda} d\lambda \quad (3.1)$$

mit

- $L_{sat}$  vom Radiometer gemessene Strahldichte
- $L_{\lambda}$  am Radiometer ankommende spektrale Strahldichte
- $\Phi_{\lambda}$  Filterfunktion des Radiometers

Die Ausbreitung elektromagnetischer Strahlung und ihre Wechselwirkung mit Materie (Emission und Absorption) wird durch die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) beschrieben. Im terrestrischen Spektralbereich kann die Streuung vernachlässigt werden (wenn keine Wolken vorhanden sind und nicht zu viel Aerosol

in der Atmosphäre verteilt ist). Weitere gegebene Voraussetzungen für die folgende Gleichung sind lokales thermodynamisches Gleichgewicht und Isotropie der Strahlung bezüglich des Azimuths. Die spektrale Strahldichte  $L_\lambda$  läßt sich für eine planparallele Atmosphäre z.B. wie folgt darstellen:

$$L[\lambda, T(p), q_i(p), \theta] = B[\lambda, T(p_0)]\epsilon_{\lambda, p_0}\tau(\lambda, p_0, \theta) + \int_{p_0}^0 B[\lambda, T(p)]\frac{\partial\tau(\lambda, p, \theta)}{\partial p}dp \quad (3.2)$$

mit

$L[\lambda, T(p), q_i(p), \theta]$	am Satelliten ankommende Strahldichte
$\lambda$	Wellenlänge der Strahlung
$T(p)$	Temperatur der Atmosphäre beim Druck p
$q_i(p)$	Mischungsverhältnis der absorbierenden Komponenten
$p$	Druck
$p_0$	Druck auf dem Meeresniveau
$\epsilon_{\lambda, p_0}$	Spektrales Emissionsvermögen der Erdoberfläche
$\theta$	Zenitdistanz des Satelliten
$B(\lambda, T)$	Planckfunktion
$\tau(\lambda, p, \theta)$	spektrale Transmission vom Druckniveau p bis zum Satelliten

Der erste Term auf der rechten Seite der Gleichung stellt den Beitrag der Erdoberfläche zur am Satelliten beobachteten Strahldichte dar. Er ist für den IR-Kanal im Spektralbereich des Infrarot-Fensters der dominante Term. Im Spektralbereich des Wasserdampfkanals ist er hingegen null.

Der zweite Term beschreibt die von der Atmosphäre emittierte Strahlung. Im WV-Kanal stammt die vom Satelliten gemessene Strahldichte größtenteils aus den Atmosphärenschichten zwischen 600 hPa bis 300 hPa. Die Winkelabhängigkeit der gemessenen Strahldichte wird durch die Verlängerung des optischen Weges durch die Atmosphäre mit zunehmenden Winkel  $\theta$  verursacht. Die optische Weglänge ist proportional  $1/\cos \theta$ . Eine ausführliche Beschreibung der Strahlungsübertragungsgleichung ist z.B. bei GOODY und YUNG (1988) ([20]) zu finden.

Der Ausdruck  $\frac{\partial\tau(\lambda, p, \theta)}{\partial p}$  gibt die Änderung der Transmission mit der Höhe an und heißt Gewichtsfunktion. Das Produkt aus der Gewichtsfunktion und der Planckfunktion  $B(\lambda, T)$  wird Beitragsfunktion genannt. Als zusätzlicher Faktor muß vor der Integration über den Wellenlängenbereich des Radiometers die Filterfunktion berücksichtigt werden, da diese ebenfalls wellenlängenabhängig ist.

$$C(p) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi(\lambda)B(\lambda, T)\frac{\partial\tau(\lambda, p, \theta)}{\partial p}dp \quad (3.3)$$

mit

$C(p)$	Beitragsfunktion eines Radiometerkanals
$\lambda_1, \lambda_2$	Grenzen der wellenlängen-abhängigen Filterfunktion
$\lambda$	Wellenlänge der Strahlung
$T$	Temperatur
$p$	Druck
$\Phi(\lambda)$	Filterfunktion des Radiometers
$B(\lambda, T)$	Planckfunktion
$\tau(\lambda, p, \theta)$	spektrale Transmission

Die Beitragsfunktion beschreibt, welchen Anteil eine Atmosphärenschicht an der vom Satelliten gemessenen Strahldichte hat. Summiert man die Anteile der Beitragsfunktion, resultiert die vom Satelliten gemessene Strahldichte.

Für die Berechnung von Transmission und Strahldichte wurde in dieser Arbeit das Strahlungsübertragungsprogramm MODTRAN (MODTRAN 3 Version 1.5 sowie MODTRAN 3.5 Version 1.1) verwendet. MODTRAN stellt eine Weiterentwicklung des am AIR FORCE GEOPHYSICS LABORATORY in Hanscom Massachusetts, USA, entwickelten Strahlungsübertragungsprogrammes LOWTRAN dar. (ANDERSON ET AL. (1995) [1]). Dieses Programmpaket wird ständig überarbeitet und einer weltweiten Benutzergruppe kostenlos für wissenschaftliche Zwecke zur Verfügung gestellt.

### 3.3 Untersuchung der Parzellen auf Wolken

Die Bilder aus dem WV-Kanal haben den Vorteil, daß man auch in unbewölkten Gebieten Strukturen verfolgen kann. Wolkendriftwinde können dagegen auch in den anderen Spektralkanälen ausgewertet werden. Man gewinnt also im unbewölkten Fall zusätzliche Information aus dem WV-Kanal. Die Höhenzuordnung der Wolkendriftwinde bereitet keine großen Schwierigkeiten, da Oberflächen dicker Wolken eine wohldefinierte Höhe und Temperatur besitzen. Hierbei sind nur geringe Strahlungskorrekturen nötig.

Auch die Mustererkennung ist im bewölkten Fall einfacher, da Wolkenstrukturen sich markant von den umgebenden Pixeln abheben. Eine Korrelation mit den atmosphärischen Strömungsverhältnissen ist somit für die Wolkendriftvektoren in den meisten Fällen eindeutig gegeben (beispielsweise bilden Lee-Wolken, die an Bergspitzen „hängen“ bleiben, eine Ausnahme).

Im unbewölkten Fall ist dieser Zusammenhang genauer zu untersuchen, da zum einen die Strahlung aus einem viel größeren Höhenintervall herrührt (ca. 600 hPa - 250 hPa). Andererseits ist auch nicht von vornherein klar, welche Strukturen der Parzelle letztendlich bei der Kreuzkorrelation verfolgt werden. Aus diesen Gründen soll beim Vergleich zwischen den Verschiebungsvektoren und den Referenzdaten eine Unterscheidung zwischen teilweise oder ganz bewölkten und vollkommen unbewölkten Parzellen getroffen werden. Für diese Unterscheidung können die zeitgleich aufgenommenen IR-Bilder herangezogen werden.

Eine dichte Wolkendecke im IR-Spektralbereich ist für Strahlung aus den tieferliegenden Atmosphärenschichten undurchdringlich. Damit wirkt die Wolkenoberfläche wie eine Heizplatte mit einer bestimmten Temperatur. Falls keine Inversion des Temperaturprofils mit der Höhe vorhanden ist, nimmt die Temperatur mit der Höhe linear ab. Dies bedeutet, daß die Temperatur der Wolkenoberseite eine obere Grenze für die vom Satelliten gemessene Strahlungstemperatur darstellt.

Wenn keine mittelhohen oder hochliegenden Wolken vorhanden sind, stammt die Strahlung im IR-Kanal im wesentlichen von der Erdoberfläche oder von tiefliegenden Wolken. Da man sich im IR-Spektralkanal im Bereich des Fensters der Atmosphäre befindet, wird die Temperatur der Oberfläche nur geringfügig durch Absorption von Photonen auf dem optischen Weg durch die Atmosphäre zum Satelliten erniedrigt. Für die Sommermonate resultieren hierbei typischerweise Strahlungstemperaturkorrekturen der Erdoberfläche von ca. 5 K in mittleren Breiten und von ca. 8 K in den Tropen [39]. Der Grund hierfür ist durch die geringfügige Absorption des Wasserdampfes im Fensterbereich gegeben. Die Korrektur der Strahlungstemperatur für tiefliegende Wolken kann etwas geringer angesetzt werden, da der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre oberhalb der Wolken entsprechend kleiner ist. Man mißt also im IR-Kanal mit nur kleinen Fehlern im bewölkten Fall die Temperatur der Wolkenoberseite, im unbewölkten Fall die Temperatur der Erdoberfläche.

Im WV-Spektralbereich ist die Beitragsfunktion erst für Höhen oberhalb 600 hPa wesentlich von null verschieden. Dies entspricht in etwa einer Höhe von 4 km. Im WV-Kanal sind damit nur mittelhohe und hochliegende Wolken sichtbar. Die Temperatur der Wolkenoberseite ist aber für mittelhohe und hochliegende Wolken deutlich von der Temperatur der Erdoberfläche unterscheidbar, da die Temperatur in der Troposphäre um ca. 0.65 K pro 100 m mit der Höhe abnimmt. Entscheidend an dieser Stelle ist, welche Strahlungstemperaturen den Strukturen im WV-Kanal zugeordnet werden können. Damit eine Struktur im WV-Kanal erkennbar wird, muß der Wert der Transmissionsfunktion für diese Struktur einen wesentlichen Bruchteil der Gesamttransmission erreichen.

Deutlich sichtbar sind demnach erst Strukturen im Bereich oberhalb von 500 hPa oder ca. 5,5 km Höhe. In tropischen Gebieten verschiebt sich der empfindliche Höhenbereich zu größeren Höhen, da aufgrund der höheren Temperaturen der Wasserdampfgehalt der Atmosphärenschichten entsprechend größer ist. Somit verschieben sich auch die wesentlichen Anteile in den Beitragsfunktionen zu größeren Höhen.

Man verwendet für die Untersuchung der Parzellen auf die Anwesenheit von mittelhoch- und hochliegenden Wolken eine mittlere Temperatur im IR-Kanal, die sich zwischen der Temperatur der Erdoberfläche und der Temperatur von mittelhohen Wolken befindet. In dieser Arbeit wurde eine Temperatur von  $-10^{\circ}\text{C}$  benutzt. Die Forderung für eine unbewölkte WV-Parzelle lautet dann, daß kein Pixel im IR-Kanal eine niedrigere effektive Strahlungstemperatur als  $-10^{\circ}\text{C}$  haben darf. Eine solche Parzelle kann als vollständig wolkenfrei im WV-Kanal bewertet werden.

Der Schwellenwert von  $-10^{\circ}\text{C}$  ist als ein dynamischer Wert zu beurteilen, da in den Tropen das Temperaturprofil bei gleicher Höhe zwar zu höheren Temperaturen verschoben ist, die Beitragsfunktion jedoch aufgrund des höheren absoluten Feuchtege-



haltes der Atmosphärenschichten eine ebensolche Verschiebung zu größeren Höhen aufweist. Da die folgenden Untersuchungen sich zudem auf die Auswertung von Szenen zum Zeitpunkt 12:00 Uhr UTC beziehen, können morgendliche Inversionen des Temperaturprofils ausgeschlossen werden.

Zur Kontrolle der Unterscheidung zwischen bewölkten und unbewölkten Parzellen aus den WV-Bildern wurden in dieser Arbeit für zwei ausgewählte Szenen alle mit Hilfe von Radiosondenprofilen berechneten Transmissionsfunktionen überprüft, welcher Transmissionswert im WV-Kanal einer Temperatur von  $-10^{\circ}\text{C}$  im Temperaturprofil entspricht. In den meisten Fällen betrug der Transmissionswert deutlich unter 10 %, in einigen wenigen Fällen ca. 10 % - 20 %.

Strukturen aus Atmosphärenschichten mit einer Temperatur von ca.  $-10^{\circ}\text{C}$  (bzw. etwas wärmer aufgrund der Strahlungstemperaturkorrektur im IR-Kanal und damit noch tieferliegend) werden von höherliegenden Strukturen im WV-Kanal überlagert und können demnach durch die Anwendung des Korrelationsverfahrens nicht verfolgt werden.

### 3.4 Methoden der Höhenzuordnung

In dieser Arbeit sollen unterschiedliche Höhenzuordnungen untersucht werden. Dazu erscheint es sinnvoll, Methoden gegenüberzustellen, die einerseits auf der atmosphärischen Beitragsfunktion beruhen und damit das gemessene Temperatur- und Feuchteprofil benötigen und andererseits Methoden zu berücksichtigen, die nur das Temperaturprofil sowie die gemessene oder berechnete Strahldichte voraussetzen. Man muß dabei beachten, daß die gemessenen Zählraten ebenfalls mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen von EUMETSAT in Strahldichteeinheiten geeicht werden.

Das Verbindende unter diesen Ansätzen ist offensichtlich darin begründet, daß die Integration der Beitragsfunktion über alle Atmosphärenschichten gerade die vom Satelliten gemessene Strahldichte ergeben muß. Die Unterschiede der im folgenden beschriebenen Methoden bestehen darin, in welcher Weise das Temperatur- und Feuchteprofil in die jeweiligen Berechnungen einfließen.

Folgende Höhendefinitionen sind bislang untersucht worden [6]:

- Das Maximum der Beitragsfunktion (CNTRB):

$$z_1 = \max(\text{CNTRB}(z)) \quad (3.4)$$

- Die mit der Beitragsfunktion CNTRB gewichtete Höhe  $z_2$ :

$$z_2 = \frac{1}{\int_0^{\infty} \text{CNTRB}(z) dz} \cdot \int_0^{\infty} z \cdot \text{CNTRB}(z) dz \quad (3.5)$$

- Die der Helligkeitstemperatur  $T_3$  (gegeben durch Inversion der Planck-Funktion aus der gemessenen Strahldichte RAD) entsprechende Höhe  $z_3$  gemäß Interpolation im atmosphärischen Temperaturprofil:

$$z_3 = T_{prof}^{-1}(T_3); T_3 = \text{Planck-F}^{-1}(\text{RAD}); T_{Prof}(x, y, z) \quad (3.6)$$

Dabei ist zunächst noch offen, welche Bildelemente für die Bestimmung der Helligkeitstemperatur verwendet werden. Man kann in erster Näherung den Mittelwert aller Bildelemente einer Parzelle bilden. Es erscheint jedoch sinnvoller, nur diejenigen Bildelemente zu berücksichtigen, welche auch in besonderer Weise zum Auffinden der Verschiebungsvektoren beitragen [6]. Das sind die warmen und kalten Bildelemente, da diese sich deutlich von der mittleren Helligkeitstemperatur abheben und damit kontrastreiche Strukturen darstellen.

Die oben aufgeführten Definitionen entsprechen einem Wind in einer Höhe, d.h. man definiert eine Höhe und interpoliert im Profil der Windkomponenten den zugehörigen Vektor. Andererseits ist die Wasserdampfstrukturverfolgung in METEOSAT-Bildern eine zeitlich und räumlich ausgedehnte Messung – insbesondere auch in vertikaler Richtung. Man kann entsprechend einen mittleren Wind definieren [9], der eine Gewichtung der atmosphärischen Strömung im relevanten Höhenbereich darstellt. Folgende Definitionen bieten sich an:

- Die mit Hilfe der Beitragsfunktion CNTRB gewichteten atmosphärischen Windkomponenten  $(u, v)$ :

$$(u, v)_1 = \frac{1}{\int_0^{\infty} \text{CNTRB}(z) dz} \cdot \int_0^{\infty} (u, v) \cdot \text{CNTRB}(z) dz \quad (3.7)$$

- Die atmosphärischen Windkomponenten  $(u(z_3(i, j)), v(z_3(i, j)))$  für jedes Bildelement einer Parzelle, berechnet aus den gemessenen Helligkeitstemperaturen, gewichtet mit Hilfe des relativen Beitrags  $cc_{i,j}$  zum Maximum des Korrelationskoeffizienten:

$$(u, v)_2 = \frac{1}{\sum_{i,j} cc_{i,j}} \cdot \sum_{i,j} cc_{i,j} \cdot (u(z_3(i, j)), v(z_3(i, j))) \quad (3.8)$$

Die Gewichtung mit Hilfe des Korrelationskoeffizienten erklärt sich durch das verwendete Verfahren (Bestimmung des Maximums des Kreuzkorrelationskoeffizienten) für das Aufspüren der Verschiebungsvektoren.

Die Definition  $(u, v)_2$  ist realistischer als die Definition  $(u, v)_1$ , da die Bewegungen in denjenigen Höhen stärker gewichtet werden, die auch mehr zum Korrelationsverfahren beitragen. Dagegen unterdrückt die Definition  $(u, v)_1$  gerade diese Bewegungen zugunsten der Bewegung in der Höhe des Maximums der Beitragsfunktion.

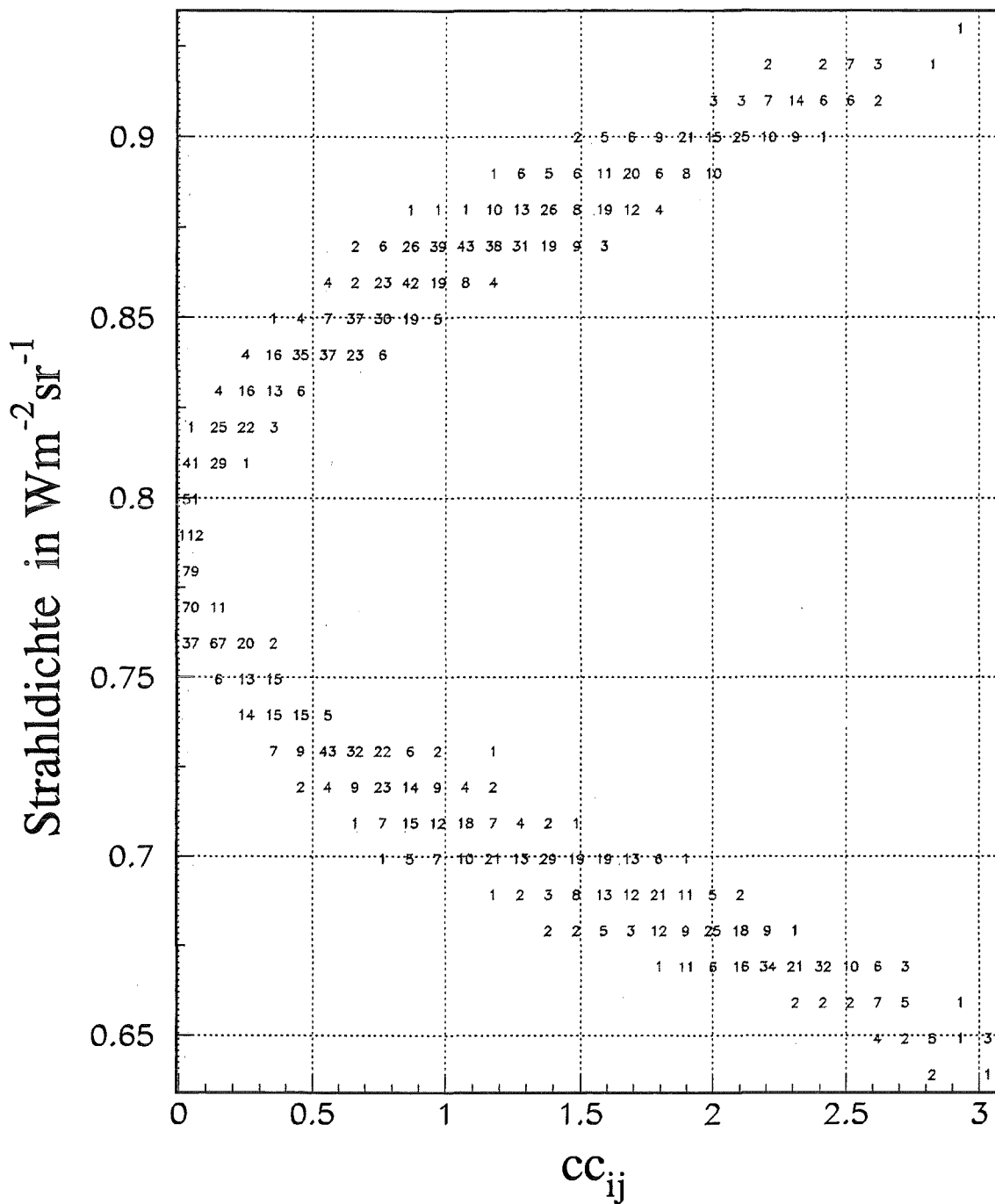
### 3.5 Diskussion der einzelnen Methoden

Letztendlich beruht das Aufspüren der Verschiebungsvektoren auf der Bestimmung des Maximums des Korrelationskoeffizienten. Deshalb werden die relativen Beiträge der einzelnen Pixel einer Parzelle zum Maximum des Korrelationskoeffizienten in verschiedenen oben beschriebenen Methoden der Höhenzuordnung berücksichtigt. Zur Verdeutlichung des Zusammenhangs werden die Strahldichten der Pixel ihren relativen Beiträgen zum Maximum des Korrelationskoeffizienten einer Parzelle gegenübergestellt. Abb. 3.1 gibt diesen Zusammenhang am Beispiel einer zweidimensionalen Häufigkeitsverteilung wieder. Es zeigt sich, daß die Häufigkeiten entlang eines C-förmigen Bandes aufgereiht sind. Die C-Form resultiert aus der Definition des Kreuzkorrelationskoeffizienten als Bilinear-Form, die im Spezialfall zweier identischer Flächen ( $a_{ij} - \bar{a} = b_{ij} - \bar{b}$ ) eine Parabel ist. Die Häufigkeit in der 3. Dimension (aus der Papierebene heraus, in Ziffern angegeben) entlang des Bandes sowie dessen Breite sind durch die miteinander korrelierten Flächen und deren Ausprägung (Formeninhalte der Parzellen, kontinuierlicher Zusammenhang, Kontrast, ...) gegeben. Die Öffnung der C-Form gibt den Kontrast innerhalb der verfolgten Parzelle b wieder.

Es tragen diejenigen Pixel einer Parzelle in besonderer Weise zum Korrelationskoeffizienten bei, die sich vom Mittelwert der Strahldichte einer Parzelle deutlich unterscheiden. Das sind einerseits die warmen und andererseits die kalten Pixel. Die Beiträge der einzelnen Pixel zum Korrelationskoeffizienten sind auf die Standardabweichungen der Strahldichten ihrer Parzellen bezogen. Damit haben die Pixel-Paare in den Parzellen a und b, die überdurchschnittlich zum Korrelationskoeffizienten beitragen, einen Wert größer als 1. Die Pixel hingegen, deren Beiträge unwesentlich in die Berechnung des Korrelationskoeffizienten eingehen, besitzen einen Wert kleiner als 1.

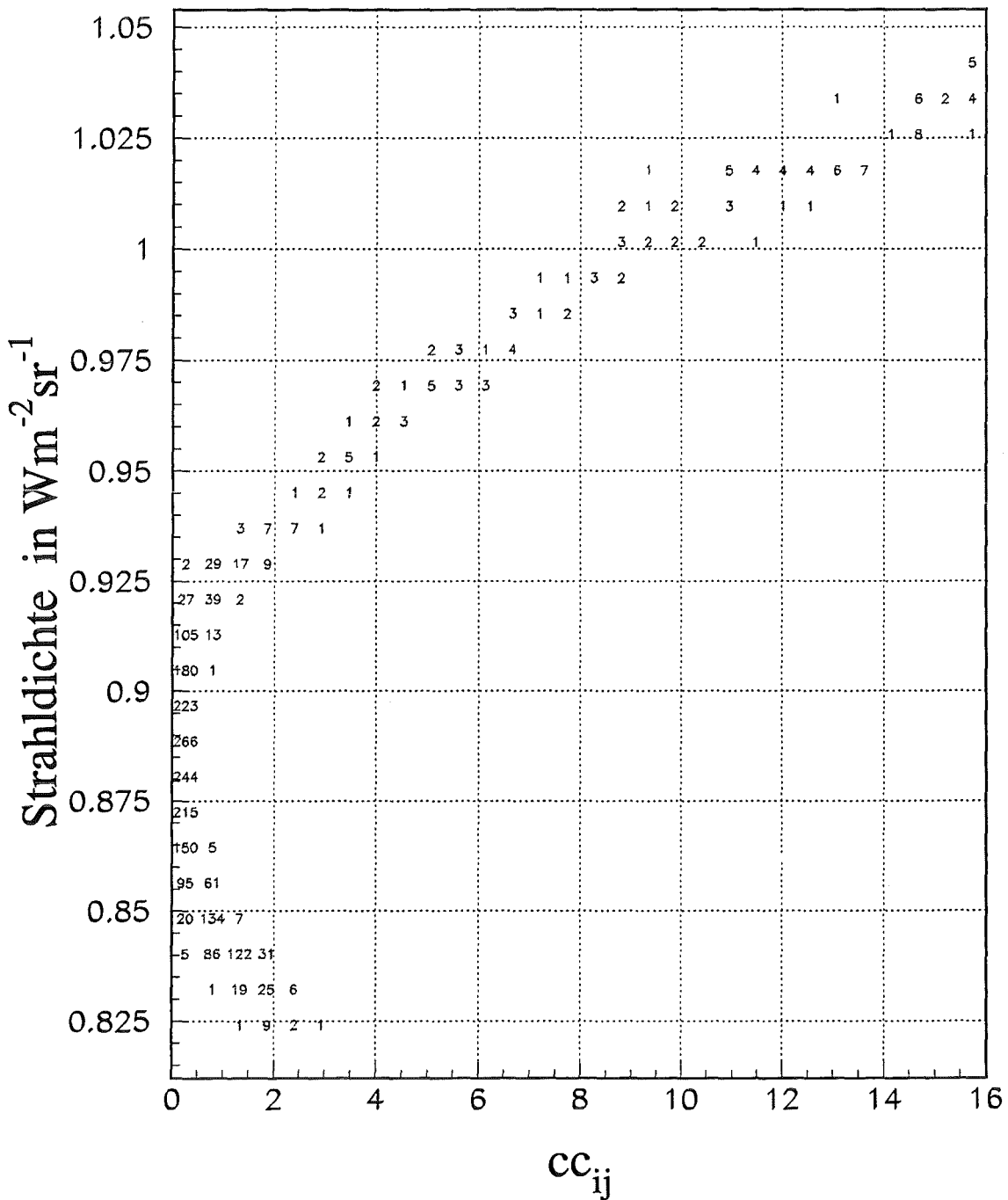
Abb. 3.1 gibt beispielhaft eine annähernd symmetrische Verteilung einer 48 x 48 Pixel umfassenden Parzelle wieder (berechnet aus dem WV-Bild an den geographischen Koordinaten der RS-Station BOULMER, 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC). Man erkennt, daß die warmen und kalten Pixel in diesem Fall gleichermaßen zum Maximum des Korrelationskoeffizienten beigetragen haben.

Im allgemeinen sind die beiden Äste der Verteilung nicht symmetrisch ausgeprägt. In Abb. 3.2 (berechnet aus dem WV-Bild an den geographischen Koordinaten der RS-Station BUDAPEST, 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC) überwiegt der warme Ast, in Abb. 3.3 (berechnet aus dem WV-Bild an den geographischen Koordinaten der RS-Station ZAGREB, 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC) überwiegt der kalte Ast. Man kann aus den Abbildungen erkennen, daß nur relativ wenige von den  $48 \times 48 = 2304$  Pixeln einer Parzelle einen größeren Anteil am Wert des Korrelationskoeffizienten haben.



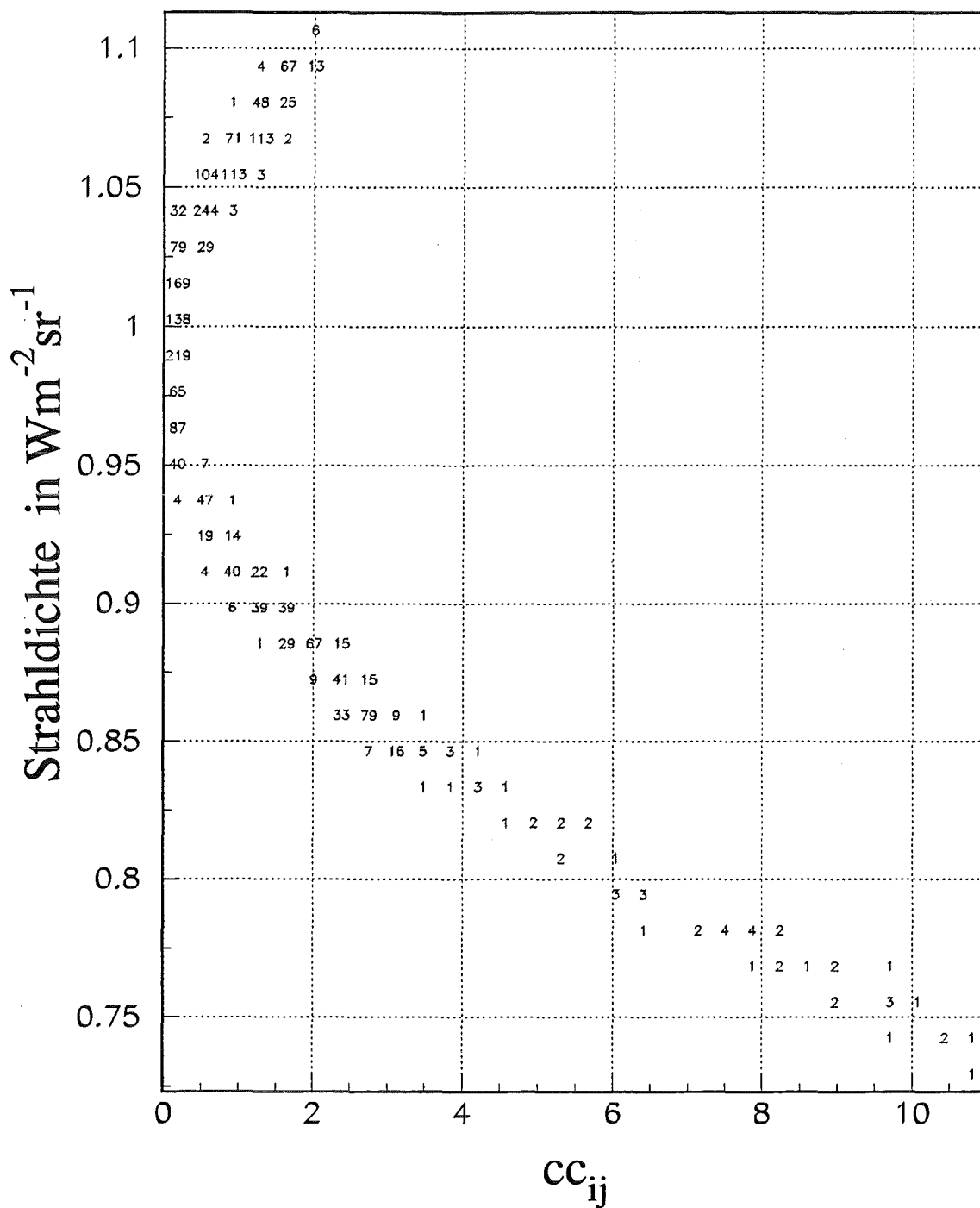
## Rel. Beitrag zum Korrelationskoeffizient

Abbildung 3.1: Beispiel für eine annähernd symmetrische Verteilung der Beiträge zum Korrelationskoeffizienten. Aufgetragen ist die Häufigkeit der Pixel einer 48 x 48 Parzelle über deren Strahldichte und deren relativen Beitrag zum Korrelationskoeffizienten, berechnet aus dem WV-Bild an den geographischen Koordinaten der RS-Station BOULMER, 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC



## Rel. Beitrag zum Korrelationskoeffizient

Abbildung 3.2: Beispiel für eine Verteilung der Beiträge zum Korrelationskoeffizienten mit überwiegendem warmen Ast. Aufgetragen ist die Häufigkeit der Pixel einer 48 x 48 Parzelle über deren Strahl-dichte und deren relativen Beitrag zum Korrelationskoeffizienten, berechnet aus dem WV-Bild an den geographischen Koordinaten der RS-Station BUDAPEST, 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC



## Rel. Beitrag zum Korrelationskoeffizient

Abbildung 3.3: Beispiel für eine Verteilung der Beiträge zum Korrelationskoeffizienten mit überwiegendem kalten Ast. Aufgetragen ist die Häufigkeit der Pixel einer 48 x 48 Parzelle über deren Strahl-dichte und deren relativen Beitrag zum Korrelationskoeffizienten, berechnet aus dem WV-Bild an den geographischen Koordinaten der RS-Station ZAGREB, 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC

Ein anderer interessanter Gesichtspunkt bzgl. der oben aufgeführten Höhendefinitionen ist die Variation der Beitragsfunktion in Abhängigkeit von der besonderen meteorologischen Situation, d.h. vom aktuellen Temperatur- und Feuchteprofil.

In Abb. 3.4 sind 4 verschiedene Beitragsfunktionen bei unbewölkter Atmosphäre (6. Juni 1996) dargestellt, die mit Hilfe von Radiosonden-Profilen berechnet wurden. Weiterhin sind die Temperatur- und Taupunktsprofile eingezeichnet. Die Taupunktstemperatur ist eine physikalische Größe, die in die relative Feuchte umgerechnet werden kann. Wenn sich das Temperatur- und Taupunktsprofil berühren, liegt die relative Feuchte bei 100 %. Je größer die Differenz zwischen Temperatur- und Taupunktstemperatur ist, desto geringer ist die relative Feuchte.

In den meisten Fällen liegt das Maximum der Beitragsfunktion in einer Höhe im Bereich zwischen 400 und 500 hPa. Das Maximum der Beitragfunktion kann auch wie z.B. für WITTSTOCK oder LEGIONOWO in größeren Höhen (zwischen 300 und 400 hPa) beobachtet werden. Das sind jedoch Ausnahmefälle, ebenso wie die Berechnungen für VALENTIA oder DURBAN, bei denen das Maximum der Beitragfunktion in geringeren Höhen gefunden wird (zwischen 500 und 600 hPa).

Aber nicht nur die absolute Höhe des Maximums der Beitragsfunktion ist für die folgenden Betrachtungen wichtig. Auch die Form der Beitragsfunktion, d.h. die Breite der Funktion, sollte bei der Untersuchung der Höhenzuordnung der Verschiebungsvektoren, berücksichtigt werden.

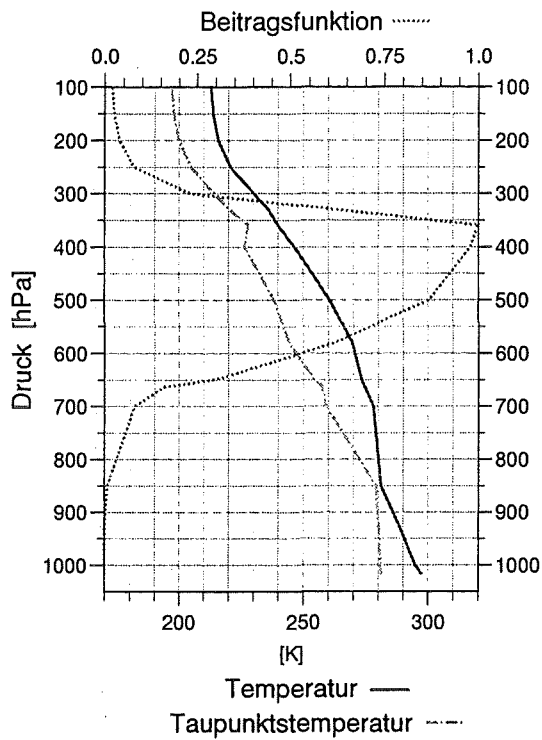
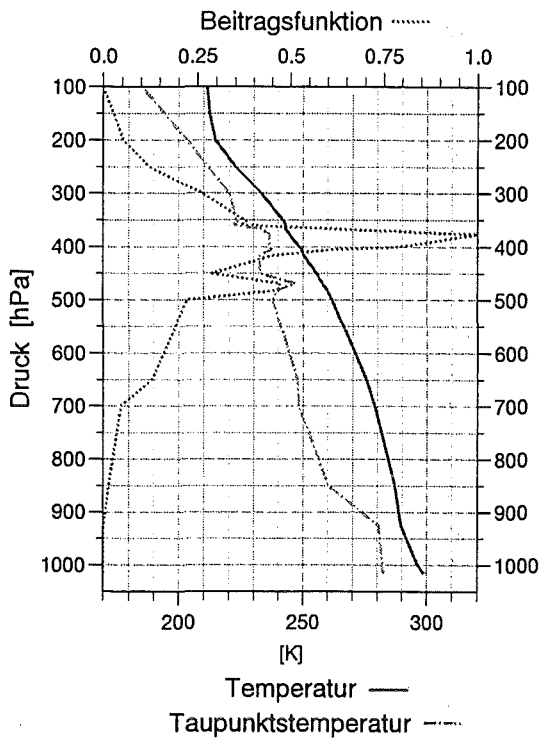
Abb. 3.5 gibt 4 verschiedene Beitragsfunktionen bei unbewölkter Atmosphäre wieder (6. Juni 1996), deren Peak entweder recht breit geformt ist (IZMIR oder DRESDEN) oder einen eher schmalen Peak aufweisen (KING KHALED oder HILLSBOROUGH).

Man erkennt an diesen Darstellungen, welchen großen Einfluß das Vertikalprofil der Taupunktstemperatur auf die Form der Beitragsfunktion nimmt. Wenn ein sprunghafter Verlauf des Taupunktsprofils im relevanten Höhenbereich gegeben ist, reagiert die berechnete Beitragsfunktion empfindlich darauf.

Wenn man die großen Meßfehler für das Taupunktsprofil berücksichtigt, wird die Problematik hinsichtlich einer korrekten Bestimmung des Maximums der Beitragsfunktion sowie deren Form für einen Vergleich der unterschiedlichen Höhendefinitionen deutlich.

WITTSTOCK 6. JUNI 96, 11 UHR UTC

LEGIONOWO 6. JUNI 96, 11 UHR UTC



VALENTIA 6. JUNI 96, 11 UHR UTC

DURBAN 6. JUNI 96, 11 UHR UTC

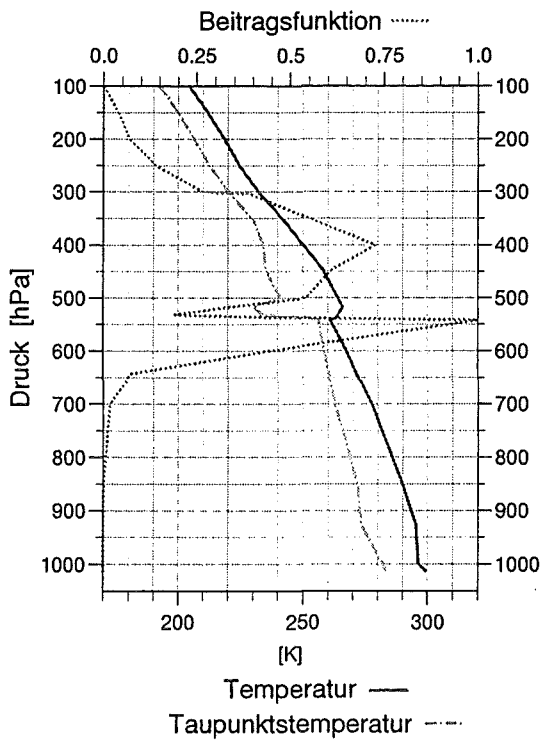
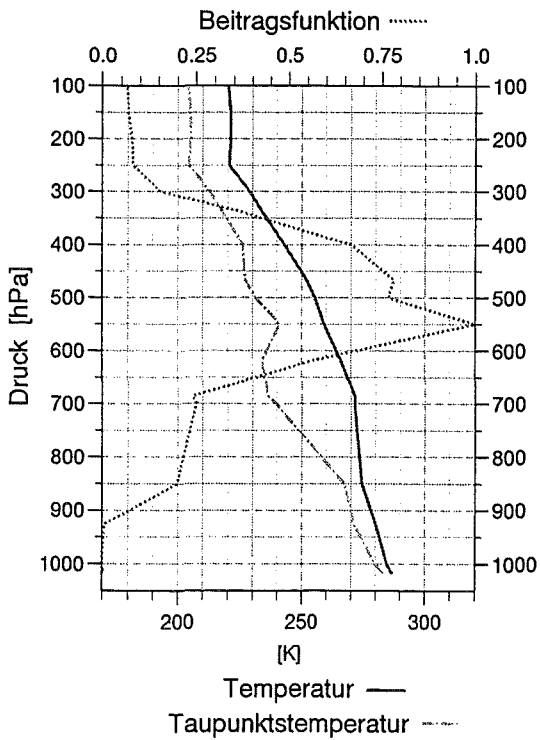
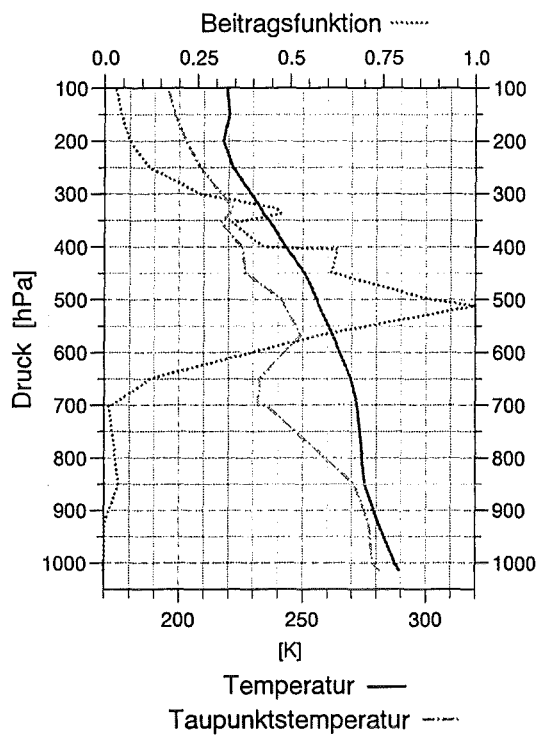
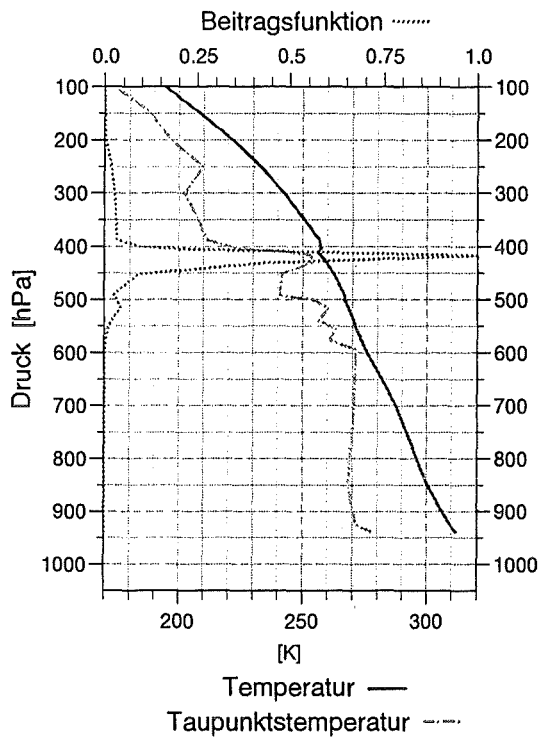


Abbildung 3.4: Vier ausgewählte Beitragsfunktionen in Abhängigkeit der zugehörigen Temperatur- und Taupunktsprofile für den 6. Juni 1996



KING KHALED 6. JUNI 96, 11 UHR UTC

HILLSBOROUGH 6. JUNI 96, 11 UHR UTC



IZMIR 6. JUNI 96, 12 UHR UTC

DRESDEN 6. JUNI 96, 11 UHR UTC

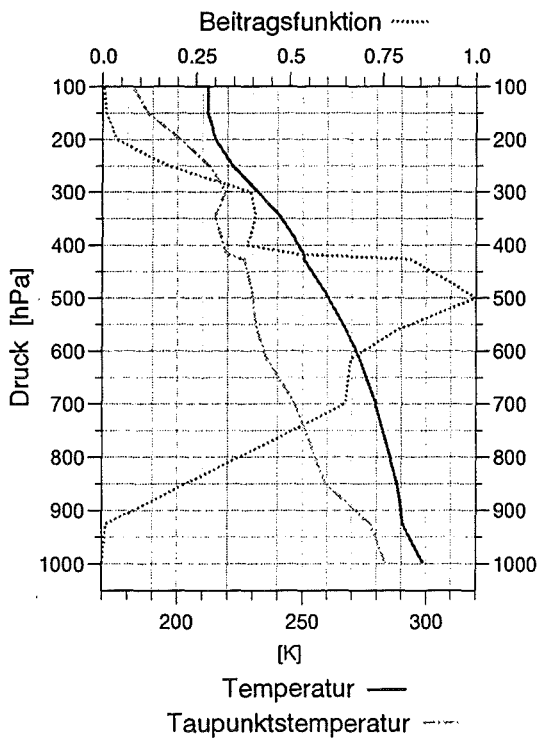
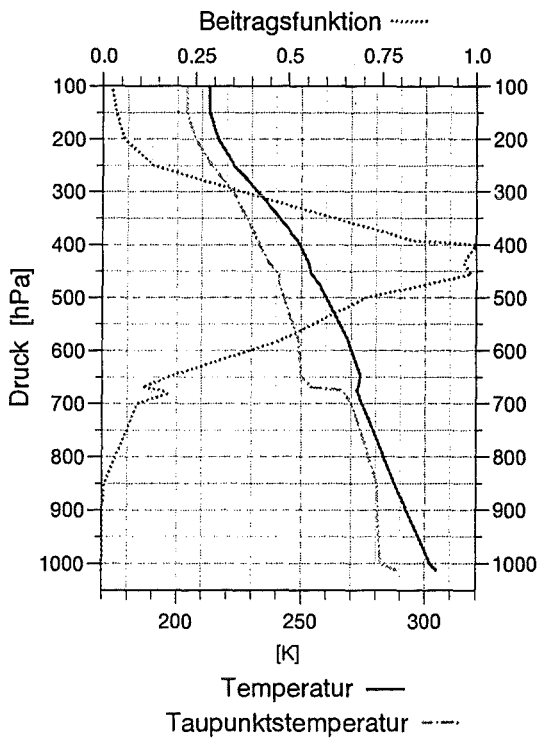


Abbildung 3.5: Weitere vier ausgewählte Beitragsfunktionen in Abhängigkeit der zugehörigen Temperatur- und Taupunktsprofile für den 6. Juni 1996



# Kapitel 4

## Auswertung der Szene vom 21.6.1989, 12 Uhr UTC

### 4.1 Vergleich der Verschiebungsvektoren mit Radiosonden-Profilwinden

Zu Beginn der Arbeit wurde eine Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC bearbeitet, da die hierfür notwendigen Daten schon für zuvor im Rahmen der Mitarbeitergruppe absolvierte Arbeiten beschafft worden waren. Insbesondere waren schon Vergleiche der Verschiebungsvektoren dieser Szene mit ECMWF-Modelldaten durchgeführt worden. Dabei konnte noch keine eindeutige Aussage über eine geeignete Höhenzuordnung getroffen werden (BÜCHE ET AL. [7]).

Dagegen konnte bei Verwendung von Radiosondendaten eine Verbesserung der Resultate erwartet werden, da diese (ebenso wie die METEOSAT-Bilder) Meßdaten für einen bestimmten Ort und Zeitpunkt sind, wohingegen ECMWF-Daten in Zeit und Raum gemittelte Werte darstellen.

Zur Beurteilung der Übereinstimmung zwischen den Wasserdampfverschiebungsvektoren und den Radiosondenwindvektoren können verschiedene Größen betrachtet werden:

- Die relative Längendifferenz der Vektoren:

$$\frac{|\vec{v}_{RS}| - |\vec{v}_{WV}|}{|\vec{v}_{RS}|} \quad \text{bzw.} \quad 2 \cdot \frac{|\vec{v}_{RS}| - |\vec{v}_{WV}|}{|\vec{v}_{RS}| + |\vec{v}_{WV}|} \quad (4.1)$$

- Die Winkeldifferenz der Vektoren:

$$\sphericalangle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV}) \quad (4.2)$$

- Die relative Vektordifferenz:

$$\frac{|\vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV}|}{|\vec{v}_{RS}|} \quad \text{bzw.} \quad 2 \cdot \frac{|\vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV}|}{|\vec{v}_{RS}| + |\vec{v}_{WV}|} \quad (4.3)$$

Die relativen Abweichungen können entweder berechnet werden, indem man die Abweichung der Beträge bzw. der Vektoren durch den Betrag des Radiosondenwindes dividiert, oder indem man durch den Mittelwert der Beträge der beiden Vektoren dividiert. Als Motivation für die erste Variante kann man anführen, daß der Radiosonden-Wind die Referenzgröße darstellt und man daher für den Vergleich der zu untersuchenden Größe die Differenz auf den Referenzwert normieren möchte. Der Vorteil der zweiten Variante ist, daß in diesem Fall der Wertebereich der Größen beschränkt ist und dadurch die Zahlen für die verschiedenen Höhenzuordnungen besser verglichen werden können. Die relative Längendifferenz hat somit einen Wertebereich von -200 % bis + 200 %, und die relative Vektordifferenz variiert im Intervall von 0 bis 200 %.

Für die Untersuchung der Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC wurde die erste Variante bevorzugt. An Vergleichsdaten lagen insgesamt 162 Radiosonden-Profile im Blickfeld des Satelliten mit gemessenen Werten bis mindestens 400 hPa vor. Die Temperatur- und Feuchteprofile, die nicht bis 100 hPa reichten, wurden extrapoliert. Dabei wurde der Temperaturgradient aus den beiden höchsten Niveaus, bei denen Daten vorhanden waren, bestimmt und bis zur Höhe der Tropopause konstant gehalten (allerdings reichte das Temperaturprofil meist bis 100 hPa). Zwischen 25° Süd und 35° Nord wurde die Tropopause mit 17 km, in den außertropischen Gebieten mit 11.5 km angesetzt. Die Taupunkttemperatur wurde extrapoliert, indem die letzte gemessene Taupunktdifferenz beibehalten wurde.

Von den 162 RS-Profilen befanden sich 128 Radiosonden-Aufstiegsorte innerhalb eines Abstandes von 62.5° auf den Großkreisen um den Erdmittelpunkt und durch den Subsatellitenpunkt und der größte Teil von diesen im europäischen Raum. Für die geographischen Koordinaten der RS-Aufstiegsorte außerhalb dieses Abstandes wurden keine Verschiebungsvektoren berechnet, da die räumliche Auflösung am Bildrand zu gering ist. Nach Anwendung des Korrelationsverfahrens konnten insgesamt 72 gute Verschiebungsvektoren für die geographischen Koordinaten der 128 RS-Stationen bestimmt werden (FILIPOWSKI (1994) [16]).

Als Qualitätskriterium wurde gefordert, daß die relative Längendifferenz des Verschiebungsvektors von Bild A nach Bild B und des Verschiebungsvektors von Bild B nach Bild C nicht größer als 40 % sein sollte. Ebenso mußte der eingeschlossene Winkel kleiner als 30° sein.

Wie schon zuvor wurde eine Unterscheidung der Parzellen um die Sondenstationen nach unbewölkter (bzw. nur vorhandenen tiefliegenden Wolken) und bewölkter Atmosphäre (Existenz von mittelhohen und hochliegenden Wolken) vorgenommen. Um die Genauigkeit der Strahlungsübertragungsberechnungen zu verbessern, wurde die zum damaligen Zeitpunkt neueste Version von MODTRAN (ANDERSON ET AL. (1995) [1]; MODTRAN 3 V1.5) verwendet. Die korrekte Installation wurde anhand von mitgelieferten Testbeispielen überprüft.

Die Parzellengröße für die Auswertung der genannten Szene wurde zu 48 x 48 Pixeln festgelegt. Einen Überblick über die Vergleiche zwischen den Verschiebungsvektoren und den RS-Winden für die drei Höhenzuordnungen  $z_1$ ,  $z_2$  und  $z_3$  gibt die Tabelle 4.1. Zur Berechnung von  $z_3$  wurde zunächst der Mittelwert der Strahldichte der Parzelle

verwendet. Die geringfügig verschiedene Anzahl der für die einzelnen Höhenzuordnungen herangezogenen Sondenprofile ist auf den Umstand zurückzuführen, daß die Windprofile der 72 Sonden nicht immer vollständig bis 100 hPa vorlagen. Im allgemeinen liegt die Höhe  $z_1$  niedriger als  $z_2$  und diese wiederum niedriger als  $z_3$ . In Ausnahmefällen kann sich diese Reihenfolge in Abhängigkeit vom Verlauf der Beitragsfunktion auch umkehren. Die Differenz zwischen  $z_3$  und  $z_1$  beträgt ca. 2,2 km (BÜCHE ET AL. (1998) [10]), in einigen Fällen jedoch weniger als 1 km (BÜCHE ET AL. (1994) [7]).

Um die berechneten Zahlenwerte besser beurteilen zu können, sind für die relativen Vektordifferenzen jeweils die minimal erreichbaren Werte angegeben. Diese werden berechnet, indem für jedes Sondenprofil derjenige Sondenwind gesucht wird, der mit dem Verschiebungsvektor am besten übereinstimmt. Das Sondenprofil wurde hierfür quasikontinuierlich mit einer Schrittweite von 0,1 hPa abgetastet.

In den drei Teilen der Tabelle 4.1 zeichnet sich keine der beschriebenen Höhendefinitionen aus. Korrekterweise ist nur der Vergleich der unbewölkten Fälle erlaubt, da die Berechnungen unter der Annahme einer unbewölkten Atmosphäre durchgeführt wurden. Es zeigt sich dementsprechend eine deutliche Reduktion der Standardabweichung für die unbewölkten Stationen im Vergleich mit den bewölkten.

Aber alle Differenzen sind weit von den minimal möglichen Werten entfernt. Zunächst bleibt offen, ob durch weitere Modifikationen der Höhenzuordnungen die minimalen Abweichungen auch erreicht werden können.

Bisher wurden Radiosonden-Daten als Referenzdaten herangezogen. Um eine Vorstellung von deren Genauigkeit zu gewinnen, kann man die RS-Winde mit denen vergleichen, die das ECMWF-Modell in seiner Analyse enthält (interpoliert auf die geographischen Koordinaten der RS-Stationen). Die beiden Datensätze sind aber nicht unabhängig voneinander, vielmehr sind RS-Profildaten auch Eingabedaten für das Modell. Sie werden im Rahmen der Datenassimilation verschiedenen Qualitätskriterien unterworfen, bevor sie zu den Stützstellen des Modells beitragen. Tabelle 4.2 gibt eine Übersicht über die Abweichungen der RS-Winde von den ECMWF-Winden für die Hauptdruckflächen des ECMWF-Modells. Da dieser Vergleich unabhängig von der Auswertung der WV-Bilder ist, können alle 162 verfügbaren RS-Profile dieser Szene verwendet werden. Allerdings sind die RS-Windprofile oft nicht vollständig, so daß sich die Anzahl für die einzelnen Hauptdruckflächen jeweils etwas verringert.

Man erkennt in Tabelle 4.2, daß im relevanten Höhenbereich von 700 hPa bis 300 hPa die Unsicherheiten in den Referenzdaten sogar etwas größer ausfallen als bei den Abweichungen von WV-Verschiebungsvektoren und RS-Winden. Für eine vorläufige Beurteilung soll an dieser Stelle angenommen werden, daß diese Ungenauigkeiten in den Referenzdaten nicht wesentlich unterschritten werden können, wenn man die Verschiebungsvektoren entweder mit RS-Winden oder mit ECMWF-Winden vergleicht. Aufgrund dieser Überlegungen erscheint kaum möglich, durch weitere Modifikationen der Höhenzuordnung bessere Übereinstimmungen erzielen zu können, die von vergleichbarer Größe wie die kleinsten erreichbaren Abweichungen sind.

Als weiteren Gesichtspunkt muß man berücksichtigen, daß auch die WV-

Verschiebungsvektoren Ungenauigkeiten aufweisen. Somit sind die angeführten Ungenauigkeiten der Referenzdaten (RS- bzw. ECMWF-Profil) nur als untere Grenzen für eine Fehlerabschätzung zu betrachten. Aus diesem Grunde wurde im gegenwärtigen Rahmen von weiteren Untersuchungen abgesehen, die sich auf ein einzelnes Höhenniveau beziehen. Alternativ können mittlere Winde aus den RS-Profilen gebildet werden. Gemäß Gl. 3.7 kann man einen solchen mittleren Wind versuchsweise bilden, indem man eine Gewichtung des RS-Windprofils mit der Beitragsfunktion durchführt (Gleichung 3.7). Der so gebildete mittlere Wind wird im folgenden mit  $(u, v)_1$  bezeichnet.

Eine weitere Definition ist durch Gleichung 3.8 gegeben. Hierbei wird ein mittlerer Wind berechnet, indem das RS-Windprofil in demjenigen Höhenintervall gewichtet wird, das dem Strahldichtebereich der Parzelle entspricht. Die Gewichtung erfolgt hierbei sinnvollerweise mit Hilfe des Korrelationskoeffizienten, da diejenigen Höhenschichten bevorzugt werden sollen, die auch große Beiträge für die Ableitung der Verschiebungsvektoren liefern.

Um möglichst genau das Verfahren abzubilden, das bei der Berechnung der Verschiebungsvektoren angewendet wird, wurde zunächst ein mittlerer Wind mit Hilfe des Korrelationskoeffizienten berechnet, der aus der Anwendung des Korrelationsverfahrens auf die Bilder A und B resultiert. Es wird somit bei einer Parzellengröße von 48 x 48 Pixel ein mittlerer Wind aus 2304 Windvektoren gebildet. Entsprechend wurde ein mittlerer Wind berechnet, indem mit Hilfe des zu der Bildfolge B und C zugehörigen Korrelationskoeffizienten gewichtet wurde. Diese beiden mittleren Winde werden dann vektoriell gemittelt. Der so gebildete mittlere Wind wird im folgenden mit  $(u, v)_2$  bezeichnet.

Tabelle 4.3 gibt eine Darstellung der Vergleiche der mittleren Winde  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  mit den Verschiebungsvektoren. Die unterschiedlichen Zahlenangaben für die Anzahl der ausgewerteten RS-Stationen ist wie zuvor darauf zurückzuführen, daß die Windprofile dieser Szene nicht immer vollständig vorlagen. Einerseits waren oft nur Werte bis zu einer bestimmten Höhe angegeben. Somit konnte keine Höhenzuordnung mehr getroffen werden, wenn die berechnete Höhe oberhalb des vorliegenden Windprofils bestimmt wurde, da Windprofile nicht extrapoliert werden können. Andererseits waren die Windprofile oft in einem breiteren Höhenbereich lückenhaft. Auch dann konnte kein Vergleich mehr durchgeführt werden, wenn die berechnete Höhe innerhalb dieses Intervalls lag.

Als Ergebnis muß man feststellen, daß diese mittleren Winde ebenfalls zu keinen signifikanten Verbesserungen geführt haben.

Anzahl $n$	$\frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$\frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>			
52	0.12 ; 0.40	0.68 ; 36.16 °	0.54 ; 0.45 * (0.28 ; 0.23)
30 unbewölkt	0.16 ; 0.30	4.13 ; 19.38 °	0.41 ; 0.21 * (0.22 ; 0.15)
22 bewölkt	0.05 ; 0.51	-4.04 ; 51.15 °	0.73 ; 0.62 * (0.35 ; 0.29)
<b>Effektive Höhe <math>z_2</math></b>			
45	0.18 ; 0.44	2.12 ; 39.79 °	0.61 ; 0.49 * (0.28 ; 0.24)
24 unbewölkt	0.26 ; 0.33	9.72 ; 22.69 °	0.48 ; 0.23 * (0.22 ; 0.15)
21 bewölkt	0.08 ; 0.53	-6.57 ; 52.36 °	0.75 ; 0.66 * (0.35 ; 0.30)
<b>Höhe <math>z_3</math></b>			
43	0.14 ; 0.46	3.19 ; 33.46 °	0.58 ; 0.46 * (0.23 ; 0.16)
30 unbewölkt	0.16 ; 0.43	3.56 ; 18.79 °	0.47 ; 0.25 * (0.21 ; 0.15)
13 bewölkt	0.08 ; 0.54	2.34 ; 55.34 °	0.84 ; 0.68 * (0.26 ; 0.20)

Hier (\*) ist in Klammern die kleinste erzielbare Vektordifferenz als Referenzwert angegeben, ermittelt aus den bestmöglichen Übereinstimmungen in den betreffenden Profilen bei frei variierender Höhe.

Tabelle 4.1: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1$ ,  $z_2$  und  $z_3$ ; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

Hauptdruckfläche [hPa]	Anzahl $n$	$\frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{EC} }{ \vec{v}_{RS} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{EC})$ $\bar{x}; s$	$\frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{EC} }{ \vec{v}_{RS} }$ $\bar{x}; s$
1000	63	-0.21 ; 0.71	2.62 ; 44.60 °	0.77 ; 0.83
850	148	-0.08 ; 0.54	2.04 ; 33.71 °	0.52 ; 0.60
700	149	-0.07 ; 0.51	-1.05 ; 24.70 °	0.42 ; 0.50
500	148	-0.08 ; 0.49	-2.38 ; 25.49 °	0.36 ; 0.53
400	142	-0.07 ; 0.44	-1.86 ; 18.67 °	0.30 ; 0.44
300	108	-0.06 ; 0.53	-2.52 ; 19.92 °	0.34 ; 0.60
250	78	0.00 ; 0.35	-1.83 ; 23.04 °	0.30 ; 0.35
200	73	-0.04 ; 0.29	3.02 ; 13.21 °	0.27 ; 0.25
150	72	-0.03 ; 0.23	0.68 ; 17.54 °	0.26 ; 0.23
100	67	-0.01 ; 0.29	0.31 ; 22.60 °	0.32 ; 0.34

Tabelle 4.2: Differenz von Radiosonden- und ECMWF-Windvektor auf den atmosphärischen Hauptdruckflächen; Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

Anzahl $n$	$\frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$\frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS} }$ $\bar{x}; s$
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>			
53	-0.01 ; 0.55	-0.47 ; 37.39 °	0.62 ; 0.64
30 unbewölkt	0.08 ; 0.34	4.17 ; 20.36 °	0.42 ; 0.24
23 bewölkt	-0.12 ; 0.73	-6.53 ; 51.87 °	0.89 ; 0.87
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>			
34	0.11 ; 0.48	6.64 ; 31.04 °	0.57 ; 0.45
25 unbewölkt	0.14 ; 0.43	5.38 ; 19.00 °	0.46 ; 0.26
9 bewölkt	0.01 ; 0.62	10.34 ; 53.61 °	0.85 ; 0.72

Tabelle 4.3: Differenz von den gemittelten Winden  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  und Verschiebungsvektor; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)



## 4.2 Vergleich von gemessenen mit berechneten Strahldichten

Im Laufe der Auswertung der Szene vom 21. Juni 1989 hat sich eine zuvor schon an ECMWF-Profilen aufgefundene Diskrepanz zwischen den berechneten und den aus den WV-Bildern erhältlichen Strahldichten bestätigt. Die Eichung erfolgt hierbei (wie in Kap. 1.3 beschrieben) mit Hilfe des von EUMETSAT angegebenen Eichkoeffizienten, der auf die gemessenen Grauwerte angewendet wird.

Diese Diskrepanz übertrifft bei weitem die Angaben von EUMETSAT über die Genauigkeit der Strahldichten in den WV-Bildern. Tabelle 4.4 gibt einen Überblick über den Strahldichtevergleich für die Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC. Besonders

Anzahl	$L_{mess} - L_{rech}$ [ $Wm^{-2}sr^{-1}$ ]	$2 \cdot \frac{L_{mess} - L_{rech}}{L_{mess} + L_{rech}}$
$n$	$\bar{x}; s$	$\bar{x}; s$
162	0.12 ; 0.28	0.17 ; 0.38
62 unbewölkt	0.31 ; 0.21	0.40 ; 0.25
100 bewölkt	0.01 ; 0.25	0.03 ; 0.37

Tabelle 4.4: Strahldichtevergleich zwischen gemessener ( $L_{mess}$ ) und berechneter ( $L_{rech}$ ) Strahldichte, Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

auffällig ist die große Abweichung von 40 % für den Mittelwert des relativen Strahldichtevergleichs bei den unbewölkten RS-Stationen.

Eine gute Übereinstimmung von gemessenen und berechneten Strahldichten ist für die Bearbeitung der Themenstellung von großer Bedeutung. Andernfalls können die oben aufgeführten Höhenzuordnungen zu größeren Abweichungen führen. Die Höhendefinition  $z_3$  stützt sich auf die vom Satelliten gemessene Strahldichte. Die anderen Höhendefinitionen verwenden die berechnete atmosphärische Beitragsfunktion. Die Summe der einzelnen Anteile der Beitragsfunktion sollte aber mit der gemessenen Strahldichte übereinstimmen. Stellt man dagegen eine Diskrepanz fest, können die verschiedenen Höhendefinitionen nur bedingt miteinander verglichen werden. Deshalb wurde versucht, die Ursachen für diese große Diskrepanz zu finden. Kontrollrechnungen mit dem Strahlungsübertragungsprogramm FASCOD 2 ergaben vergleichbare Diskrepanzen.

Um Fehler bei der eigenen Berechnung der Strahldichten ausschließen zu können, wurde diese aufgefundene Diskrepanz in den Strahldichten mit Vertretern von EUMETSAT diskutiert. Dazu wurden die verwendeten Sondenprofile der Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC Vertretern von EUMETSAT zur Verfügung gestellt. Anschließend wurde Schritt für Schritt bei der Berechnung der Strahldichten die eigenen Ergebnisse mit den von EUMETSAT erzielten Ergebnissen verglichen, mit dem Resultat, daß die in dieser Arbeit berechneten Strahldichten von Vertretern

von EUMETSAT bestätigt wurden. Die aufgefundenen Diskrepanzen in den Strahldichten müssen demnach entweder den Eingabedaten (z. B. mangelhafte Güte der Feuchteprofile in den Sondendaten) oder dem von EUMETSAT bestimmten Eichkoeffizienten zugewiesen werden.

Ursachen für eine möglicherweise mangelnde Qualität der Feuchteprofile können einerseits mit der trockenen Wetterlage der untersuchten Szene und andererseits mit einer ungenügenden Feuchtemeßtechnik bei vielen Radiosonden im Jahr 1989 zusammenhängen. Hier sei auf die Diskussion im Kapitel 1.2.4 und auf die Abbildung 1.8 hingewiesen. Weiterhin sei an dieser Stelle erwähnt, daß EUMETSAT im Rahmen einer Rekalibrierung des WV-Kanals im Jahre 1994 den Eichkoeffizienten um ca. 8 % verringert hat (VAN DE BERG ET AL. (1995) [2]).

Außerdem wurde mit Hilfe von Testrechnungen festgestellt, daß das Strahlungstransportprogramm MODTRAN ca. 5 % geringere Strahldichten berechnet im Vergleich mit dem von EUMETSAT verwendeten Strahlungstransportprogramm.

Die Abweichungen in den Strahlungstransportrechnungen reichen jedoch nicht aus, um die großen Diskrepanzen zwischen gemessenen und berechneten Strahldichten zu erklären. Hingegen muß angenommen werden, daß insbesondere die Feuchteprofile unter den verwendeten RS-Profilen große Meßfehler aufweisen. Es ist allerdings nicht möglich, die Feuchteprofile nachträglich zu korrigieren, da nicht bekannt ist, in welchen Höhenbereichen fehlerhafte Werte vorliegen. Man hat allenfalls die Möglichkeit, die RS-Profile mit schlechten Übereinstimmungen in der Strahldichte auszusortieren. Auch bei dem von EUMETSAT angewandten Verfahren zur Bestimmung des Eichkoeffizienten werden RS-Profile nach gewissen Qualitätskriterien aussortiert. Allerdings konnte bei der Auswertung der Szene von 21. Juni 1989 nicht auf diese Weise verfahren werden, da für nahezu alle RS-Profile große Abweichungen berechnet wurden.

Als Konsequenz hieraus wurde beschlossen, eine Szene neueren Datums (6. Juni 1996, 12 Uhr UTC) für die weiteren Untersuchungen zu verwenden.

# Kapitel 5

## Auswertung der Szene vom 6.6.1996, 12 Uhr UTC

Die hierfür notwendigen Daten wurden einerseits von EUMETSAT (METEOSAT WV- und IR-Bilder) und vom DWD (Radiosonden-Daten) zur Verfügung gestellt. Um einen möglichst vollständigen Datensatz zur Verfügung zu haben, wurden auch ECMWF-Daten für diese Szene beschafft. Im Rahmen eines anderen Forschungsprogrammes des IMK wurden diese Daten (nach Entschlüsselung mit einer speziellen Software) über das Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, Abteilung Globale Umweltveränderungen, bezogen.

Die Strahlungstransportrechnungen wurden mit der zum damaligen Zeitpunkt neuesten Version von MODTRAN (MODTRAN 3.5 Version 1.1) durchgeführt.

### 5.1 Vergleich von gemessenen mit berechneten Strahldichten

Zunächst wurde die Konsistenz des vorliegenden Datensatzes überprüft. Bei der Untersuchung der Szene vom 21. Juni 1989 waren große Abweichungen zwischen den gemessenen und den berechneten Strahldichten festgestellt worden.

Bei der Untersuchung der neuen Szene vom 6. Juni 1996 konnte eine bessere Übereinstimmung der Strahldichten erzielt werden. Nach der Entschlüsselung der RS-Daten lagen insgesamt 136 RS-Stationen innerhalb eines Abstandes von  $62.5^\circ$  vom Subsatellitenpunkt und wiesen ein Temperatur-Profil bis 100 hPa sowie ein Taupunktsprofil bis mindestens 400 hPa auf. Die fehlenden Feuchtwerte bis 100 hPa konnten aus den hier vorliegenden ECMWF-Daten ergänzt werden.

Beim Vergleich von aus Sondendaten berechneten mit geeichten Strahldichten (hier als Meßwerte bezeichnet) wurden die Zahlenwerte in Tabelle 5.1 ermittelt.

Ähnliche Zahlenwerte wurden beim Vergleich von mit ECMWF-Daten berechneten und gemessenen Strahldichten bestimmt (Tabelle 5.2). Hierbei konnten durch die Unterteilung des Vollbildes mit einem regelmäßigen Gitter insgesamt 3969 Parzellen

Anzahl $n$	$L_{mess} - L_{rech} (Wm^{-2}sr^{-1})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{L_{mess} - L_{rech}}{L_{mess} + L_{rech}}$ $\bar{x}; s$
136	0.09 ; 0.13	0.10 ; 0.23
59 unbewölkt	0.11 ; 0.14	0.12 ; 0.14
77 bewölkt	0.07 ; 0.12	0.09 ; 0.29

Tabelle 5.1: Vergleich zwischen gemessenen und mit Sondendaten berechneten Strahldichten, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

ausgewertet werden, die innerhalb des Abstandes von  $62.5^\circ$  vom Subsatellitenpunkt liegen. Betrachtet man die relative Abweichung der Strahldichten als relevantes Maß,

Anzahl $n$	$L_{mess} - L_{rech} (Wm^{-2}sr^{-1})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{L_{mess} - L_{rech}}{L_{mess} + L_{rech}}$ $\bar{x}; s$
3969	0.11 ; 0.15	0.10 ; 0.18
2529 unbewölkt	0.15 ; 0.13	0.14 ; 0.12
1440 bewölkt	0.04 ; 0.16	0.03 ; 0.25

Tabelle 5.2: Vergleich zwischen gemessenen und mit ECMWF-Daten berechneten Strahldichten, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

erkennt man, daß die Streuung im unbewölkten Fall deutlich geringer ausfällt. Dieses Ergebnis ist plausibel, da die Strahlungstransportrechnungen nur unter der Annahme einer unbewölkten Atmosphäre durchgeführt wurden. Die Unterscheidung zwischen bewölkt und unbewölkt ist also gelungen. Allerdings sind die gemessenen Strahldichten nach wie vor etwas zu groß (ca. eine Standardabweichung). Ein Teil der Abweichung ist darauf zurückzuführen, daß das Strahlungstransportprogramm MODTRAN (wie oben erwähnt) ca. 5 % geringere Strahldichten  $L_{rech}$  liefert als das von EUMETSAT verwendete Strahlungstransportprogramm für  $L_{mess}$ .

Es sei der Vollständigkeit halber auch noch der Vergleich der berechneten Strahldichten angeführt, wenn in einem Fall Sondendaten, im anderen Fall ECMWF-Daten (interpoliert auf die geographischen Koordinaten des Sondaufstieges) verwendet werden (Tabelle 5.3). Es soll vermerkt werden, daß aufgrund eines offensichtlich fehlerhaften Bereichs in den ECMWF-Daten für eine RS-Station kein Vergleich durchgeführt werden konnte.

Aus Tab. 5.3 geht hervor, daß die Daten der ECMWF-Analyse die Sondendaten bei einer Standardabweichung von 14 % im Mittel wiedergeben.

Zusammenfassend kann an dieser Stelle hervorgehoben werden, daß bzgl. der Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC deutlich bessere Voraussetzungen für die Untersuchung der Höhenzuordnung gegeben sind, da nun die unterschiedlichen Höhenzuordnungen aus einem annähernd konsistenten Datensatz hervorgehen.

Anzahl $n$	$L_{RS} - L_{ECMWF} (Wm^{-2}sr^{-1})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{L_{RS} - L_{ECMWF}}{L_{RS} + L_{ECMWF}}$ $\bar{x}; s$
135	0.00 ; 0.11	0.00 ; 0.12
59 unbewölkt	0.00 ; 0.14	0.00 ; 0.14
76 bewölkt	0.00 ; 0.09	-0.01 ; 0.11

Tabelle 5.3: Vergleich zwischen mit Sondendaten berechneten und mit ECMWF-Daten berechneten Strahldichten, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

## 5.2 Die atmosphärische Windscherung als empfindlicher Parameter für die Höhenzuordnung

Da die Auswertung der Szene vom 21. Juni 1989 keine signifikanten Unterschiede in der Höhenzuordnung lieferte, sind an dieser Stelle Überlegungen angebracht, unter welchen zusätzlichen Voraussetzungen ein signifikantes Ergebnis in der Höhenzuordnung erwartet werden kann.

Die Definitionen  $z_1$  bis  $z_3$  unterscheiden sich in der Höhe um ca. 2 km, in einigen Fällen jedoch nur um einige hundert Meter ( $z_3$  liegt höher als  $z_2$ ,  $z_2$  liegt höher als  $z_1$ ). Wenn man hinsichtlich dieser relativ geringen Differenzen deutliche Unterschiede in der Höhenzuordnung erzielen will, muß eine entsprechend große Windscherung des atmosphärischen Windprofils vorhanden sein.

In dieser Arbeit wird die Definition der Windscherung in folgender Weise verwendet: Man bestimmt die beiden Hauptdruckflächen im atmosphärischen Windprofil, die die Höhen  $z_1$  bis  $z_3$  oberhalb und unterhalb begrenzen (in der Regel liegen die relevanten Hauptdruckflächen im Bereich zwischen 700 hPa und 300 hPa). Dann berechnet man für jeweils zwei aufeinanderfolgende Hauptdruckflächen die Windscherung:

$$\frac{2 \cdot \frac{|\vec{v}_1 - \vec{v}_2|}{|\vec{v}_1| + |\vec{v}_2|}}{z_1 - z_2} \quad (5.1)$$

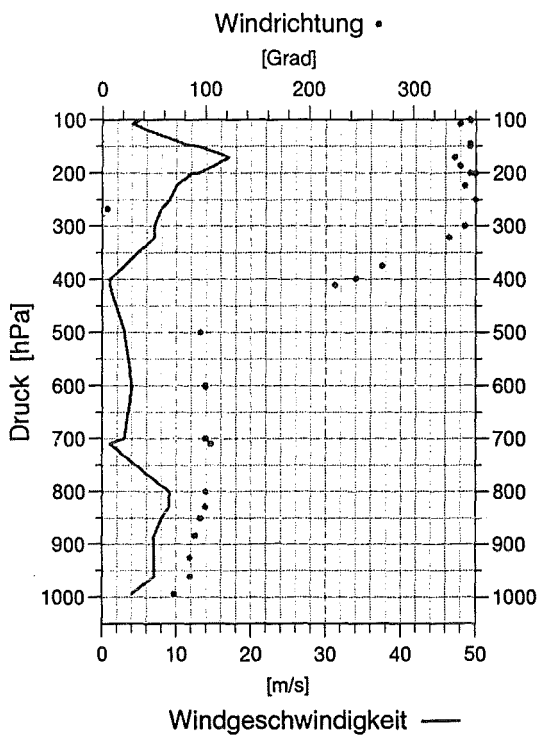
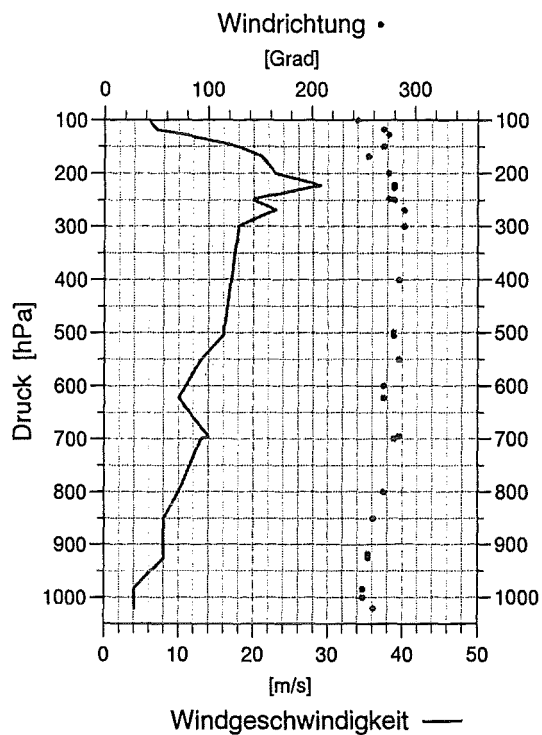
Dabei entspricht der Zähler der relativen Vektordifferenz zwischen zwei Windvektoren, der Nenner entspricht der Höhendifferenz dieser Vektoren. Für das gesamte Intervall (meist drei Hauptdruckflächen) kann man eine mittlere Windscherung als Mittelwert der Windscherungen zwischen jeweils zwei aufeinanderfolgenden Hauptdruckflächen bestimmen.

Windprofile mit großer atmosphärischer Windscherung stellen eine Ausnahme dar. Damit ein großer Wert beobachtet wird, muß entweder die Windrichtung oder die Windgeschwindigkeit im relevanten Höhenbereich eine große Veränderung aufweisen (PRAG 5. Juni 1996, 11 Uhr UTC; SPRINGBOK 2. Juni 1996, 11 Uhr UTC; Abb. 5.1). Besonders geeignet sind solche Fälle, bei denen sowohl die Windrichtung als auch die Windgeschwindigkeit stark variieren (SERETSE KAMA 23. Juni 1996, 12 Uhr UTC; Abb. 5.1). In den meisten Fällen sind beide Profile jedoch nahezu

konstant (HANNOVER 4. Juni 1996, 11 Uhr UTC; Abb. 5.1).

HANNOVER 4. JUNI 96, 11 UHR UTC

PRAG 5. JUNI 96, 11 UHR UTC



SPRINGBOK 2. JUNI 96, 11 UHR UTC

SERETSE KHAMA 23. JUNI 96, 12 UHR UTC

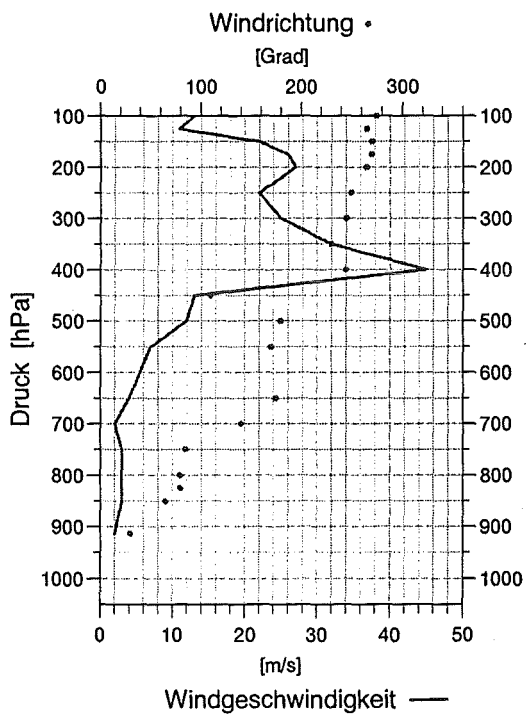
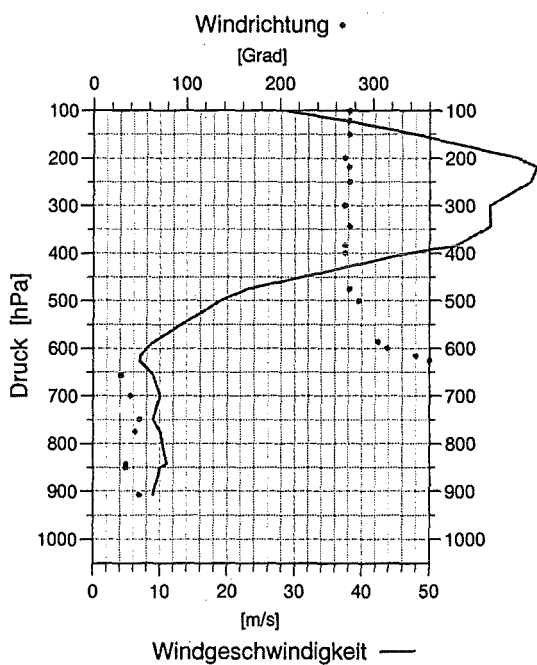


Abbildung 5.1: Vier ausgewählte Windprofile im Monat Juni 1996 mit unterschiedlicher atmosphärischer Windscherung

### 5.3 Fehlerabschätzung des Auswerteverfahrens

Die mittlere Windscherung sollte groß sein im Verhältnis zum Fehler, der dem Auswerteverfahren inhärent ist. Unter inhärentem Fehler soll an dieser Stelle der Gesamtfehler des angewendeten Verfahrens für den Vergleich zwischen Verschiebungsvektor und Windvektor verstanden werden. Damit resultieren so unterschiedliche Beiträge wie der Fehler, der Daten anhaftet, die in die Berechnungen eingehen (z.B. Fehler der atmosphärischen Feuchteprofile, Fehler der gemessenen Strahldichte des Satelliten etc.), sowie die Fehler, die durch die angewendeten Verfahren entstehen (z.B. Interpolation des Windvektors zwischen zwei atmosphärischen Hauptdruckflächen etc.).

Für eine grobe Fehlerabschätzung bzgl. der Güte des Windprofils der Sondendaten zieht man zum Vergleich die ECMWF-Daten heran. Der Vergleich zwischen den RS-Windvektoren und den ECMWF-Windvektoren ergab für den 6. Juni 1996 die Zahlenwerte in Tabelle 5.4. Wenn man für eine Überschlagsrechnung als mini-

Hauptdruckfläche [hPa]	Anzahl $n$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{EC} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{EC} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{EC})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{EC} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{EC} }$ $\bar{x}; s$
1000	70	0.03 ; 0.52	5.53 ; 53.97 °	0.72 ; 0.53
925	117	-0.08 ; 0.45	-8.29 ; 47.49 °	0.62 ; 0.48
850	132	-0.09 ; 0.41	-5.29 ; 30.31 °	0.50 ; 0.38
700	136	-0.07 ; 0.38	1.31 ; 28.06 °	0.42 ; 0.37
500	136	-0.10 ; 0.42	-1.37 ; 25.47 °	0.42 ; 0.38
400	136	-0.10 ; 0.39	2.82 ; 20.79 °	0.39 ; 0.35
300	135	-0.13 ; 0.33	0.50 ; 17.26 °	0.33 ; 0.30
250	135	-0.12 ; 0.38	-2.48 ; 23.85 °	0.35 ; 0.38
200	135	-0.13 ; 0.35	4.69 ; 17.01 °	0.33 ; 0.32
150	135	-0.12 ; 0.29	1.95 ; 20.49 °	0.31 ; 0.30
100	132	-0.11 ; 0.43	1.14 ; 29.72 °	0.48 ; 0.38

Tabelle 5.4: Differenz von Radiosonden- und ECMWF-Windvektor auf den atmosphärischen Hauptdruckflächen; Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

male Höhendifferenz zwischen  $z_1$  und  $z_3$  ca. 1/2 km ansetzt, so benötigt man nach Gleichung 5.1 für die mittlere Windscherung mindestens 80% pro km, wenn man als Mittelwert der relativen Vektordifferenz zwischen dem RS-Windvektor und dem ECMWF-Windvektor im relevanten Höhenintervall zwischen 700 hPa und 300 hPa ca. 40% annimmt.

Für eine Abschätzung der Genauigkeit der berechneten Verschiebungsvektoren muß man berücksichtigen, daß die Verschiebungen aufgrund der Körnigkeit des Satellitenbildes nur diskrete Werte annehmen können. Das bedeutet z.B., daß die Richtung von kleinen Verschiebungen mit einer Länge von 1 Pixel (z. B. entweder 1 Pixel horizontal oder 1 Pixel horizontal und vertikal) nur auf 45° genau berechnet werden



kann. Je größer die Verschiebungen dem Betrage nach sind, desto genauer können die Verschiebungsvektoren angegeben werden.

Tabelle 5.5 enthält Angaben darüber, wie sich kleine Verschiebungsvektoren von der Länge weniger Pixeleinheiten jeweils auf die Kenntnis der Genauigkeit von Winkel oder relativer Längendifferenz oder relativer Vektordifferenz der entsprechenden Windvektoren auswirken. Man erkennt, daß bei einer mittleren Verschiebung von 3 Pixeln die Unsicherheit in der relativen Vektordifferenz ca. 30 % beträgt.

	1 Pixel	2 Pixel	3 Pixel	4 Pixel	5 Pixel
Winkel	45.0°	26.6°	18.4°	14.0°	11.3°
Relative Längendifferenz	34.3 %	11.1 %	5.3 %	3.0 %	2.0 %
Relative Vektordifferenz	82.8 %	47.2 %	32.5 %	24.6 %	19.8 %

Tabelle 5.5: Unsicherheiten in Richtung, relativer Längendifferenz oder relativer Vektordifferenz kleiner Verschiebungsvektoren in Abhängigkeit von deren Länge

## 5.4 Vergleich der Verschiebungsvektoren mit ECMWF-Profilwinden

Um eine möglichst große Ausgangsmenge an Verschiebungsvektoren zu erhalten, die ohnehin aufgrund sinnvoller, noch zu berücksichtigender Parameter (z.B. Untersuchung auf Windscherung) sehr verkleinert werden wird, bietet sich beim Vergleich der Verschiebungsvektoren mit ECMWF-Daten an, das volle Blickfeld von METEOSAT zu nutzen und mit einem regelmäßigen Gitter zu unterteilen. Bei einer Kantenlänge der Parzelle von 32 Pixeln erhält man eine Ausgangsmenge von 3969 Parzellen innerhalb eines Abstandes von 62.5° vom Subsattellitenpunkt. Nach Anwendung der in Kap.2.2 beschriebenen Filtermethoden resultierten hieraus 3009 gute Verschiebungsvektoren. Das zugehörige Windfeld ist in Abb. 2.4 dargestellt.

Man erhält für den Vergleich der Höhendefinitionen  $z_1$ ,  $z_2$  und  $z_3$  sowie für den Vergleich der mittleren Winde  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  die Zahlenwerte in Tabelle 5.6. Weiterhin sind die Ergebnisse für verschiedene Höhenzuordnungen angegeben, die durch Variationen in der Berechnung von  $z_3$  resultieren. Bei der Berechnung von  $z_3$  wurde der von EUMETSAT angegebene Eichkoeffizient verwendet. Die folgenden Ausdrücke stellen Abwandlungen von der Höhendefinition  $z_3$  dar.

Der Ausdruck  $z'_3$  bedeutet, daß zur Berechnung der Strahldichte der Eichkoeffizient  $\alpha$  absichtlich so modifiziert wurde, daß die mittlere Abweichung zwischen den gemessenen Strahldichten des Satelliten und den eigenen Strahlungstransportrechnungen null wird ( $\overline{L_{mess} - L_{rech}} = 0$ ). Bei der Auswertung der Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC wurde  $\alpha$  um ca. 11 % erniedrigt.

Der Ausdruck  $z''_3$  stellt eine weitere Variante der Höhenzuordnung  $z_3$  dar, indem zur Berechnung der Strahlungstemperatur die aus eigenen Strahlungstransportrechnungen berechneten Strahldichten verwendet wurden (an Stelle der gemessenen Strahldichten im Satellitenbild).

Die Ausdrücke  $z'_3$  und  $z''_3$  lassen keine zusätzlichen Aspekte in den Vergleich der Höhendefinitionen einfließen, die dieser nicht enthalten sollte (man vergleicht z.B. durch Verwendung des von EUMETSAT gelieferten Eichkoeffizienten indirekt das von EUMETSAT verwendete Strahlungstransportprogramm mit dem hier verwendeten Strahlungstransportprogramm MODTRAN 3.5). Die Größe  $z'_3$  ist hierbei vielleicht vorzuziehen, weil durch sie im Mittel ein Ausgleich der Meßfehler in den einzelnen Sondenprofilen (insbesondere in den Feuchteprofilen) erreicht wird.

Die Höhenzuordnung  $z'''_3$  bedeutet, daß jeweils die Strahldichte des kältesten Pixels der Parzelle für die Berechnung der Höhe verwendet wurde. Sie wurde hier eingeführt, da das derzeitige operationelle Verfahren von EUMETSAT ebenfalls eine kleine Anzahl der kältesten Pixel der Parzelle für die Höhenzuordnung benutzt.

Um die Konsistenz der verwendeten Daten zu erhöhen, wurde sowohl bei der Berechnung von  $z'''_3$  als auch bei der Berechnung von  $(u, v)_2$  derselbe modifizierte Eichkoeffizient wie für die Berechnung von  $z'_3$  benutzt. Dieser stellt sicher, daß die mittlere Abweichung zwischen berechneter und gemessener Strahldichte null wird. Bei der Berechnung der Höhenzuordnungen  $z_3$ ,  $z'_3$  und  $z''_3$  wurde die mittlere Strahldichte der Parzelle verwendet. Falls bei der Berechnung einer dieser Definitionen ein Wert oberhalb des 100 hPa - Höhenniveaus berechnet wurde, wurde diese Parzelle vom Vergleich ausgeschlossen.

Man erkennt keine großen Unterschiede in den Ergebnissen für die einzelnen Höhenzuordnungen. Um die Zahlenwerte aus Tabelle 5.6 beurteilen zu können, muß man sich den Wertebereich für die relative Vektordifferenz (Gleichung 4.3) überlegen. Der Wertebereich umfaßt das Intervall  $[0.0, 2.0]$  (wenn die Normierung wie in Tabelle 5.6 auf den gemittelten Vektor erfolgt). Zur Verdeutlichung sei hier folgendes Beispiel genannt: Zwei Vektoren gleicher Länge, die einen Winkel von  $60^\circ$  einschließen, besitzen nach Gl. (4.3) eine relative Vektordifferenz von 1.0.

Es liegen also recht große Abweichungen vor. Die Zahlen für die bewölkten Parzellen sind deutlich kleiner. Dieser scheinbare Widerspruch erklärt sich möglicherweise dadurch, daß die ECMWF-Daten in vielen Regionen bei unbewölkter Atmosphäre nur unzureichend bekannt sind. Daß mag daran liegen, daß die Ergebnisse aus dem Wasserdampfkanal mangels geeigneter Höhenzuordnung noch nicht operationell verwendet werden). Andererseits ist dieser Sachverhalt gerade eine Motivation für die vorliegende Arbeit. Die bewölkten Regionen können genauer modelliert werden, da ausreichend viele Meßwerte aus der Wolkenverfolgung im Infrarot-Spektralbereich vorhanden sind. Da effektive Strahlungstemperaturen die Höhe der Oberkante von Wolken relativ gut festlegen, müßten auch die Zuordnungen  $z_3$  und deren Abwandlungen günstigere Werte für mittelhohe und hohe Wolken ergeben als die übrigen Methoden. Dies ist in Tabelle 5.6 andeutungsweise zu erkennen. Daß die Strahlungstransportrechnungen nur unter der Annahme einer unbewölkten Atmosphäre durchgeführt wurden und somit bei vorhandenen mittelhohen und hochliegenden Wolken die Höhe der Wolkenoberfläche aus dem Wasserdampfkanal nicht exakt bestimmt werden kann, verursacht bei kleinen Windscherungen keinen großen Fehler (hier ist man weitgehend unabhängig von der betrachteten Höhe). Kleinere und mittlere

Windscherungen im atmosphärischen Windprofil sind häufig, große Windscherungen dagegen selten. Aus diesem Grund sind auch beim Vergleich der bewölkten Parzellen keine allzu großen Abweichungen zu erwarten. Es können im Gegenteil sogar bessere Werte bestimmt werden, wenn aufgrund der Auswertung des Infrarotkanals genau bestimmte Windvektoren in einem Höhengniveau vorliegen, dessen atmosphärischer Strömungszustand nur wenig von dem aus dem WV-Kanal berechneten Höhengniveau abweicht.

Um die Auswirkungen der unterschiedlichen Höhendefinitionen herauszuarbeiten, führt man die mittlere Windscherung als empfindlichen Parameter ein. Es werden von nun an nur noch die unbewölkten Parzellen für die weiteren Untersuchungen herangezogen. Es wurde eine Klasseneinteilung für die Windscherung vorgenommen. Die Breite einer Klasse beträgt 10 % pro km. Im Einzelnen sind die Ergebnisse dieser detaillierten Untersuchung im Anhang (9.1 bis 9.8) wiedergegeben. Die Tabelle 5.7 stellt die Abhängigkeit der einzelnen Höhenzuordnungen von der mittleren Windscherung dar, indem die Ergebnisse mit einer Klassenbreite von 40 % pro km zusammengefaßt sind. Daß sich die Zahlenwerte bei sehr großer Windscherung absolut betrachtet weiter vergrößern, kann durch zwei Gesichtspunkte nahegelegt werden. Zum einen wirken sich natürlich bei großen Windscherungen die dem Verfahren inhärenten Fehler (z.B. durch Interpolation zwischen zwei Hauptdruckflächen etc.) verstärkt aus. Andererseits weisen große Abweichungen darauf hin, daß keiner der angeführten Fälle  $z_i$  schon eine optimierte Höhenzuordnung darstellt.

Wie oben beschrieben ist die Windscherung des atmosphärischen Windprofils der empfindliche Parameter bei der Höhenzuordnung. Die Empfindlichkeit des Verfahrens muß relativ zum im Verfahren inhärenten Fehler beurteilt werden. Der inhärente Fehler verringert sich durch Aussortieren der dem Betrage nach kleinen Verschiebungsvektoren (s. Kap. 5.3).

Die Tabelle 5.8 gibt eine Zusammenfassung der Vergleiche für die einzelnen Höhenzuordnungen nach dem Aussortieren aller Verschiebungsvektoren, die kleiner als 3 Pixel sind, wieder. Die Klassenbreite für die Windscherung in dieser Übersicht beträgt wiederum 40% pro km. Die detaillierten Ergebnisse mit einer Klasseneinteilung von 10 % pro km sind im Anhang (Tabellen 9.9 bis 9.16) angegeben. Hierbei wurde zunächst der Betrag des Verschiebungsvektors von Bild A nach Bild B und der Betrag des Verschiebungsvektors von Bild B nach Bild C berechnet. Es wurde gefordert, daß der Mittelwert aus beiden Beträgen mindestens 3 Pixel groß sein muß.

Da bei der hier durchgeführten Untersuchung die Tatsache zu beobachten war, daß mit zunehmender Höhe  $z$  sich die relativen Vektordifferenzen ständig verkleinerten, wurde durch eine ausschließlich empirische Maßnahme versucht, die Zahlenwerte weiter zu verbessern, indem noch größere Höhen untersucht wurden. Praktisch wurde dieser Versuch so umgesetzt, daß einfach der „Eichkoeffizient“ kontinuierlich mit Hilfe eines Faktors erniedrigt wurde. Dadurch verkleinerten sich für die meisten Parzellen (nach Aussortieren der Parzellen mit kleinen Verschiebungsvektoren) die Abweichungen in der relativen Vektordifferenz kontinuierlich bis zu einer Erniedrigung des Faktors auf 0.20. Dies entsprach dann ungefähr dem atmosphärischen

Druck von 200 hPa oder ca. 12 km Höhe.

Da normalerweise bei Erreichen größerer Höhen auch größere atmosphärische Windgeschwindigkeiten vorherrschen, ist man zunächst verleitet, die Verbesserung der relativen Vektordifferenz durch eine bessere Übereinstimmung der Geschwindigkeitsbeträge zu erklären (schließlich wurde eine Vorauswahl der Verschiebungsvektoren getroffen, indem nur diejenigen mit mindestens 3 Pixel Verschiebung berücksichtigt wurden). Diese Überlegung kann aber nicht alleine ausschlaggebend sein, da in gleicher Weise auch eine Verbesserung in der Übereinstimmung der Richtung erreicht wurde.

Möglicherweise handelt es sich hierbei um einen Effekt in der Modellierung der ECMWF-Daten. Die WV-Verschiebungsvektoren werden an ECMWF weitergegeben. Inwieweit diese bei der Datenassimilation Verwendung finden, ist allerdings nicht bekannt. Sollten sie als Anfangswerte in das ECMWF-Modell eingegeben werden, kann man sich vorstellen, daß durch Iteration die Höhen der WV-Vektoren an die Randbedingungen und sonstigen Eingabedaten des Modells angepaßt werden.

Es ist also nicht genau bekannt, ob oder in welcher Weise die WV-Verschiebungsvektoren Eingang in das ECMWF-Modell finden und inwieweit sie als von dem ECMWF-Modell unabhängig betrachtet werden können. Aus diesem Grund werden für die folgenden Untersuchungen wieder RS-Daten als Referenzdaten herangezogen.

Faßt man an dieser Stelle die bisherigen Ergebnisse zusammen, kann man folgende Aussage treffen:

Höhenzuordnungen, welche die Beitragsfunktion enthalten, sind deutlich ungünstiger als  $z_3$  (bzw. Varianten von  $z_3$ ) und  $(u, v)_2$ . Berücksichtigt man die Tatsache, daß die relative Vektordifferenz Werte im Intervall  $[0.0; 2.0]$  annehmen kann, wird deutlich, daß die Ergebnisse für diese Definitionen zum schlechtest möglichen Wert von 2.0 hintendieren.

Es soll noch erwähnt werden, daß weitere Untersuchungen, bei denen nur die Fälle mit einer guten Übereinstimmung zwischen der berechneten und gemessenen Strahlendichte berücksichtigt wurden, keine weiteren Verbesserungen in der Übereinstimmung zwischen den Verschiebungsvektoren und den ECMWF-Windvektoren bewirkten.

Anzahl $n$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>			
3007	-0.19 ; 0.61	0.43 ; 53.82 °	0.76 ; 0.57
1653 unbewölkt	-0.20 ; 0.67	1.24 ; 61.47 °	0.87 ; 0.59
1354 bewölkt	-0.17 ; 0.53	-0.55 ; 42.66 °	0.61 ; 0.52
<b>Höhe <math>z_2</math></b>			
3008	-0.03 ; 0.57	1.69 ; 49.35 °	0.69 ; 0.53
1654 unbewölkt	0.00 ; 0.62	2.36 ; 56.28 °	0.80 ; 0.55
1354 bewölkt	-0.08 ; 0.51	0.87 ; 39.26 °	0.57 ; 0.48
<b>Höhe <math>z_3</math></b>			
3007	-0.06 ; 0.54	2.27 ; 47.41 °	0.66 ; 0.51
1654 unbewölkt	0.10 ; 0.60	2.26 ; 56.23 °	0.79 ; 0.55
1353 bewölkt	0.01 ; 0.45	2.29 ; 33.63 °	0.51 ; 0.42
<b>Höhe <math>z'_3 = z_3</math> (<math>\alpha</math> modifiziert)</b>			
3007	0.13 ; 0.53	1.95 ; 47.54 °	0.66 ; 0.51
1654 unbewölkt	0.17 ; 0.59	1.62 ; 56.60 °	0.79 ; 0.55
1353 bewölkt	0.08 ; 0.44	2.37 ; 33.27 °	0.50 ; 0.41
<b>Höhe <math>z''_3 = z_3</math> (<math>T_{eff}</math> berechnet)</b>			
3006	0.10 ; 0.55	1.79 ; 48.47 °	0.68 ; 0.52
1654 unbewölkt	0.16 ; 0.60	1.59 ; 56.72 °	0.80 ; 0.55
1352 bewölkt	0.02 ; 0.47	2.05 ; 35.90 °	0.53 ; 0.44
<b>Höhe <math>z'''_3 = z_3</math> (kältestes Pixel)</b>			
2976	0.20 ; 0.53	2.31 ; 49.08 °	0.70 ; 0.51
1654 unbewölkt	0.22 ; 0.58	1.49 ; 56.49 °	0.80 ; 0.55
1322 bewölkt	0.19 ; 0.47	3.34 ; 37.81 °	0.58 ; 0.44
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>			
3008	-0.22 ; 0.58	0.82 ; 49.62 °	0.73 ; 0.54
1654 unbewölkt	-0.20 ; 0.62	1.88 ; 55.87 °	0.82 ; 0.55
1354 bewölkt	-0.23 ; 0.53	-0.46 ; 40.68 °	0.62 ; 0.50
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>			
2982	0.14 ; 0.53	2.25 ; 47.41 °	0.66 ; 0.51
1654 unbewölkt	0.17 ; 0.59	1.76 ; 56.39 °	0.79 ; 0.55
1328 bewölkt	0.09 ; 0.43	2.86 ; 32.97 °	0.50 ; 0.40

Tabelle 5.6: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1$ ,  $z_2$ ,  $z_3$ ,  $z'_3$ ,  $z''_3$  und  $z'''_3$  sowie  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$ ; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>				
1085	0 - 40	-0.01 ; 0.53	-0.92 ; 45.81 °	0.68 ; 0.46
501	40 - 80	-0.56 ; 0.70	7.61 ; 79.04 °	1.21 ; 0.56
67	$\geq 80$	-0.70 ; 0.79	-11.46 ; 105.05 °	1.50 ; 0.49
<b>Höhe <math>z_2</math></b>				
1086	0 - 40	0.13 ; 0.51	-0.32 ; 45.26 °	0.66 ; 0.47
501	40 - 80	-0.18 ; 0.65	7.97 ; 69.56 °	1.01 ; 0.54
67	$\geq 80$	-0.68 ; 0.81	4.03 ; 90.80 °	1.44 ; 0.45
<b>Höhe <math>z_3</math></b>				
1086	0 - 40	0.18 ; 0.51	-0.33 ; 45.49 °	0.66 ; 0.48
501	40 - 80	0.01 ; 0.67	7.03 ; 69.91 °	1.00 ; 0.55
67	$\geq 80$	-0.42 ; 0.82	8.56 ; 87.00 °	1.31 ; 0.49
<b>Höhe <math>z'_3 = z_3</math> (<math>\alpha</math> modifiziert)</b>				
1086	0 - 40	0.21 ; 0.52	-0.37 ; 45.61 °	0.67 ; 0.48
501	40 - 80	0.12 ; 0.67	5.31 ; 71.61 °	1.01 ; 0.55
67	$\geq 80$	-0.15 ; 0.80	6.23 ; 81.29 °	1.21 ; 0.45
<b>Höhe <math>z''_3 = z_3</math> (<math>T_{eff}</math> berechnet)</b>				
1086	0 - 40	0.21 ; 0.52	-0.29 ; 45.43 °	0.67 ; 0.48
501	40 - 80	0.10 ; 0.68	4.59 ; 72.41 °	1.02 ; 0.56
67	$\geq 80$	-0.22 ; 0.87	9.61 ; 78.68 °	1.25 ; 0.51
<b>Höhe <math>z'''_3 = z_3</math> (kältestes Pixel)</b>				
1086	0 - 40	0.25 ; 0.52	-0.58 ; 45.29 °	0.67 ; 0.48
501	40 - 80	0.18 ; 0.65	5.54 ; 71.73 °	1.01 ; 0.56
67	$\geq 80$	-0.04 ; 0.80	4.62 ; 80.76 °	1.18 ; 0.54
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>				
1086	0 - 40	-0.04 ; 0.50	-0.78 ; 44.38 °	0.65 ; 0.45
501	40 - 80	-0.50 ; 0.64	7.69 ; 69.70 °	1.10 ; 0.52
67	$\geq 80$	-0.73 ; 0.75	1.48 ; 90.20 °	1.43 ; 0.43
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>				
1086	0 - 40	0.21 ; 0.52	-0.41 ; 45.45 °	0.66 ; 0.48
501	40 - 80	0.12 ; 0.67	6.01 ; 71.21 °	1.01 ; 0.56
67	$\geq 80$	-0.15 ; 0.82	5.14 ; 80.81 °	1.21 ; 0.51

Tabelle 5.7: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1, z_2, z_3, z'_3, z''_3$  und  $z'''_3$  sowie  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  in Abhängigkeit der mittleren atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km] [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>				
760	0 - 40	-0.17 ; 0.40	-2.08 ; 38.66 °	0.59 ; 0.41
224	40 - 80	-0.93 ; 0.53	-5.06 ; 76.74 °	1.31 ; 0.52
24	$\geq 80$	-1.21 ; 0.50	-21.10 ; 122.05 °	1.79 ; 0.19
<b>Höhe <math>z_2</math></b>				
761	0 - 40	-0.02 ; 0.40	0.44 ; 37.92 °	0.55 ; 0.40
224	40 - 80	-0.47 ; 0.53	3.02 ; 64.49 °	0.97 ; 0.52
24	$\geq 80$	-1.14 ; 0.49	7.65 ; 86.65 °	1.56 ; 0.31
<b>Höhe <math>z_3</math></b>				
761	0 - 40	0.03 ; 0.40	1.27 ; 37.56 °	0.53 ; 0.41
224	40 - 80	-0.24 ; 0.58	4.99 ; 63.06 °	0.90 ; 0.53
24	$\geq 80$	-0.79 ; 0.52	19.01 ; 73.47 °	1.25 ; 0.42
<b>Höhe <math>z'_3 = z_3</math> (<math>\alpha</math> modifiziert)</b>				
761	0 - 40	0.07 ; 0.41	1.15 ; 37.57 °	0.54 ; 0.41
224	40 - 80	-0.12 ; 0.60	6.54 ; 62.44 °	0.88 ; 0.54
24	$\geq 80$	-0.48 ; 0.56	27.52 ; 57.14 °	1.07 ; 0.42
<b>Höhe <math>z''_3 = z_3</math> (<math>T_{eff}</math> berechnet)</b>				
761	0 - 40	0.06 ; 0.41	1.27 ; 37.36 °	0.53 ; 0.41
224	40 - 80	-0.15 ; 0.60	4.25 ; 63.96 °	0.90 ; 0.54
24	$\geq 80$	-0.58 ; 0.60	25.61 ; 58.89 °	1.10 ; 0.45
<b>Höhe <math>z'''_3 = z_3</math> (kältestes Pixel)</b>				
761	0 - 40	0.11 ; 0.41	1.52 ; 36.97 °	0.54 ; 0.40
224	40 - 80	-0.06 ; 0.59	4.26 ; 59.99 °	0.84 ; 0.52
24	$\geq 80$	-0.34 ; 0.54	25.91 ; 53.81 °	0.95 ; 0.46
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>				
761	0 - 40	-0.19 ; 0.37	-0.17 ; 36.90 °	0.56 ; 0.38
224	40 - 80	-0.79 ; 0.46	0.09 ; 63.19 °	1.11 ; 0.48
24	$\geq 80$	-1.24 ; 0.40	-6.56 ; 83.52 °	1.54 ; 0.27
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>				
761	0 - 40	0.07 ; 0.41	1.12 ; 37.39 °	0.53 ; 0.41
224	40 - 80	-0.12 ; 0.59	6.59 ; 61.53 °	0.87 ; 0.53
24	$\geq 80$	-0.45 ; 0.55	-27.34 ; 56.74 °	1.04 ; 0.44

Tabelle 5.8: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1, z_2, z_3, z'_3, z''_3$  und  $z'''_3$  sowie  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  in Abhängigkeit der mittleren atmosphärischen Windscherung; Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

## 5.5 Vergleich der Verschiebungsvektoren mit Radiosonden-Profilwinden

Die Untersuchungen wurden weitgehend analog zu den im vorigen Abschnitt beschriebenen durchgeführt. Eine Abweichung ergibt sich jedoch dadurch, daß aufgrund der wesentlich kleineren Anzahl an Sondenprofilen (136 RS-Profile) im Vergleich mit der Anzahl der Parzellen (3969) bei Verwendung des vollständigen Satellitenbildes beim Vergleich mit den ECMWF-Daten keine getrennte Untersuchung bei großer Windscherung möglich war. Der Grund hierfür ist, daß große Windscherungen des atmosphärischen Windprofils die Ausnahme darstellen.

Die Kantenlänge einer Parzelle wurde in Anlehnung an frühere Institutsarbeiten und den dabei durchgeführten Untersuchungen (OTTENBACHER (1990) [40], KUMMER (1993) [26]) auf 48 Pixel festgelegt. Aufgrund dieser Untersuchungen kann jedoch auch eine etwas kleinere Kantenlänge von z.B. 32 Pixeln verwendet werden. Allerdings nimmt bei kleineren Kantenlängen die Ausbeute an guten Verschiebungsvektoren rasch ab. An den Stellen mit den geographischen Koordinaten der anfänglich 136 RS-Stationen konnten zunächst 71 gute Verschiebungsvektoren berechnet werden, die sich innerhalb eines Abstandes von  $62.5^\circ$  vom Subsatellitenpunkt befanden. Nach Trennung der Parzellen in unbewölkt und bewölkt blieben allerdings nur 25 unbewölkte Fälle übrig.

Aus diesem Grund wurden wiederum die in Kap. 2.2 beschriebenen Filtermethoden vor dem Korrelationsprozeß auf die Original-Bilder angewendet. Hierdurch erhöhte sich die Ausbeute auf insgesamt 97 gute Verschiebungsvektoren und hiervon 42 unbewölkte Parzellen.

Falls eine Höhe oberhalb des gemessenen Windprofils berechnet wurde, konnte dieser Fall nicht für den Vergleich herangezogen werden, sodaß sich geringfügige Abweichungen in der Anzahl der betrachteten Fälle ergaben.

Die Tabelle 5.9 stellt die Untersuchungen der zuvor beschriebenen Höhenzuordnungen  $z_1$ ,  $z_2$ ,  $z_3$ ,  $z'_3$ ,  $z''_3$  und  $z'''_3$  sowie die Vergleiche der mittleren Winde  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  dar. Stellt man die hier erzielten Ergebnisse denjenigen beim Vergleich mit ECMWF-Windvektoren (Tabelle 5.6) gegenüber, erkennt man geringere Differenzen zwischen Referenzwind und Verschiebungsvektor. Erneut zeigt aber keine der angegebenen Methoden signifikant kleinere Abweichungen im Vergleich mit den anderen. Ebenfalls sind die Ergebnisse für die bewölkten Fälle wiederum etwas besser. Der Unterschied ist jedoch weitaus geringer als bei den Untersuchungen mit Hilfe der ECMWF-Daten. Anscheinend liefert die Wolkenverfolgung etwas genauere Verschiebungsvektoren. Der Fehler in der Höhenzuordnung wirkt sich in den meisten Fällen bei nur geringer atmosphärischer Windscherung nicht nachhaltig aus.



Anzahl $n$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>			
97	-0.17 ; 0.48	-1.62 ; 36.71 °	0.59 ; 0.43
42 unbewölkt	-0.20 ; 0.48	-2.35 ; 39.67 °	0.64 ; 0.45
55 bewölkt	-0.15 ; 0.48	-1.05 ; 34.65 °	0.56 ; 0.43
<b>Höhe <math>z_2</math></b>			
97	-0.13 ; 0.51	-0.28 ; 34.41 °	0.55 ; 0.44
42 unbewölkt	-0.10 ; 0.53	-1.22 ; 35.16 °	0.58 ; 0.44
55 bewölkt	-0.16 ; 0.49	0.43 ; 34.13 °	0.53 ; 0.44
<b>Höhe <math>z_3</math></b>			
97	-0.10 ; 0.49	-0.58 ; 30.96 °	0.55 ; 0.41
42 unbewölkt	-0.06 ; 0.52	-0.41 ; 32.37 °	0.58 ; 0.41
55 bewölkt	-0.13 ; 0.47	-0.71 ; 30.15 °	0.53 ; 0.40
<b>Höhe <math>z'_3 = z_3(\alpha \text{ modifiziert})</math></b>			
97	-0.05 ; 0.50	0.18 ; 29.56 °	0.56 ; 0.39
42 unbewölkt	0.00 ; 0.52	0.53 ; 30.67 °	0.57 ; 0.40
55 bewölkt	-0.09 ; 0.49	-0.09 ; 28.97 °	0.54 ; 0.38
<b>Höhe <math>z''_3 = z_3(T_{eff} \text{ berechnet})</math></b>			
96	-0.08 ; 0.53	-1.37 ; 28.80 °	0.56 ; 0.39
42 unbewölkt	0.00 ; 0.53	0.46 ; 30.08 °	0.57 ; 0.39
54 bewölkt	-0.14 ; 0.54	-2.80 ; 27.97 °	0.55 ; 0.40
<b>Höhe <math>z'''_3 = z_3(\text{kältestes Pixel})</math></b>			
95	0.03 ; 0.57	-0.02 ; 35.11 °	0.61 ; 0.43
42 unbewölkt	0.08 ; 0.52	0.45 ; 30.42 °	0.58 ; 0.39
53 bewölkt	-0.02 ; 0.62	-0.39 ; 38.71 °	0.64 ; 0.47
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>			
97	-0.21 ; 0.48	0.76 ; 36.00 °	0.57 ; 0.44
42 unbewölkt	-0.18 ; 0.48	2.93 ; 37.34 °	0.61 ; 0.45
55 bewölkt	-0.23 ; 0.48	-0.90 ; 35.20 °	0.54 ; 0.44
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>			
96	-0.08 ; 0.47	0.08 ; 29.66 °	0.53 ; 0.39
42 unbewölkt	-0.06 ; 0.52	-1.03 ; 32.98 °	0.59 ; 0.42
54 bewölkt	0.09 ; 0.45	1.32 ; 26.53 °	0.51 ; 0.36

Tabelle 5.9: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1, z_2, z_3, z'_3, z''_3$  und  $z'''_3$  sowie  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$ ; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

Anschließend werden wieder alle Verschiebungsvektoren aussortiert, deren Länge kleiner als 3 Pixel ist. Es bleiben hierdurch noch 24 unbewölkte Parzellen für den Vergleich übrig. Man erhält die Tabelle 5.10. Auch wenn sich durch das Aussortieren

Anzahl $n$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>			
24 unbewölkt	-0.26 ; 0.50	-11.21 ; 43.55 °	0.63 ; 0.54
<b>Höhe <math>z_2</math></b>			
24 unbewölkt	-0.14 ; 0.54	-5.44 ; 41.08 °	0.60 ; 0.50
<b>Höhe <math>z_3</math></b>			
24 unbewölkt	-0.09 ; 0.49	-3.80 ; 36.98 °	0.57 ; 0.46
<b>Höhe <math>z'_3 = z_3(\alpha \text{ modifiziert})</math></b>			
24 unbewölkt	-0.03 ; 0.46	-1.49 ; 34.92 °	0.55 ; 0.43
<b>Höhe <math>z''_3 = z_3(T_{eff} \text{ berechnet})</math></b>			
24 unbewölkt	-0.04 ; 0.48	-1.45 ; 34.06 °	0.55 ; 0.42
<b>Höhe <math>z'''_3 = z_3(\text{kältestes Pixel})</math></b>			
24 unbewölkt	0.07 ; 0.41	0.36 ; 33.83 °	0.53 ; 0.40
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>			
24 unbewölkt	-0.24 ; 0.51	-5.60 ; 37.99 °	0.62 ; 0.48
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>			
24 unbewölkt	-0.09 ; 0.49	-4.12 ; 37.31 °	0.57 ; 0.46

Tabelle 5.10: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1, z_2, z_3, z'_3, z''_3$  und  $z'''_3$  sowie  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit RS-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n = \text{Anzahl der Sondenstationen}$ )

der kleinen Verschiebungen die Zahlenwerte absolut betrachtet kaum verbessert haben, erkennt man doch, daß sich die relativen Unterschiede (v.a. in der Streuung) für die verschiedenen Höhendefinitionen vergrößert haben. Weiterhin erkennt man, daß wiederum die Definition  $z'''_3$ , die der Verwendung des kältesten Pixels einer Parzelle entspricht, die beste Übereinstimmung erzielt.

## 5.6 Untersuchung des Strahldichteintervalls einer Parzelle

Man kann durch eine einfache Untersuchung überprüfen, ob die kältesten Pixel einer Parzelle im Mittel die beste Höhenzuordnung darstellen. Dazu wird für jede Parzelle jeweils das wärmste und das kälteste Pixel bestimmt. Man erfaßt damit das dem Strahldichteintervall einer Parzelle entsprechende Höhenintervall.

Jetzt wird eine bestimmte Anzahl von Klassen eingeführt (hier wurden 10 Klassen verwendet). Die erste Klasse verwendet das wärmste Pixel für die Bestimmung von  $z_3$ , die letzte Klasse verwendet das kälteste Pixel für die Bestimmung von  $z_3$ . Dazwischen findet ein quasikontinuierlicher Übergang von warm nach kalt statt. Mit dieser Untersuchung läßt sich zeigen, welche Klasse die besten Übereinstimmungen erzielt. Tabelle 5.11 zeigt die Ergebnisse für die verschiedenen Klassen einer Parzelle. Für die wärmste Klasse wurde die schlechteste und für die kälteste Klasse die beste

		$2 \cdot \frac{ \bar{v}_{RS}  -  \bar{v}_{WV} }{ \bar{v}_{RS}  +  \bar{v}_{WV} }$	$\angle(\bar{v}_{RS}, \bar{v}_{WV})$	$2 \cdot \frac{ \bar{v}_{RS} - \bar{v}_{WV} }{ \bar{v}_{RS}  +  \bar{v}_{WV} }$
		$\bar{x}; s$	$\bar{x}; s$	$\bar{x}; s$
wärmste Klasse	Klasse 1	-0.12 ; 0.52	-2.13 ; 35.62 °	0.61 ; 0.43
	Klasse 2	-0.11 ; 0.52	-1.97 ; 35.36 °	0.60 ; 0.43
	Klasse 3	-0.10 ; 0.52	-1.59 ; 34.35 °	0.59 ; 0.43
	Klasse 4	-0.08 ; 0.52	-1.16 ; 33.33 °	0.59 ; 0.42
	Klasse 5	-0.07 ; 0.52	-0.76 ; 32.42 °	0.58 ; 0.41
	Klasse 6	-0.05 ; 0.52	-0.37 ; 31.65 °	0.57 ; 0.41
	Klasse 7	-0.03 ; 0.51	-0.05 ; 31.08 °	0.57 ; 0.40
	Klasse 8	-0.02 ; 0.51	0.20 ; 30.69 °	0.57 ; 0.39
	Klasse 9	0.00 ; 0.51	0.38 ; 30.51 °	0.57 ; 0.39
kälteste Klasse	Klasse 10	0.02 ; 0.51	0.52 ; 30.44 °	0.57 ; 0.39

Tabelle 5.11: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3$  unter Verwendung von RS-Daten, wobei die effektive Strahlungstemperatur schrittweise vom wärmsten bis hin zum kältesten Pixel berechnet wird; Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; insgesamt 42 unbewölkte Parzellen; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung

Übereinstimmung gefunden – anders formuliert: Die Zahlenwerte verbessern sich, wenn auch nur geringfügig, kontinuierlich von warm nach kalt.

Wenn man einen etwas modifizierten Eichkoeffizienten für die Berechnungen verwendet, sodaß die mittlere Abweichung zwischen den gemessenen und berechneten Strahldichten null wird, werden die besten Übereinstimmungen für die 7. - 9. Klasse erzielt. Qualitativ das gleiche Ergebnis erhält man, wenn alle kleinen Verschiebungen (kleiner als 3 Pixel) aussortiert werden (Tabelle 5.12). Allerdings vergrößert sich etwas der Unterschied zwischen der wärmsten und kältesten Klasse. Erneut erzielt man für die kälteste Klasse die besten Übereinstimmungen. Wird die analoge Untersuchung mit modifiziertem Eichkoeffizienten durchgeführt, so daß die mittlere

		$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$
		$\bar{x}; s$	$\bar{x}; s$	$\bar{x}; s$
wärmste Klasse	Klasse 1	-0.15 ; 0.52	-6.59 ; 40.60 °	0.61 ; 0.49
	Klasse 2	-0.13 ; 0.51	-6.29 ; 40.23 °	0.60 ; 0.49
	Klasse 3	-0.12 ; 0.50	-5.58 ; 38.98 °	0.59 ; 0.48
	Klasse 4	-0.11 ; 0.49	-4.78 ; 37.71 °	0.58 ; 0.47
	Klasse 5	-0.09 ; 0.49	-4.00 ; 36.57 °	0.57 ; 0.46
	Klasse 6	-0.07 ; 0.47	-3.20 ; 35.62 °	0.56 ; 0.44
	Klasse 7	-0.05 ; 0.46	-2.45 ; 34.92 °	0.55 ; 0.43
	Klasse 8	-0.03 ; 0.45	-1.80 ; 34.45 °	0.54 ; 0.42
	Klasse 9	-0.01 ; 0.44	-1.23 ; 34.24 °	0.54 ; 0.41
kälteste Klasse	Klasse 10	0.01 ; 0.42	-0.68 ; 34.17 °	0.53 ; 0.40

Tabelle 5.12: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3$  unter Verwendung von RS-Daten nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln, wobei die effektive Strahlungstemperatur schrittweise für das wärmste bis hin zum kältesten Pixel berechnet wird; Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC, insgesamt 24 unbewölkte Parzellen; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung

Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Strahldichten null wird, dann erhält man nahezu die gleichen Zahlenwerte.

Etwas voreilig könnte an dieser Stelle die Vermutung geäußert werden, daß die kältesten Pixel einer Parzelle für die Höhenzuordnung am besten geeignet sind. Um zu testen, ob die besten Übereinstimmungen in jedem Einzelfall jeweils nur einer Klasse zuzuordnen sind, oder ob die besten Übereinstimmungen z.B. einmal für die wärmste Klasse, in einem anderen Fall aber für die kälteste Klasse erreicht werden, wird die Häufigkeitsverteilung für die besten Übereinstimmungen aufgetragen. Man erhält das zweidimensionale Histogramm in Abbildung 5.2. Es gibt die Anzahl der Fälle für den Minimalwert der relativen Vektordifferenz zwischen RS-Windvektor und Verschiebungsvektor sowie die Nummer derjenigen Klasse zwischen dem wärmsten (Klasse 1) und kältesten (Klasse 10) Pixel innerhalb der Parzelle wieder, für deren zugehörige Höhe der Minimalwert gefunden wurde.

Abbildung 5.3 entspricht Abbildung 5.2 mit dem Unterschied, daß alle Verschiebungsvektoren aussortiert wurden, deren Länge kleiner als 3 Pixel ist. Man erkennt, daß in der Mehrzahl der Fälle die besten Übereinstimmungen für die kälteste oder die wärmste Klasse erzielt werden. Es fällt jedoch auf, daß die Werte der relativen Vektordifferenz für die wärmste und die kälteste Klasse noch relativ groß sind im Vergleich mit den besten Übereinstimmungen in den dazwischenliegenden Klassen. Man hat den Eindruck „an den Rand gelaufen zu sein“, da die besten Übereinstimmungen möglicherweise außerhalb des Strahldichtebereichs der Parzelle zu finden sind.

Um nun zu prüfen, ob das Strahldichteintervall einer Parzelle ausreicht, die besten Übereinstimmungen für den Vergleich zwischen Verschiebungsvektor und Sonden-

vektor zu erzielen, wird wie folgt vorgegangen:

Die quasikontinuierliche Aufteilung des Strahldichteintervalls wird über die wärmste bzw. kälteste Klasse hinaus fortgesetzt. So kann man testen, ob die wärmste bzw. kälteste Klasse Häufungspunkte der Verteilungen darstellen. Praktisch wurde diese Untersuchung durchgeführt, indem jeweils 10 Klassen mit einer Schrittweite der Strahldichte, die 10 % des Strahldichteintervalls der jeweiligen Parzelle entspricht, an die wärmste bzw. kälteste Klasse angehängt wurden. Die Untersuchung erstreckt sich damit quasikontinuierlich von einer Klasse, die um das Strahldichteintervall der Parzelle wärmer als das wärmste Pixel, bis zu einer Klasse, die um das Strahldichteintervall der Parzelle kälter als das kälteste Pixel ist.

Man erhält die Abbildungen 5.4 und 5.5. Die Darstellungsweise ist analog zu den Abbildungen 5.2 und 5.3 mit dem Unterschied, daß die Ordinate einen erweiterten Strahldichtebereich umfaßt (Klasse 1 bis Klasse 30). Das Strahldichteintervall der Parzelle selbst reicht jetzt von Klasse 11 (wärmstes Pixel) bis Klasse 20 (kältestes Pixel). Überraschenderweise stellt man fest, daß die besten Übereinstimmungen für die relative Vektordifferenz in der Mehrzahl der Fälle weit außerhalb des Strahldichtebereichs einer Parzelle gefunden werden. Damit scheint die Definition  $z_3$  (bzw. Varianten von  $z_3$ ) keine Höhenzuordnung zu sein, die jeden Einzelfall korrekt beschreibt. Allerdings muß diese Aussage vorläufig noch vorsichtig bewertet werden, da bei der obigen Untersuchung die Forderung nach großer Windscherung innerhalb des dem Strahldichteintervall der Parzelle entsprechenden Höhenintervalls nicht umgesetzt werden konnte. So unterscheiden sich die relativen Vektordifferenzen für die wärmste und kälteste Klasse meist nur geringfügig. Damit kann noch nicht ausgeschlossen werden, daß die Verteilungen in den Abb. 5.2 bis 5.5 durch die dem Verfahren inhärenten Fehler verursacht werden.

Es soll noch angemerkt werden, daß man praktisch die gleichen Verteilungen erhält, wenn man den Eichkoeffizienten absichtlich so modifiziert, daß die mittlere Abweichung zwischen gemessener und berechneter Strahldichte null wird.

Die soeben beschriebenen Ergebnisse können noch weiter erhärtet werden, wenn man überprüft, ob eine Korrelation zwischen den Verteilungen der minimalen Vektordifferenzen und den Verteilungen der relativen Beiträge zum Korrelationskoeffizienten (s. Abb. 3.1, 3.2 und 3.3) besteht. Diese Untersuchung kann wie folgt durchgeführt werden:

Zunächst beschränkt man sich auf die Häufigkeitsverteilung der Fälle mit den besten Übereinstimmungen zwischen den Verschiebungsvektoren mit den Winden des Profils innerhalb des Strahldichtebereichs der Parzellen (Abb. 5.2). Man überprüft nun, ob für diejenigen Fälle, bei denen die beste Übereinstimmung für die kälteste Klasse einer Parzelle gefunden wurde, auch der kalte Ast des Korrelationskoeffizienten überwiegt. Entsprechend werden die Fälle überprüft, wenn die beste Übereinstimmung für die wärmste Klasse der Parzelle gefunden wurde, ob in diesen Fällen der warme Ast des Korrelationskoeffizienten überwiegt.

Zusätzlich wurde gefordert, daß sich die relativen Vektordifferenzen zwischen der kältesten und wärmsten Klasse der Parzelle in jedem Einzelfall um mindestens 20 % unterscheiden mußten. Es ist sinnlos, die oben beschriebene Korrelation zu

überprüfen, wenn sich die relativen Vektordifferenzen für die wärmste und kälteste Klasse nur minimal unterscheiden. Allerdings sind 20 % Differenz in der relativen Vektordifferenz auch noch recht klein und stellen lediglich eine minimale Schwelle dar. Von den ursprünglich 42 Parzellen blieben somit noch 11 Fälle übrig, bei denen die besten Übereinstimmungen entweder für die kälteste oder die wärmste Klasse gefunden wurden, und für die sich die relativen Vektordifferenzen zwischen der kältesten und wärmsten Klasse um mindestens 20 % unterschieden.

Die Entscheidung, welcher Ast des Korrelationskoeffizienten überwiegt, kann auf unterschiedliche Weise getroffen werden. Einerseits kann man für jeden Ast die relativen Beiträge der Pixel addieren, die einen Wert über 1 besitzen. Das sind diejenigen Pixel, die überdurchschnittlich zum Korrelationsverfahren beitragen. Die Entscheidung fällt zugunsten des Astes, der die größere Summe aufweist. Dabei wurden nur in 4 von 11 Fällen eine Übereinstimmung zwischen einem überwiegenden kalten Ast und dem besten Wert der relativen Vektordifferenz für die kälteste Klasse der Parzelle, bzw. analog für die Übereinstimmung zwischen einem überwiegendem warmen Ast und dem besten Wert der relativen Vektordifferenz für die wärmste Klasse, gefunden. Für die anderen 7 Fälle waren die Verteilungen für die besten relativen Vektordifferenzen mit den Verteilungen des Korrelationskoeffizienten antikorreliert. Andererseits kann man die Entscheidung, welcher Ast des Korrelationskoeffizienten überwiegt, dadurch treffen, daß man die relativen Beiträge zum Korrelationskoeffizienten derjenigen Pixel addiert, deren Strahldichten innerhalb der wärmsten bzw. kältesten Klasse liegen. Die Überlegung hierbei ist, daß nicht der gesamte Ast das Auffinden der Verschiebungsvektoren bestimmt, sondern nur relativ wenige Pixel innerhalb einer Klasse mit den größten relativen Beiträgen. Das ist entweder die wärmste oder die kälteste Klasse. Hierbei konnte nur in 6 von 11 Fällen eine Korrelation zwischen den Verteilungen der relativen Beiträge des Korrelationskoeffizienten mit den Verteilungen der besten relativen Vektordifferenzen innerhalb der Parzelle gefunden werden.

Es gibt also keinen Hinweis auf einen wohldefinierten Zusammenhang zwischen diesen beiden Verteilungen. Das überrascht, da eine solche Korrelation aufgrund des angewendeten Kreuzkorrelationsverfahrens für die Bestimmung der Verschiebungsvektoren eigentlich erwartet werden muß.

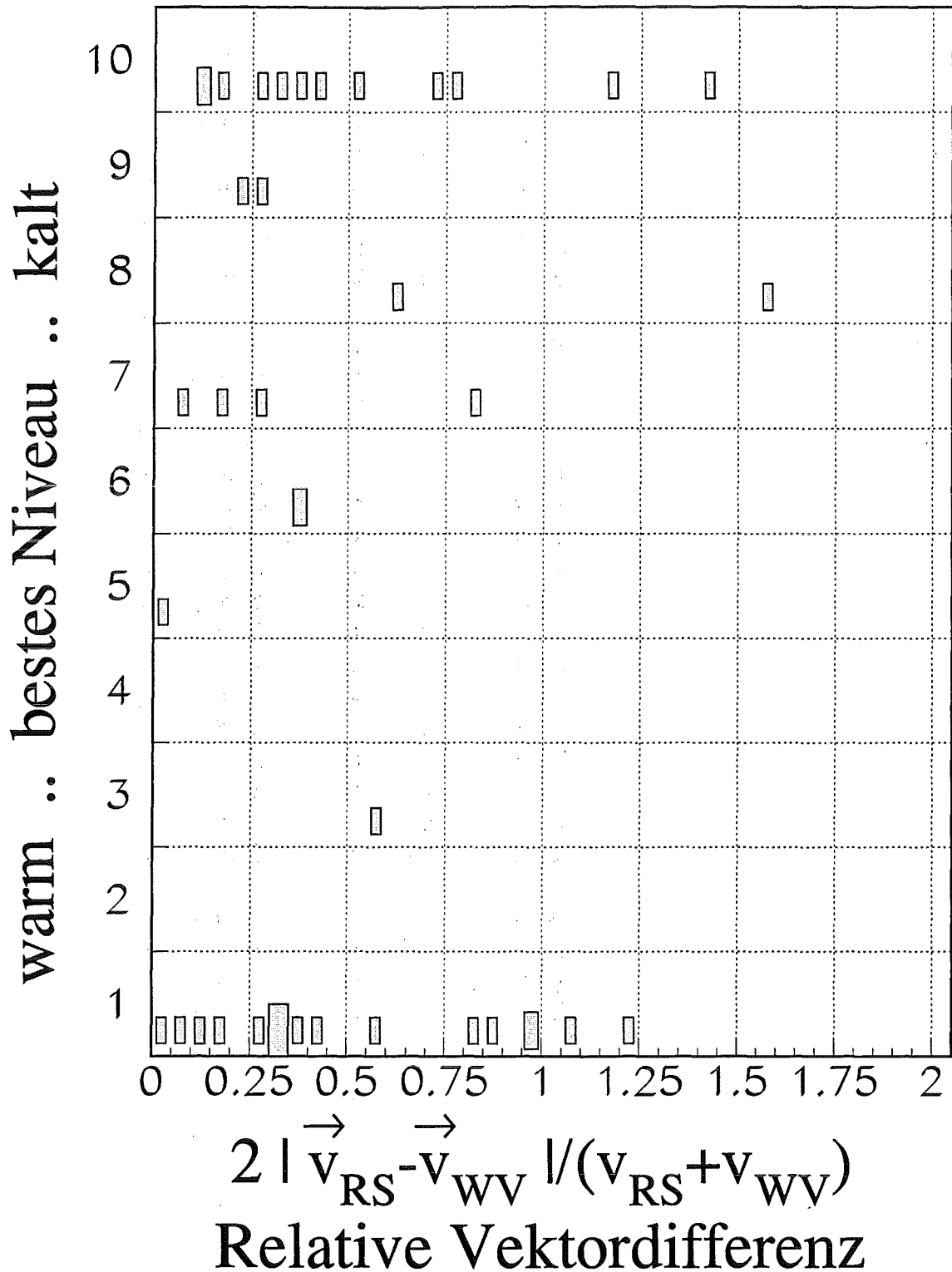


Abbildung 5.2: Anzahl der Fälle, dargestellt über dem Minimalwert der relativen Vektordifferenz zwischen RS-Windvektor und Verschiebungsvektor sowie über der Nummer derjenigen Klasse zwischen dem wärmsten (Klasse 1) und kältesten (Klasse 10) Pixel innerhalb der Parzelle, für deren zugehörige Höhe der Minimalwert gefunden wurde (insgesamt 42 Fälle). Die Fläche eines Rechtecks ist der Anzahl der Fälle in einer Zelle proportional.

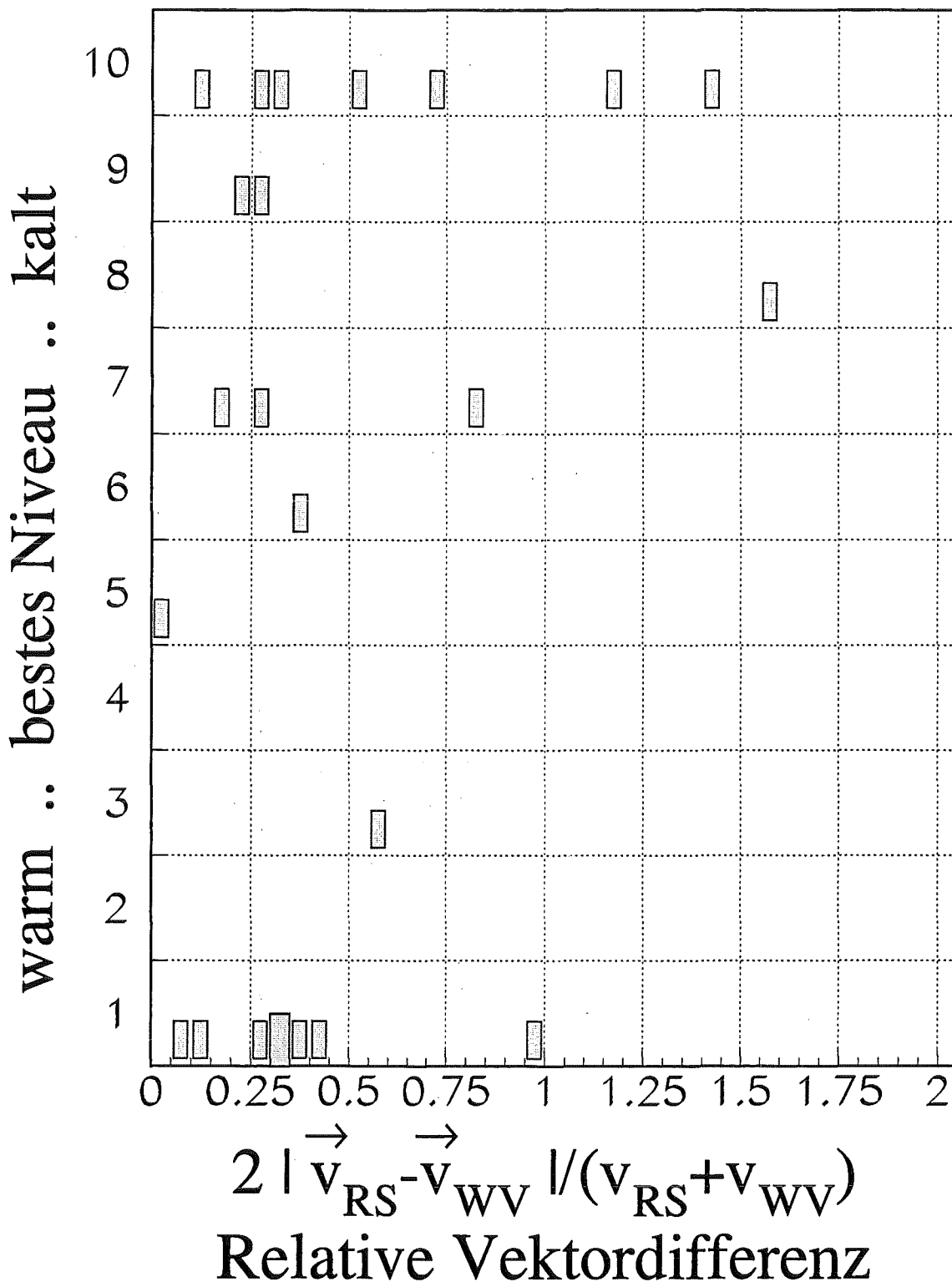


Abbildung 5.3: Anzahl der Fälle, dargestellt über dem Minimalwert der relativen Vektordifferenz zwischen RS-Windvektor und Verschiebungsvektor sowie über der Nummer derjenigen Klasse zwischen dem wärmsten (Klasse 1) und kältesten (Klasse 10) Pixel innerhalb der Parzelle, für deren zugehörigen Höhe der Minimalwert gefunden wurde. Zusätzlich wird gefordert, daß der Verschiebungsvektor mindestens die Länge von 3 Pixeln haben muß (insgesamt 24 Fälle).



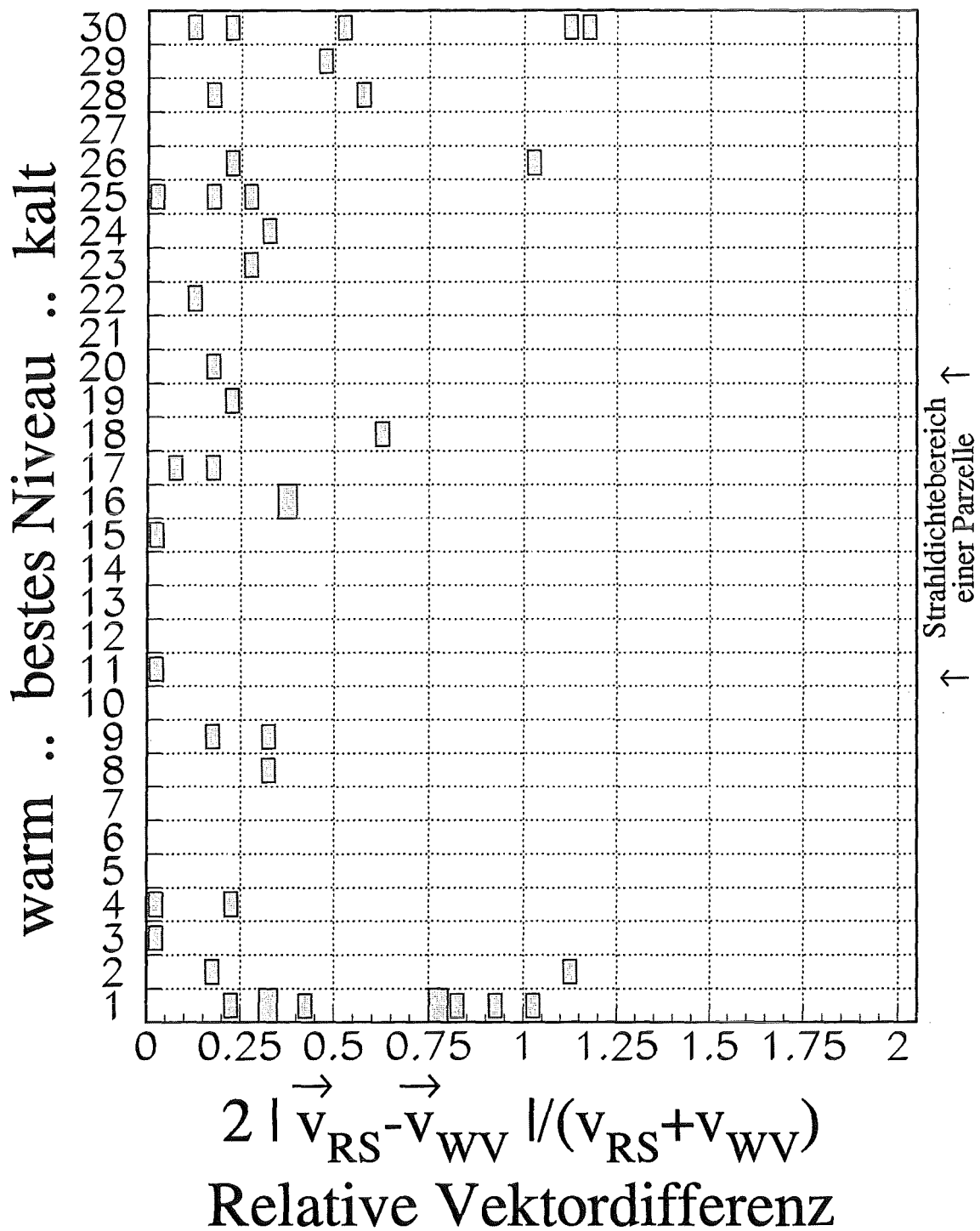


Abbildung 5.4: Analog zur Abb. 5.2 ist die Anzahl der Fälle aufgetragen über einem erweiterten Bereich (Klasse 1 bis Klasse 30). Der Strahllichtbereich einer Parzelle erstreckt sich jetzt zwischen Klasse 11 (wärmstes Pixel) und Klasse 20 (kältestes Pixel) (insgesamt 42 Fälle).

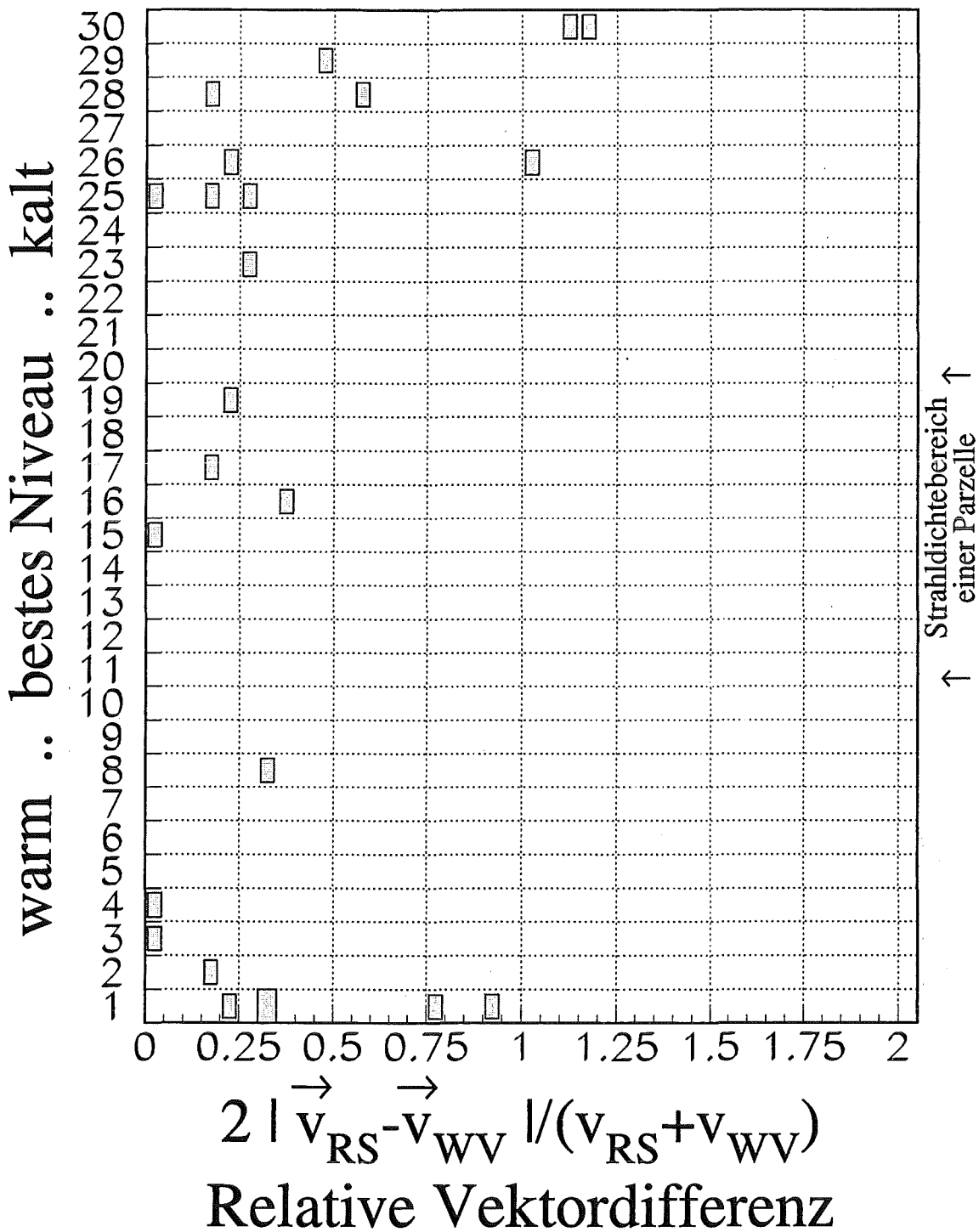


Abbildung 5.5: Analog zur Abb. 5.3 ist die Anzahl der Fälle aufgetragen über einem erweiterten Bereich (Klasse 1 bis Klasse 30). Der Strahllichtbereich einer Parzelle erstreckt sich jetzt von Klasse 11 (wärmstes Pixel) bis Klasse 20 (kältestes Pixel) (insgesamt 24 Fälle).

## 5.7 Untersuchung der Strahldichteverteilung einer Parzelle

Es stellt sich die Frage, inwieweit eine bessere Höhenzuordnung der WV-Verschiebungsvektoren möglich ist, wenn die Strahldichteverteilung der WV-Parzellen untersucht wird.

Da bisher die Höhenzuordnung  $z_3$  (bzw. Varianten von  $z_3$ ) die besten Übereinstimmungen mit den Verschiebungsvektoren erzielte, soll diese Höhenzuordnung in Abhängigkeit von der Strahldichteverteilung der Parzelle untersucht werden. Es wird die mittlere Strahldichte einer Parzelle zur Berechnung von  $z_3$  verwendet. Als Ausgangsmenge dienen die 42 Verschiebungsvektoren, deren korrespondierende Parzellen wolkenfrei sind.

Folgende Überlegung erscheint plausibel:

Wenn der Inhalt einer Parzelle im WV-Bild nur einen sehr kleinen Strahldichtebereich umfaßt, d.h. eine kleine Streuung um seinen Mittelwert besitzt, sollte der Fehler in der Höhenzuordnung ebenfalls klein sein. Bei einer kleinen Streuung der Strahldichteverteilung entsteht nur eine geringe Höhendifferenz, wenn entweder die warmen oder die kalten Pixel der Parzelle zur Berechnung von  $z_3$  verwendet werden. Entsprechend sollte ein größerer Fehler in der Höhenzuordnung vorhanden sein, wenn die Strahldichteverteilung sehr breit ist. Man erwartet, daß bei diesen Fällen entweder die warmen oder die kalten Pixel einer Parzelle vom Korrelationsverfahren verfolgt werden. Da die Höhenzuordnung  $z_3$  an dieser Stelle mit Hilfe der mittleren Strahldichte der Parzelle berechnet wird, sollte der Fehler in der Höhenzuordnung größer sein.

Zur Vereinfachung werden im folgenden ganze Zahlen für die Streuung angegeben. Dies kann man erreichen, wenn man statt der Strahldichteverteilung die Grauwertverteilung der Parzelle benutzt. Zwischen den Strahldichten und den Grauwerten besteht ein linearer Zusammenhang.

Tabelle 5.13 stellt die Höhenzuordnung  $z_3$  in Abhängigkeit von der Streuung der Grauwertverteilung der untersuchten Parzellen dar. Hierbei bedeutet  $\sigma$  die Streu-

Streuung $\sigma$	Anzahl $n$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
< 5	8	0.03 ; 0.46	1.76 ; 16.98 °	0.46 ; 0.24
$5 \leq \sigma < 7$	11	0.05 ; 0.58	-25.91 ; 44.21 °	0.75 ; 0.54
$7 \leq \sigma < 9$	9	0.01 ; 0.58	15.45 ; 38.83 °	0.57 ; 0.46
$9 \leq \sigma < 11$	6	-0.20 ; 0.64	7.36 ; 18.23 °	0.50 ; 0.33
$\geq 11$	8	-0.26 ; 0.39	8.80 ; 31.24 °	0.52 ; 0.44

Tabelle 5.13: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3$  in Abhängigkeit von der Streuung  $\sigma$  der Grauwertverteilung; Vergleich mit RS-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

ung in Grauwerteinheiten. Die Klasseneinteilung für  $\sigma$  wurde so gewählt, daß in jeder Klasse ungefähr gleich viele Fälle enthalten sind.

Man findet allerdings keine eindeutige funktionale Abhängigkeit von der Streuung der Grauwertverteilung beim Vergleich der Verschiebungsvektoren mit den bei der Höhe  $z_3$  interpolierten RS-Windvektoren. Bei den Parzellen mit sehr enger Grauwertverteilung ist eine recht gute Übereinstimmung zu beobachten. Dieses Ergebnis ist allerdings vorsichtig zu bewerten, da berücksichtigt werden muß, daß die Anzahl der Fälle in jeder Klasse klein ist. Andererseits ergeben auch die Klassen mit breiten Grauwertverteilungen eine bessere Übereinstimmung im Vergleich mit den Klassen mittlerer Streuung.

Alternativ kann eine etwas andere Unterteilung der Parzellen vorgenommen werden, indem solche mit 2 Peaks von denen mit nur einem Peak in der Grauwertverteilung getrennt werden. Die Überlegung hierbei ist, daß Fälle mit zwei Peaks möglicherweise auf einen mittleren Wind zurückgeführt werden können, der aus der Mittelung von zwei Windvektoren in unterschiedlichen Höhen resultiert.

Tabelle 5.14 stellt das Ergebnis dieser Untersuchung dar. Hierbei wurde wiederum die Höhenzuordnung  $z_3$  zur Berechnung der RS-Windvektoren verwendet. Aufgrund der zuvor beschriebenen Überlegung sollte die Höhenzuordnung  $z_3$  für die Fälle mit zwei Peaks in der Grauwertverteilung eine schlechtere Übereinstimmung im Vergleich zu den Fällen mit nur einem Peak der Grauwertverteilung erbringen, da sie als Höhenzuordnung nur einer Niveauhöhe aufzufassen ist. Zusätzlich wurde noch

Form des Spektrums	Anzahl $n$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
zwei Peaks	20	-0.17 ; 0.53	10.62 ; 26.95 °	0.53 ; 0.44
ein schmaler Peak ( $\sigma \leq 5.5$ )	11	-0.07 ; 0.45	-10.27 ; 37.29 °	0.59 ; 0.41
ein breiter Peak ( $\sigma > 5.5$ )	11	0.15 ; 0.55	-10.63 ; 32.54 °	0.64 ; 0.39

Tabelle 5.14: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3$  in Abhängigkeit von der Form der Grauwertverteilung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

eine Aufteilung der Fälle mit nur einem Peak im Grauwertspektrum in solche mit einem schmalen und in solche mit einem breiten Peak durchgeführt.

Überraschenderweise ergaben jedoch die Fälle mit zwei Peaks in der Grauwertverteilung eine etwas bessere Übereinstimmung. Als mögliche Erklärung kann man anführen, daß in diesen Fällen kein mittlerer Wind resultiert, sondern eine Verschiebung, die zu einem der beiden Peaks gehört, der bei der Korrelation als dominante Verschiebung aufgefunden wird. Bei zwei Peaks ist jeder einzelne Peak wiederum schmal verteilt.

Insgesamt muß man festhalten, daß keine der untersuchten Möglichkeiten hinsichtlich der Berücksichtigung der Grauwertverteilung einen eindeutigen Hinweis auf ein besseres Verständnis der Höhenzuordnung liefert.

## 5.8 Zusammenfassung

Absicht dieses Abschnitts ist, das bisher Erreichte kurz zusammenzufassen, es kritisch zu beleuchten und daraus die Motivation und Randbedingungen für das folgende Kapitel 6 abzuleiten.

Die Beachtung des Parameters vertikale Windscherung hat zum ersten Mal gezeigt, daß eine Gruppe von Zuordnungsmethoden günstigere Werte, z. B. für die relative Vektordifferenz, liefert als die übrigen Methoden. Das Gemeinsame in dieser Gruppe ist, daß die Zuordnung über die effektive Helligkeitstemperatur und das Temperaturprofil alleine vorgenommen wird. Dagegen hat die Untersuchung weiterer Charakteristika einer Parzelle zu keiner schlüssigen Klärung geführt. Die bei der Zuordnungsmethode  $z_3$  herausgehobene kalte bzw. warme Gruppe von Pixeln ließ sich nicht eindeutig einer das Korrelationsverfahren bestimmenden Gruppe von Pixeln zuordnen. Auch die Unterscheidung der Parzellen nach Anzahl der Peaks oder Form der Strahldichteverteilung ergab bis jetzt keinen Hinweis auf eine weitere Differenzierung der Methoden.

Als Referenzdaten für weitere Untersuchungen kommen nach den bisherigen Erkenntnissen nur RS-Daten in Frage, da diese einerseits einen unabhängigen Datensatz im Vergleich zu den berechneten Verschiebungsvektoren darstellen und andererseits bessere Übereinstimmungen mit den Verschiebungsvektoren als die ECMWF-Modelldaten erbrachten.

Will man desweiteren signifikante Ergebnisse erzielen, muß die funktionale Abhängigkeit der untersuchten Fälle von der atmosphärischen Windscherung im relevanten Höhenintervall untersucht werden. Wenn die vorhandene Windscherung größere Diskrepanzen hinsichtlich der betrachteten Höhenzuordnungen als die dem Verfahren sonst inhärenten Fehler bewirkt, können die erzielten Ergebnisse für eine tiefgreifende Diskussion der Themenstellung verwendet werden.

Der dem Verfahren der Höhenzuordnung inhärente Fehler ist zu einem wesentlichen Anteil durch die ungenaue Kenntnis des atmosphärischen Windprofils gegeben. Mit Hilfe von Radiosondenaufstiegen kann das atmosphärische Windprofil während des Sondenaufstiegs zwar recht genau gemessen werden, die Messungen erfolgen hierbei allerdings aufgrund des Sondenaufstiegs über einen Zeitraum von ca. 1/2 bis 1 h und an unterschiedlichen Orten. Desweiteren resultiert die Bestimmung der Verschiebungsvektoren aus drei aufeinanderfolgenden Satellitenbildern und stellt damit eine bzgl. Zeit und Ort ausgedehnte Messung dar. Die zeitliche Mittelung erfolgt hierbei über eine Stunde. Die räumliche Unsicherheit erstreckt sich über die Größe der untersuchten Parzelle, da zunächst nicht bekannt ist, welche Strukturen der Parzelle verfolgt werden. Bei einer Kantenlänge der Parzelle von 32 Pixel beträgt die Größe der Parzelle im Subsatellitenpunkt 180 km x 180 km. Im europäischen Raum vergrößert sich diese Fläche um ca. den Faktor 1.5. Da der Mittelpunkt der Parzelle in die nächste Nähe zu den geographischen Koordinaten der Sondenstation gelegt wird, kann die räumliche Unsicherheit für die geographische Breite und Länge der verfolgten Struktur mit ca. 90 - 135 km angegeben werden.

Die ECMWF-Daten stellen ebenfalls Mittelungen für zu verschiedenen Zeitpunk-

ten und an verschiedenen Orten erfolgte Messungen dar. Mit Hilfe von Modellrechnungen wird hierbei versucht, eine möglichst gute Anpassung der Eingabedaten im räumlichen und zeitlichen Mittel zu erreichen. Die Schrittweite des ECMWF-Modells beträgt  $1.125^\circ$ . Der Abstand zweier Längengrade beträgt am Äquator ca. 111 km. Die Schrittweite des ECMWF-Modells beträgt dort somit ca. 125 km. Wenn man also eine Interpolation der ECMWF-Modelldaten auf die geographischen Koordinaten der RS-Station durchführt, kann man die Unsicherheit des atmosphärischen Windprofils für den Vergleich mit den RS-Daten abschätzen.

Der Vergleich von ECMWF-Windvektoren mit RS-Windvektoren wurde zuvor bereits für zwei ausgewählte Szenen angegeben. Im relevanten Höhenintervall von 700 bis 300 hPa beträgt die Unsicherheit für die relative Vektordifferenz ca.  $40 \pm 40 \%$  (s. Tabellen 4.2 und 5.4). Die mittlere Differenz der Höhenzuordnungen  $z_1$  und  $z_3$  beträgt ca. 2 km. Dieser Wert kann im Einzelfall jedoch auch deutlich unterschritten werden und nur einige hundert Meter betragen. Für eine obere Abschätzung der mindestens notwendigen Windscherung wird hier ein Wert mit 0.5 km angesetzt. Aufgrund dieser Angaben benötigt man also eine mittlere Windscherung von mindestens 80 % pro km, um signifikante Ergebnisse erwarten zu können.

Die Unsicherheit der kleinen Verschiebungsvektoren ist aufgrund der Körnigkeit des WV-Bildes ebenfalls beträchtlich (s. Tabelle 5.5). Durch Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln kann jedoch die Unsicherheit der bestimmten Verschiebungsvektoren ausreichend reduziert werden. Ausreichend bedeutet in diesem Zusammenhang, daß die prozentuale Unsicherheit in der relativen Vektordifferenz beim Windvergleich aufgrund der Unsicherheit bei der Bestimmung der Verschiebungsvektoren kleiner ist als aufgrund der ungenauen Kenntnis des atmosphärischen Windprofils.

Man benötigt für eine Untersuchung mit Hilfe von RS-Profilen und in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung ungefähr die gleiche Anzahl an Parzellen wie bei der zuvor beschriebenen Einteilung des gesamten Bildes in angrenzende Parzellen beim Windvergleich mit ECMWF-Profilen. Die Anzahl der Sondenprofile kann mit ca. 140 pro Szene angegeben werden. Um ca. 4000 Fälle für die angestrebte Untersuchung zu erhalten, benötigt man somit Daten eines ganzen Monats mit jeweils einer Szene pro Tag.

Aus diesem Grund wurde ein vollständiger Datensatz für den Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC beschafft (Satellitenbilder von EUMETSAT und RS-Daten vom DWD). Die Entscheidung zugunsten des Monats Juni 1996 fiel nach sorgfältiger Prüfung. Im Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC waren weite Teile Europas weitgehend unbewölkt. Die meisten RS-Stationen im Blickfeld von METEOSAT befinden sich in Europa.

## Kapitel 6

# Auswertung des Monats Juni 1996, 12 Uhr UTC

Die Auswertung der Daten vom Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC erfolgte analog zu der bereits zuvor beschriebene Auswertung der Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC. Aufgrund des großen Rechenaufwandes wurde allerdings auf die Verwendung von Filtermethoden zur Erhöhung der Ausbeute an guten Verschiebungsvektoren verzichtet. Damit verringert sich die Anzahl der guten Verschiebungsvektoren pro Szene um ca. den Faktor 1.7. Der 26. Juni, 12 Uhr UTC konnte nicht ausgewertet werden, da eines der drei aufeinanderfolgenden WV-Bilder aufgrund von Störungen im operationellen Betrieb von METEOSAT nicht geliefert werden konnte. Der 29. Juni, 12 Uhr UTC konnte nur unvollständig ausgewertet werden, da eines der drei aufeinanderfolgenden WV-Bilder eine mangelhafte Bildqualität besaß. Die Kantenlänge einer Parzelle wurde auf 32 Pixel festgesetzt, um die räumliche Unsicherheit der verfolgten Strukturen einzugrenzen.

Als Ausgangsmenge standen 3817 RS-Profile für den Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC zur Verfügung. Für 1962, zugehörige Parzellen konnten gute Verschiebungsvektoren berechnet werden. Wenn eine berechnete Höhe oberhalb des gemessenen atmosphärischen Windprofils bestimmt wurde, konnte kein Vergleich mit dem entsprechenden Verschiebungsvektor durchgeführt werden. Aus diesem Grund sind im folgenden wiederum geringfügige Abweichungen in der Anzahl der für jede Höhenzuordnung zum Vergleich verfügbaren Fälle vorhanden. Im Mittel konnten in ca. 1800 Fällen Vergleiche mit RS-Windvektoren durchgeführt werden.

Nach der Trennung zwischen unbewölkten und bewölkten Parzellen blieben ca. 600 Fälle übrig, bei denen im zugehörigen IR-Bild keine mittelhohen und hochliegenden Wolken beobachtet wurden. Die ermittelten Zahlen für einen Tag entsprechen in etwa der Anzahl an Fällen für die zuvor beschriebene Auswertung des 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC. Hier standen ohne die Anwendung von Filtermethoden 70 gute Verschiebungsvektoren für die Auswertung zur Verfügung. In 25 Fällen war dabei die zugehörige Parzelle wolkenfrei. Damit ist das Verhältnis zwischen den bewölkten und unbewölkten Parzellen in etwa konstant. Von diesen ca. 600 unbewölkten Fällen konnten dennoch (wie im folgenden beschrieben) eine ausreichende Anzahl

mit großer atmosphärischer Windscherung extrahiert werden.

Der Grund dafür ist, daß in diesem Zusammenhang zum erstenmal die sog. markanten Punkte des atmosphärischen Windprofils bei der Auswertung berücksichtigt wurden. Dadurch wurden im Durchschnitt etwas höhere mittlere Windscherungen berechnet. Ebenso wurden zur Berechnung der Beitragsfunktionen und Strahldichten die markanten Punkte des Temperatur- und Taupunktsprofils verwendet.

Markante Punkte werden für Radiosondenmessungen in einem gesonderten Datensatz geliefert und immer dann angegeben, wenn der entsprechende Wert der jeweiligen physikalischen Größe von dem Wert, der aus der linearen Interpolation der begrenzenden Niveaulächen in einem T- log p- Diagramm resultiert, um mehr als ein bestimmter Schwellenwert abweicht. Auf diese Weise ist es dem DWD mit Hilfe einer variablen Niveaunzahl möglich, das vollständige Profil mit einer der betrachteten physikalischen Größe eigenen Mindestgenauigkeit an die Benutzer weiterzugeben.

Die Mindestgenauigkeit des Temperaturprofils unterhalb der Tropopause ist auf 1 K festgesetzt. Die weiteren Werte für die Mindestgenauigkeit betragen 15 % für die relative Feuchte in der unteren bis mittleren Troposphäre, für das Windprofil 10° im Winkel und 10 kn für die Windgeschwindigkeit. Für die zuvor beschriebenen Untersuchungen waren nur die Daten auf den atmosphärischen Hauptdruckflächen benutzt worden. ECMWF-Daten stehen ohnehin nur auf den Hauptdruckflächen zur Verfügung.

Weiterhin wurden die Strahlungstransportrechnungen wie bereits bei Verwendung von ECMWF-Daten für den 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC bis zu einer Niveauhöhe von 10 hPa ausgedehnt. Zuvor waren für die Strahlungstransportrechnungen mit Hilfe von RS-Daten nur die Niveaulächen bis 100 hPa verwendet worden.

Da das Strahlungstransportprogramm MODTRAN (MODTRAN 3.5, Version 1.1) in der Eingabe nur eine maximale Anzahl von 34 Niveaus zuläßt, konnten die markanten Punkte des Temperatur- und Taupunktsprofil nur im relevanten Höhenintervall von 700 hPa bis 300 hPa berücksichtigt werden.

In sehr wenigen Fällen wurde in diesem Zuge trotzdem die maximal mögliche Anzahl von 34 Niveaus durch die Verwendung aller Hauptdruckflächen bis 10 hPa sowie durch die Verwendung aller markanten Punkte zwischen 700 bis 300 hPa überschritten. In diesen Fällen wurde dann die entsprechende Anzahl an Hauptdruckflächen über 100 hPa weggelassen, sodaß sich genau die maximal mögliche Anzahl von 34 Niveaulächen ergab.

Zur Bestimmung des RS-Windes durch Interpolation konnte hingegen das vollständige Windprofil verwendet werden. Allerdings bewegt man sich hier ohnehin nur im Höhenintervall von ca. 600 hPa bis 250 hPa. Die Temperaturprofile lagen in allen Fällen bis mindestens 100 hPa vollständig vor. Für die Feuchteprofile wurde wie zuvor gefordert, daß die Meßwerte bis mindestens 400 hPa vorhanden waren. Bei unvollständigem Feuchteprofil oberhalb von 400 hPa wurde eine Extrapolation durchgeführt, indem die letzte gemessene Taupunktdifferenz beibehalten wurde.



## 6.1 Vergleich von gemessenen mit berechneten Strahldichten

Eine gute Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Strahldichte ist wichtig, damit die Höhenzuordnungen, die sich einerseits auf die berechnete Beitragsfunktion stützen, als konsistent betrachtet werden dürfen mit den Höhenzuordnungen, die die gemessene Strahldichte und damit das Integral der Beitragsfunktion verwenden.

Der Eichkoeffizient des Radiometers an Bord von METEOSAT ist keine konstante Größe, sondern abhängig von den sich verändernden Materialeigenschaften des Radiometers (s. Kap. 1.2.4). Aus diesem Grund wird von EUMETSAT mit Hilfe von Strahlungstransportrechnungen zweimal täglich der Eichkoeffizient neu bestimmt. Der operationelle Wert wird allerdings nur dann angepaßt, wenn die Abweichung vom zuletzt ermittelten Eichkoeffizienten größer als 1,5 % ist.

Tabelle 6.1 zeigt die von EUMETSAT angegebenen Werte für den Eichkoeffizienten des WV-Kanals im Monat Juni 1996. Man erkennt geringfügige Schwankun-

Datum	Slot	Eichkoeffizient
30. Mai	40	0.007373
5. Juni	40	0.007460
7. Juni	16	0.007342
12. Juni	16	0.007459
13. Juni	16	0.007543
15. Juni	40	0.007487
16. Juni	40	0.007398
20. Juni	16	0.007485
22. Juni	40	0.007645
23. Juni	16	0.007479
23. Juni	40	0.007614
24. Juni	16	0.007492
25. Juni	40	0.007406
30. Juni	40	0.007518

Tabelle 6.1: Von EUMETSAT ermittelte Werte des Eichkoeffizienten  $\alpha$  für den Monat Juni 1996

gen des Eichkoeffizienten. Ein einheitlicher Verlauf ist allerdings nicht ersichtlich. Die Angabe der vielen Nachkommastellen scheint hingegen nicht unbedingt mit der tatsächlich bestimmbaren Genauigkeit des Eichkoeffizienten  $\alpha$  übereinzustimmen. So schwankt  $\alpha$  z.B. am 23. Juni innerhalb eines Tages in der gleichen Größenordnung wie im ganzen Monat Juni. Es scheint schwer vorstellbar, daß dieser Effekt alleine mit sich ändernden Materialeigenschaften begründet werden kann. Der Grund für die Schwankungen dürfte wohl eher in den Unsicherheiten der Eingabedaten für die Strahlungstransportrechnungen zu suchen sein. Man muß sich nur die ungenauen

Feuchtemessungen der Radiosonden sowie deren Auswirkungen auf die Strahlungs-transportrechnungen vergegenwärtigen.

Für den Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Strahldichten wurden die von EUMETSAT ermittelten Werte für  $\alpha$  benutzt. Die Bestimmung der gemessenen Strahldichten erfolgte mit Hilfe der Grauwerte im WV-Bild an den geographischen Koordinaten der zugehörigen RS-Station. Um sich nicht auf den einzigen Meßwert eines Pixels zu stützen, wurde der Mittelwert aus den 4 nächstliegenden Pixeln berechnet.

Es lagen insgesamt 3817 von Radiosonden gemessene Datensätze vor. Von den zugehörigen Parzellen waren 1565 unbewölkt. Diese Zahl ist größer als die Anzahl der für den Windvergleich zur Verfügung stehenden Fälle, da beim Strahldichtevergleich keine Beschränkung auf die Fälle notwendig ist, bei denen gute Verschiebungsvektoren aufgefunden werden konnten.

Tabelle 6.2 zeigt den Strahldichtevergleich für den Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC. Wie zuvor bei der Untersuchung des 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC sind im unbewölkt-

Anzahl $n$	$L_{mess} - L_{rech}$ [ $Wm^{-2}sr^{-1}$ ] $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{L_{mess} - L_{rech}}{L_{mess} + L_{rech}}$ $\bar{x}; s$
3817	0.07 ; 0.26	0.09 ; 0.19
1565 unbewölkt	0.10 ; 0.30	0.11 ; 0.19
2252 bewölkt	0.04 ; 0.22	0.07 ; 0.19

Tabelle 6.2: Vergleich von gemessenen ( $L_{mess}$ ) mit berechneten ( $L_{rech}$ ) Strahldichten; Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

ten Fall die gemessenen Strahldichten im Mittel ca. 10 % größer als die berechneten. Die Streuung der relativen Strahldichten ist für die unbewölkten Parzellen für den gesamten Monat Juni sogar 5% größer als bei der Untersuchung des 6. Juni.

Die Abweichungen für alle Parzellen sowie insbesondere für die bewölkten sind hingegen etwas geringer. Erneut ist die Streuung im Verhältnis zum Mittelwert für die unbewölkten Parzellen deutlich geringer als bei den bewölkten.

Insgesamt muß man jedoch feststellen, daß die Abweichungen wiederum erheblich größer ausfallen im Vergleich mit der von EUMETSAT angegebenen Eichgenauigkeit des WV-Kanals. Man muß hierbei berücksichtigen, daß EUMETSAT eine Auswahl trifft, welche RS-Profile für die Eichung zugelassen werden. Man kann annehmen, daß die Meßwerte dieser ausgewählten RS-Profile eine höhere Genauigkeit aufweisen. Diese Annahme ist einerseits darin begründet, daß nicht alle RS-Stationen mit der gleichen Meßtechnik arbeiten. Andererseits findet auch eine Auswahl nach der vorherrschenden meteorologischen Lage statt. RS-Profile bei besonders trockener Troposphäre werden nicht berücksichtigt.

An dieser Stelle wird jedoch nicht - wie bei der von EUMETSAT durchgeführten Eichung - eine besonders gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Strahldichten angestrebt. Vielmehr soll durch den Strahldichtevergleich eine

Abschätzung möglich sein, welche Konsistenz die verwendeten Datensätze für den Windvergleich besitzen.

Eine Möglichkeit wäre sicherlich, den Windvergleich nur bei besonders guter Übereinstimmung zwischen gemessener und berechneter Strahldichte durchzuführen. Andererseits würde durch diese Maßnahme der größte Teil der RS-Profile aussortiert. Die Folge wäre dann, daß nicht mehr genügend Fälle vorliegen, um die Abhängigkeit der Höhenzuordnung von der atmosphärischen Windscherung zu untersuchen.

Obwohl bekannt ist, daß die Feuchtedaten in der oberen Troposphäre große Ungenauigkeiten aufweisen, ist eine Korrektur der RS-Profile in Fällen schlechter Übereinstimmung der Strahldichten kaum möglich, da die Fehler für die einzelnen Atmosphärenschichten nicht gegeben sind. Der Strahldichtevergleich liefert nur eine Information über die mittlere Güte des vollständigen Profils. An späterer Stelle erfolgt die Angabe des Vergleichs zwischen den Verschiebungsvektoren und den RS-Windvektoren bei unterschiedlicher Windscherung mit Hilfe einer Klasseneinteilung. Um dabei die Güte des jeder Klasse zugrundeliegenden Datensatzes beurteilen zu können, wird dann auch der Strahldichtevergleich für jede Klasse angegeben werden.

## 6.2 Vergleich der Verschiebungsvektoren mit RS-Profilwinden

Wie zuvor wurde eine Untersuchung der Höhenzuordnungen  $z_1$ ,  $z_2$  und  $z_3$  sowie der mittleren Winde  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  durchgeführt. Zur Berechnung von  $z_3$  wurde hierfür der mittlere Strahldichtewert der Parzelle verwendet. Zusätzlich erfolgte als Variante von  $z_3$  die Berechnung mit Hilfe der Strahldichte des kältesten Pixel einer Parzelle. Diese Höhenzuordnung wird wie zuvor mit  $z_3'''$  bezeichnet. Als weitere Variante wurde die Höhenzuordnung  $z_3''$  mit Hilfe der berechneten Strahldichte bestimmt. Auf eine Modifikation des Eichkoeffizienten wurde an dieser Stelle aufgrund der Größe des Datensatzes sowie des sich von Tag zu Tag ändernden Eichkoeffizienten verzichtet. Aufgrund der Untersuchungen der vorigen Kapitel ist dies auch nicht nötig, da die Höhenzuordnungen  $z_3'$  und  $z_3''$  nahezu dieselben Zahlenwerte liefern. Der Grund hierfür ist durch die Definitionen von  $z_3'$  und  $z_3''$  gegeben.

Zur Berechnung von  $z_3'$  wird für eine Szene der Eichkoeffizient so bestimmt, daß die mittlere Abweichung zwischen gemessener und berechneter Strahldichte null wird. Zur Bestimmung von  $z_3''$  wird in jedem Einzelfall die berechnete Strahldichte benutzt. Der Unterschied zwischen diesen beiden Höhenzuordnungen ist also nur durch eine zusätzliche Mittelung über die RS-Profile einer Szene gegeben.

Tabelle 6.3 stellt den Vergleich der Verschiebungsvektoren mit den RS-Windvektoren für die angegebenen Höhenzuordnungen sowie mit den gemittelten Winden dar. Man erkennt in Tabelle 6.3, daß die Höhenzuordnungen, die sich auf  $z_3$  bzw. Varianten von  $z_3$  stützen, sowie der mittlere Wind  $(u, v)_2$ , ca. 10 % bessere Werte für den Mittelwert der relativen Vektordifferenz ergeben. Auch die Streuungen der relativen Vektordifferenz sind für diese Definitionen etwas geringer. Es ist offensichtlich, daß diese geringfügigen Unterschiede nicht durch die Mehrzahl der Fälle bei kleiner at-

mosphärischer Windscherung verursacht werden können, da diese Fälle nur wenig empfindlich auf die einzelnen Höhenzuordnungen sind. Vielmehr muß angenommen werden, daß diese Unterschiede von den wenigen Fällen mit großer atmosphärischer Windscherung herrühren. Es liegt also eine Ausgangsmenge vor, aus der die interessanten Fälle isoliert und gesondert betrachtet werden müssen.

Anzahl $n$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>			
1837	-0.11 ; 0.50	-1.39 ; 36.63 °	0.55 ; 0.46
572 unbewölkt	-0.13 ; 0.61	-1.57 ; 48.67 °	0.72 ; 0.54
1265 bewölkt	-0.10 ; 0.45	-1.31 ; 29.65 °	0.48 ; 0.40
<b>Höhe <math>z_2</math></b>			
1844	-0.06 ; 0.50	-0.64 ; 36.94 °	0.54 ; 0.46
572 unbewölkt	-0.09 ; 0.60	-1.29 ; 47.31 °	0.69 ; 0.53
1272 bewölkt	-0.05 ; 0.45	-0.35 ; 31.19 °	0.48 ; 0.41
<b>Höhe <math>z_3</math></b>			
1839	0.00 ; 0.44	0.36 ; 32.30 °	0.47 ; 0.42
573 unbewölkt	0.00 ; 0.53	2.35 ; 41.54 °	0.60 ; 0.49
1266 bewölkt	0.00 ; 0.39	-0.53 ; 27.07 °	0.41 ; 0.37
<b>Höhe <math>z_3'' = z_3(T_{eff} \text{ berechnet})</math></b>			
1835	0.03 ; 0.46	0.15 ; 32.21 °	0.49 ; 0.43
572 unbewölkt	0.04 ; 0.56	0.72 ; 40.27 °	0.61 ; 0.49
1263 bewölkt	0.03 ; 0.41	-0.11 ; 27.82 °	0.43 ; 0.38
<b>Höhe <math>z_3''' = z_3(\text{kältestes Pixel})</math></b>			
1826	0.06 ; 0.46	0.74 ; 32.24 °	0.48 ; 0.43
572 unbewölkt	0.05 ; 0.53	0.86 ; 40.03 °	0.59 ; 0.48
1254 bewölkt	0.07 ; 0.43	0.69 ; 28.00 °	0.44 ; 0.40
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>			
1837	-0.27 ; 0.50	-0.20 ; 35.27 °	0.60 ; 0.44
572 unbewölkt	-0.22 ; 0.59	0.52 ; 43.06 °	0.70 ; 0.49
1265 bewölkt	-0.29 ; 0.46	-0.52 ; 31.12 °	0.56 ; 0.41
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>			
1822	0.01 ; 0.43	0.64 ; 30.86 °	0.46 ; 0.41
572 unbewölkt	0.01 ; 0.53	2.12 ; 40.85 °	0.59 ; 0.49
1250 bewölkt	0.01 ; 0.38	-0.04 ; 24.98 °	0.39 ; 0.35

Tabelle 6.3: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1, z_2, z_3, z_3''$  und  $z_3'''$  sowie  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$ ; Vergleich mit RS-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

### 6.2.1 Klasseneinteilung in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung

Wie bereits bei der Untersuchung des 6. Juni wurde eine Klasseneinteilung für die im relevanten Höhenintervall vorherrschende atmosphärische Windscherung eingeführt. Zunächst wurde für jeden Einzelfall der kleinste und größte Wert aus den drei Höhenzuordnungen  $z_1$ ,  $z_2$  und  $z_3$  sowie die jeweils begrenzenden Niveauhöhen des Windprofils ermittelt. Da in dieser Untersuchung die markanten Punkte des Windprofils berücksichtigt wurden, lagen entsprechend mehr Werte im Windprofil vor. Deshalb konnten jetzt die begrenzenden Niveauhöhen genauer bestimmt werden. Dann wurde wiederum die gemittelte Windscherung zwischen diesen beiden Niveauhöhen berechnet, indem für jeweils zwei aufeinanderfolgende Niveauhöhen die relative Vektordifferenz der zugehörigen Windvektoren durch deren Höhendifferenz geteilt und aus allen Werten der Mittelwert gebildet wurde. Es erfolgte eine Klasseneinteilung für die mittlere Windscherung mit einer Schrittweite von 10 % pro km. Im Einzelnen sind die Ergebnisse dieser detaillierten Untersuchung im Anhang (9.17 bis 9.23) wiedergegeben. Die Tabelle 6.4 stellt die Abhängigkeit der einzelnen Höhenzuordnungen von der mittleren Windscherung dar, indem die Ergebnisse mit einer Klassenbreite von 50 % pro km zusammengefaßt sind.

Wenn jedoch in Ausnahmefällen auf mindestens zwei aufeinanderfolgenden Niveauflächen innerhalb der begrenzenden Niveauhöhen beide Windkomponenten mit null angegeben waren und dadurch das Windprofil größere Lücken aufwies, wurde der entsprechende Fall nicht berücksichtigt. Wenn nur auf einer einzelnen Niveaufläche beide Windkomponenten zu null angegeben waren, wurde diese Fläche bei der Berechnung der mittleren Windscherung einfach übersprungen. Allerdings wurde kein Windvergleich vorgenommen, wenn auf einer der beiden begrenzenden Niveauflächen einer berechneten Höhe beide Windkomponenten null waren. Daraus erklärt sich die etwas variierende Anzahl von Fällen für die einzelnen Klassen.

Die Tabelle 6.4 (bzw. 9.17 bis 9.23) stellt das Ergebnis dieser Untersuchung dar. Wie beim Vergleich der Verschiebungsvektoren mit ECMWF-Daten für den 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC bei großer Windscherung, erhält man auch bei Verwendung von RS-Profilen als Referenzdaten für die Höhenzuordnung  $z_3$  sowie Variationen davon und insbesondere bei Verwendung der kältesten Pixel ( $z_3'''$ ) deutlich bessere Übereinstimmungen. Am besten erkennt man diesen Sachverhalt beim Vergleich der relativen Vektordifferenzen.

Nun sind die absoluten Abweichungen bei großer Windscherung insgesamt deutlich geringer. Während beim Vergleich mit ECMWF-Daten bei großer Windscherung die Mittelwerte der relativen Vektordifferenzen ca. 2 Standardabweichungen von null verschieden waren, erhält man beim Vergleich mit Hilfe von RS-Daten bei großer Windscherung Abweichungen für die Höhenzuordnung  $z_3'''$  von nur noch ca. 1,25 Standardabweichungen.

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>				
391	0 - 50	0.00 ; 0.48	1.67 ; 34.08 °	0.56 ; 0.43
123	50 - 100	-0.29 ; 0.66	-2.82 ; 65.99 °	0.99 ; 0.54
50	$\geq 100$	-0.74 ; 0.72	-21.42 ; 75.18 °	1.22 ; 0.59
<b>Höhe <math>z_2</math></b>				
391	0 - 50	0.04 ; 0.48	1.58 ; 34.16 °	0.55 ; 0.43
125	50 - 100	-0.22 ; 0.64	-6.46 ; 64.65 °	0.94 ; 0.55
50	$\geq 100$	-0.70 ; 0.64	-4.45 ; 69.48 °	1.09 ; 0.60
<b>Höhe <math>z_3</math></b>				
391	0 - 50	0.09 ; 0.47	2.04 ; 32.70 °	0.51 ; 0.44
125	50 - 100	-0.12 ; 0.55	1.39 ; 56.68 °	0.79 ; 0.53
50	$\geq 100$	-0.34 ; 0.67	6.62 ; 55.02 °	0.84 ; 0.56
<b>Höhe <math>z_3'' = z_3</math> (<math>T_{eff}</math> berechnet)</b>				
391	0 - 50	0.13 ; 0.49	-0.90 ; 31.72 °	0.54 ; 0.43
125	50 - 100	-0.08 ; 0.60	1.50 ; 57.39 °	0.80 ; 0.53
50	$\geq 100$	-0.29 ; 0.70	-1.57 ; 46.32 °	0.78 ; 0.57
<b>Höhe <math>z_3''' = z_3</math> (kältestes Pixel)</b>				
390	0 - 50	0.12 ; 0.47	1.46 ; 31.89 °	0.51 ; 0.44
125	50 - 100	-0.08 ; 0.57	-1.94 ; 54.36 °	0.77 ; 0.53
50	$\geq 100$	-0.21 ; 0.62	1.46 ; 51.87 °	0.71 ; 0.56
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>				
391	0 - 50	-0.12 ; 0.52	2.37 ; 35.09 °	0.59 ; 0.43
123	50 - 100	-0.35 ; 0.64	-1.33 ; 61.49 °	0.92 ; 0.56
50	$\geq 100$	-0.71 ; 0.53	-4.47 ; 38.86 °	0.94 ; 0.46
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>				
390	0 - 50	0.09 ; 0.46	1.98 ; 32.63 °	0.51 ; 0.44
125	50 - 100	-0.13 ; 0.56	1.52 ; 56.72 °	0.78 ; 0.53
50	$\geq 100$	-0.31 ; 0.65	4.37 ; 49.29 °	0.79 ; 0.54

Tabelle 6.4: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1$ ,  $z_2$ ,  $z_3$ ,  $z_3''$  und  $z_3'''$  sowie  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  in Abhängigkeit der mittleren atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit RS-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

Bei großer Windscherung wurde versucht, die Unterschiede zwischen den einzelnen Höhenzuordnungen weiter zu vergrößern, indem nun alle Fälle aussortiert wurden, bei denen der zugehörige Verschiebungsvektor eine Länge von weniger als drei Pixeln besaß und damit aufgrund der Körnigkeit des WV-Bildes nur unzureichend genau bestimmt werden konnte. Die Tabelle 6.5 gibt eine Zusammenfassung dieser Untersuchung. Die Klassenbreite für die Windscherung in dieser Übersicht beträgt wiederum 50% pro km. Die detaillierten Ergebnisse mit einer Klasseneinteilung von 10 % pro km sind im Anhang (Tabellen 9.24 bis 9.30) angegeben. Tatsächlich vergrößern sich die Unterschiede zwischen den betrachteten Höhenzuordnungen nochmals erheblich. Mit 22 Fällen bei einer Windscherung von über 100 % pro km bleibt eine noch genügend große Anzahl für statistische Betrachtungen übrig. Dabei muß man berücksichtigen, daß die Klasse der Windscherungen über 100 % pro km keine lineare Fortsetzung der Klassen mit kleinerer Windscherung darstellt, da für diese Klasse mitunter sehr große Windscherungen berechnet wurden. Der Zähler im Ausdruck für die Berechnung der Windscherung ist zwar durch die relative Vektordifferenz des Windprofils gegeben und damit im Intervall von 0 - 200 % normiert. Durch die Division mit der Höhendifferenz im Nenner des Ausdrucks können hingegen sehr große Werte erreicht werden. Dies gilt insbesondere für diese Untersuchung, bei der die markanten Punkte des Windprofils berücksichtigt wurden und deshalb in einigen Fällen nur geringe Höhendifferenzen von wenigen hundert Metern auftraten.

Als Ergebnis dieser Untersuchung muß festgehalten werden, daß für die Höhenzuordnung  $z_3'''$ , die mit Hilfe der kältesten Pixel vorgenommen wird, die Mittelwerte der relativen Vektordifferenz bei sehr großer Windscherung ca. eine Standardabweichung niedriger sind im Vergleich mit den Höhenzuordnungen, die sich auf die Beitragsfunktion stützen.

Auch die Ergebnisse für die mittleren Winde sind schlechter als das Ergebnis für  $z_3'''$ , wobei  $(u, v)_1$  erheblich schlechtere Werte erzielt und  $(u, v)_2$  ebenso wie die anderen Höhenzuordnungen, die sich auf die gemessene oder berechnete Strahldichte stützen, nur geringfügig schlechtere Werte ergibt.

Erneut zeigt sich, dieses Mal noch klarer als in Abschnitt 5.4, daß Methoden, die von der Strahldichte ausgehen, deutlich günstigere Ergebnisse erzielen als andere Methoden, die die Beitragsfunktion verwenden. Als weiteres bedeutsames Ergebnis dieser Untersuchung kann man festhalten, daß sich die Werte bei sehr kleiner Windscherung (s. Anhang) für alle Höhenzuordnungen deutlich verringert haben, nachdem die kleinen Verschiebungsvektoren aussortiert wurden. Man findet damit in etwa die zuvor angestellten Überlegungen hinsichtlich der Ungenauigkeiten der kleinen Verschiebungsvektoren bestätigt.

Abschließend muß noch überprüft werden, ob die Daten, die in den zur Unterscheidung der Windscherung gebildeten Klassen verwendet werden, auch in der bisher erwarteten Form widerspruchsfrei sind. Nur wenn die Klassen mit großer Windscherung eine ungefähr gleich gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Strahldichten aufweisen wie die Klassen mit geringer Windscherung, dürfen die oben erzielten Erkenntnisse als gesichert betrachtet werden.

Tabelle 9.31 (s. Anhang) zeigt den Strahldichtevergleich für die einzelnen Klassen mit



unterschiedlicher Windscherung nach Aussortieren der Fälle, bei denen die Länge des Verschiebungsvektors kleiner als drei Pixel war. Aus Tabelle 9.31 geht hervor, daß keine großen Unterschiede im Strahldichtevergleich für die einzelnen Klassen bestehen. Man stellt hingegen sogar fest, daß die Klasse mit der größten Windscherung, für die deutliche Unterschiede zwischen den jeweiligen Höhenzuordnungen berechnet wurden, eine etwas bessere Übereinstimmung der Strahldichten aufweist im Vergleich mit den übrigen Klassen. Die Ergebnisse für die Untersuchung der Höhenzuordnung bei großer Windscherung dürfen somit als gesichert gelten.

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
<b>Maximum der Beitragsfunktion <math>z_1</math></b>				
263	0 - 50	-0.14 ; 0.37	-0.09 ; 26.08 °	0.45 ; 0.33
51	50 - 100	-0.59 ; 0.57	-2.14 ; 52.45 °	0.95 ; 0.50
22	$\geq 100$	-0.92 ; 0.68	-37.93 ; 77.04 °	1.31 ; 0.60
<b>Höhe <math>z_2</math></b>				
263	0 - 50	-0.09 ; 0.36	-0.24 ; 26.09 °	0.44 ; 0.32
52	50 - 100	-0.45 ; 0.51	4.25 ; 50.95 °	0.82 ; 0.52
22	$\geq 100$	-0.88 ; 0.58	-22.71 ; 67.25 °	1.21 ; 0.58
<b>Höhe <math>z_3</math></b>				
262	0 - 50	-0.04 ; 0.35	0.04 ; 24.51 °	0.39 ; 0.33
52	50 - 100	-0.29 ; 0.45	4.08 ; 43.93 °	0.65 ; 0.44
22	$\geq 100$	-0.46 ; 0.62	14.36 ; 56.62 °	0.86 ; 0.60
<b>Höhe <math>z_3'' = z_3</math> (<math>T_{eff}</math> berechnet)</b>				
263	0 - 50	0.00 ; 0.38	-0.85 ; 23.06 °	0.41 ; 0.32
52	50 - 100	-0.25 ; 0.50	3.92 ; 45.27 °	0.67 ; 0.47
22	$\geq 100$	-0.35 ; 0.68	7.80 ; 42.42 °	0.78 ; 0.56
<b>Höhe <math>z_3''' = z_3</math> (kältestes Pixel)</b>				
263	0 - 50	-0.01 ; 0.36	-0.49 ; 23.10 °	0.39 ; 0.32
52	50 - 100	-0.25 ; 0.48	1.79 ; 42.44 °	0.63 ; 0.46
22	$\geq 100$	-0.22 ; 0.53	6.33 ; 43.24 °	0.64 ; 0.54
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_1</math></b>				
263	0 - 50	-0.26 ; 0.40	1.53 ; 28.79 °	0.50 ; 0.36
51	50 - 100	-0.57 ; 0.50	7.35 ; 47.16 °	0.84 ; 0.50
22	$\geq 100$	-0.93 ; 0.47	-11.91 ; 34.34 °	1.07 ; 0.45
<b>Mittlerer Wind <math>(u, v)_2</math></b>				
262	0 - 50	-0.04 ; 0.35	-0.03 ; 24.50 °	0.39 ; 0.33
52	50 - 100	-0.28 ; 0.44	3.58 ; 43.70 °	0.64 ; 0.45
22	$\geq 100$	-0.41 ; 0.59	7.94 ; 45.05 °	0.78 ; 0.55

Tabelle 6.5: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_1$ ,  $z_2$ ,  $z_3$ ,  $z_3''$  und  $z_3'''$  sowie  $(u, v)_1$  und  $(u, v)_2$  in Abhängigkeit der mittleren atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit RS-Profilwinden, Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

Zur graphischen Demonstration der hier angegebenen Vergleiche zwischen den Verschiebungsvektoren und den Windvektoren für die verschiedenen Höhenzuordnungen und mittleren Winde bei großer atmosphärischer Windscherung im relevanten Höhenbereich eignet sich besonders gut eine 2-dimensionale Darstellung der Fälle, bei der auf der einen Achse die Winkeldifferenz und auf der anderen Achse die Längendifferenz aufgetragen wird. Die Häufigkeit auf der 3. Achse, gegeben durch die Fläche der Rechtecke, ist in diese Ebene projiziert. Die 2-dimensionalen Verteilungen erlauben eine Aussage darüber, inwieweit die ermittelten Zahlenwerte auch als repräsentativ für den Einzelfall angesehen werden dürfen oder ob sehr inhomogene Verteilungen vorliegen, die Mittelungen aus guten und schlechten Übereinstimmungen darstellen.

Die Abb. 6.1 bis 6.7 stellen das Ergebnis dieser Untersuchung für die 22 Fälle bei einer Windscherung über 100 % pro km und einer Mindestlänge der zugehörigen Verschiebungsvektoren von 3 Pixeln dar.

Man erkennt aus den Abb. 6.1, 6.2 und 6.3, daß beim Vergleich des mittleren Windes und der Höhenzuordnungen, die sich auf die Beitragsfunktion stützen, die zugehörigen Verteilungen eine deutliche Verschiebung sowohl in der Winkel- als auch in der Längenkoordinate aufweisen. Dies bedeutet, daß in nahezu allen 22 Einzelfällen eine deutliche Abweichung entweder im Winkel- oder im Längenvergleich gefunden wird. Die schlechten Zahlenwerte sind also nicht auf einzelne Ausreißer zurückzuführen. Die Verteilungen 6.4, 6.5, 6.6 und 6.7, bei denen die Berechnung des mittleren Windes bzw. des Windvektors unter Verwendung der gemessenen oder berechneten Strahldichte erfolgte, sind hingegen etwas enger um den Nullpunkt aus der Winkel- und Längenkoordinate gelagert. Diese Verteilungen weisen demnach eine wesentlich breitere Streuung im Verhältnis zu ihrem Mittelwert auf. Dies bedeutet, daß diese Verteilungen sowohl aus guten Übereinstimmungen im Einzelfall als auch aus Ausreißern bestehen.

Die bisherigen Erkenntnisse werden also auch durch die graphische Analyse bestätigt, wonach die Methoden abgelehnt werden müssen, die sich auf die Beitragsfunktion stützen. Für die Methoden, die die gemessene oder berechnete Strahldichte verwenden, ist hingegen kein eindeutiges Ergebnis zu erzielen.

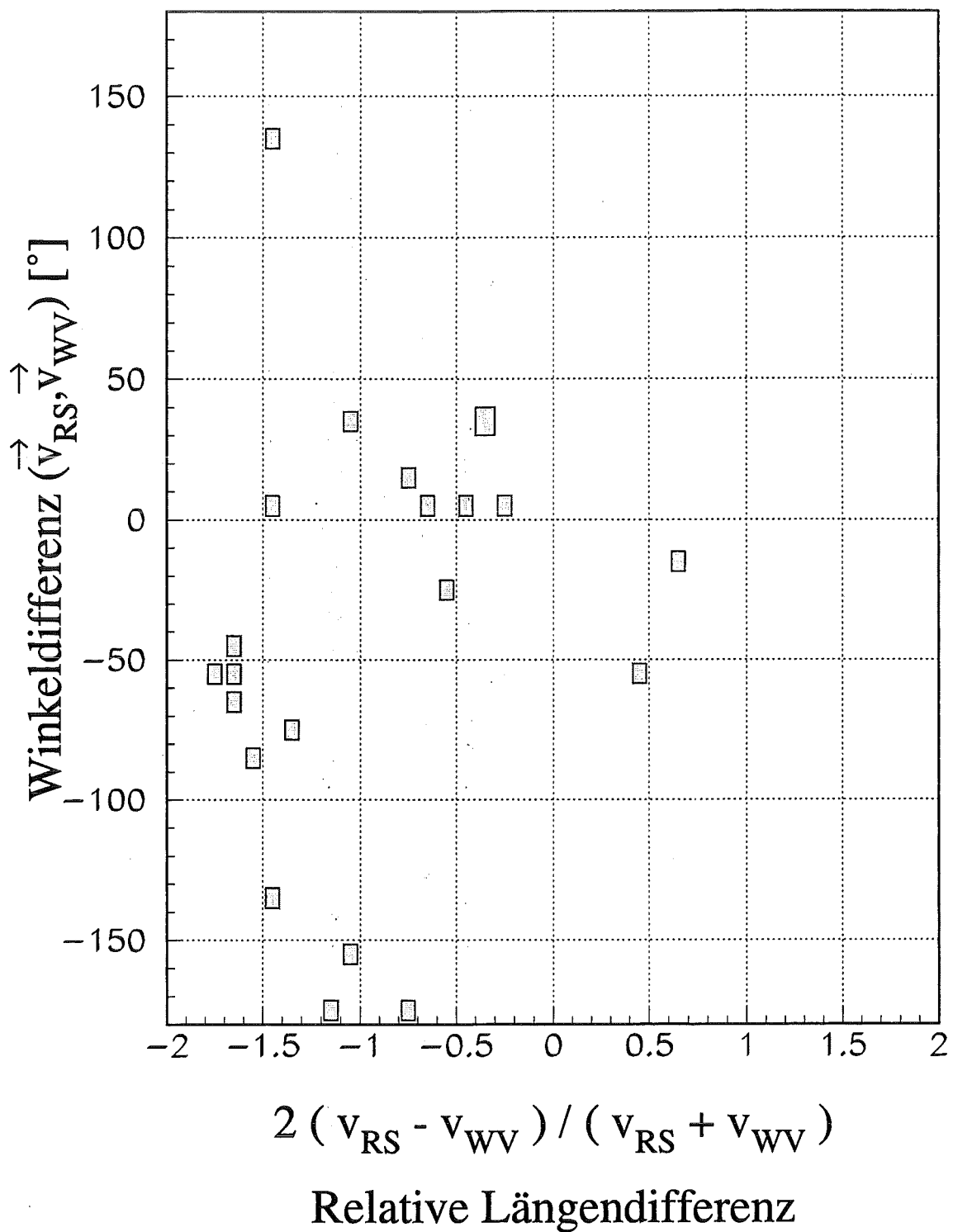


Abbildung 6.1: Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei einer Windscherung über 100 % pro km und einer Mindestlänge des Verschiebungsvektors von 3 Pixeln für die Höhenzuordnung  $z_1$  (insgesamt 22 Fälle).

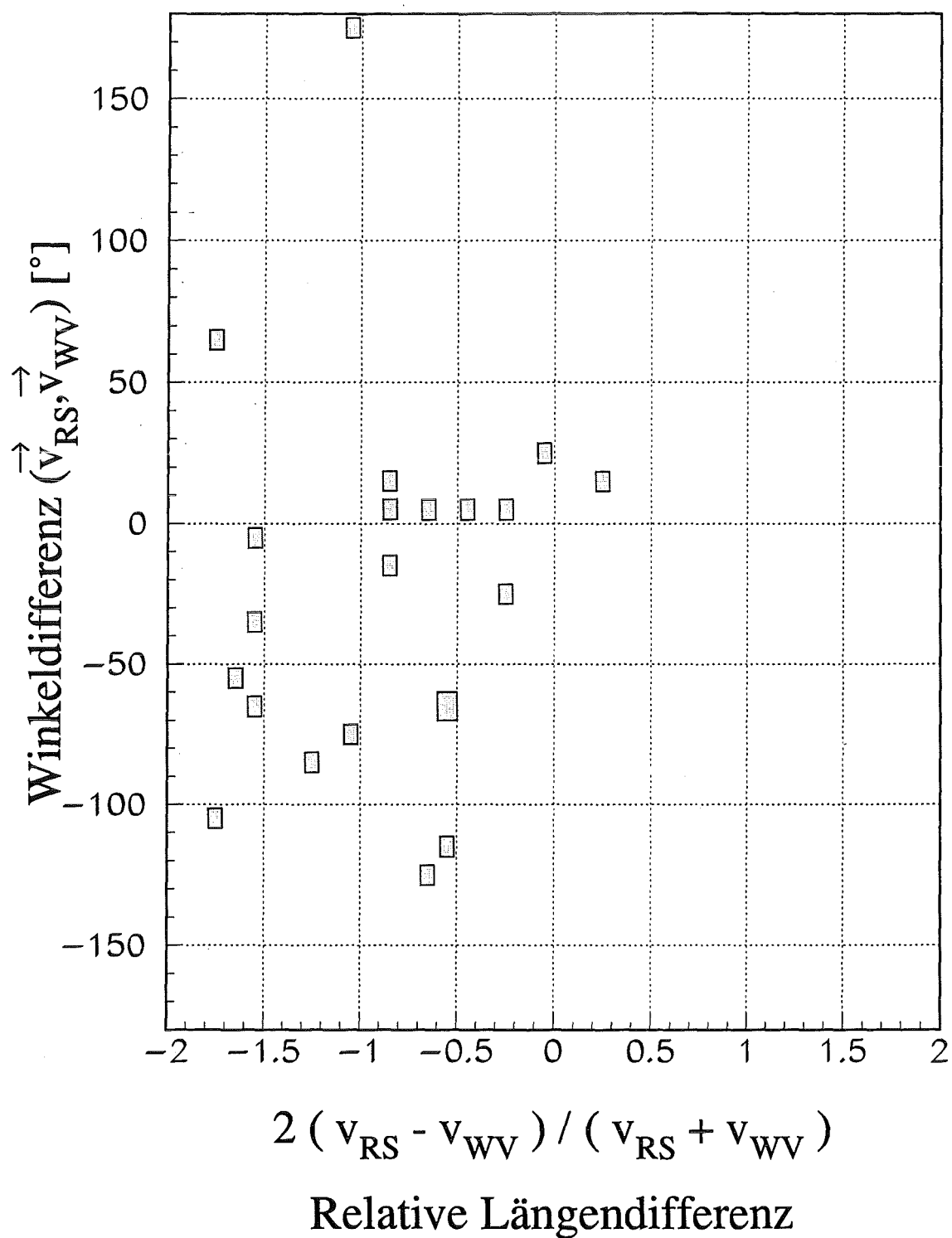


Abbildung 6.2: Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei einer Windscherung über 100 % pro km und einer Mindestlänge des Verschiebungsvektors von 3 Pixeln für die Höhenzuordnung  $z_2$  (insgesamt 22 Fälle).

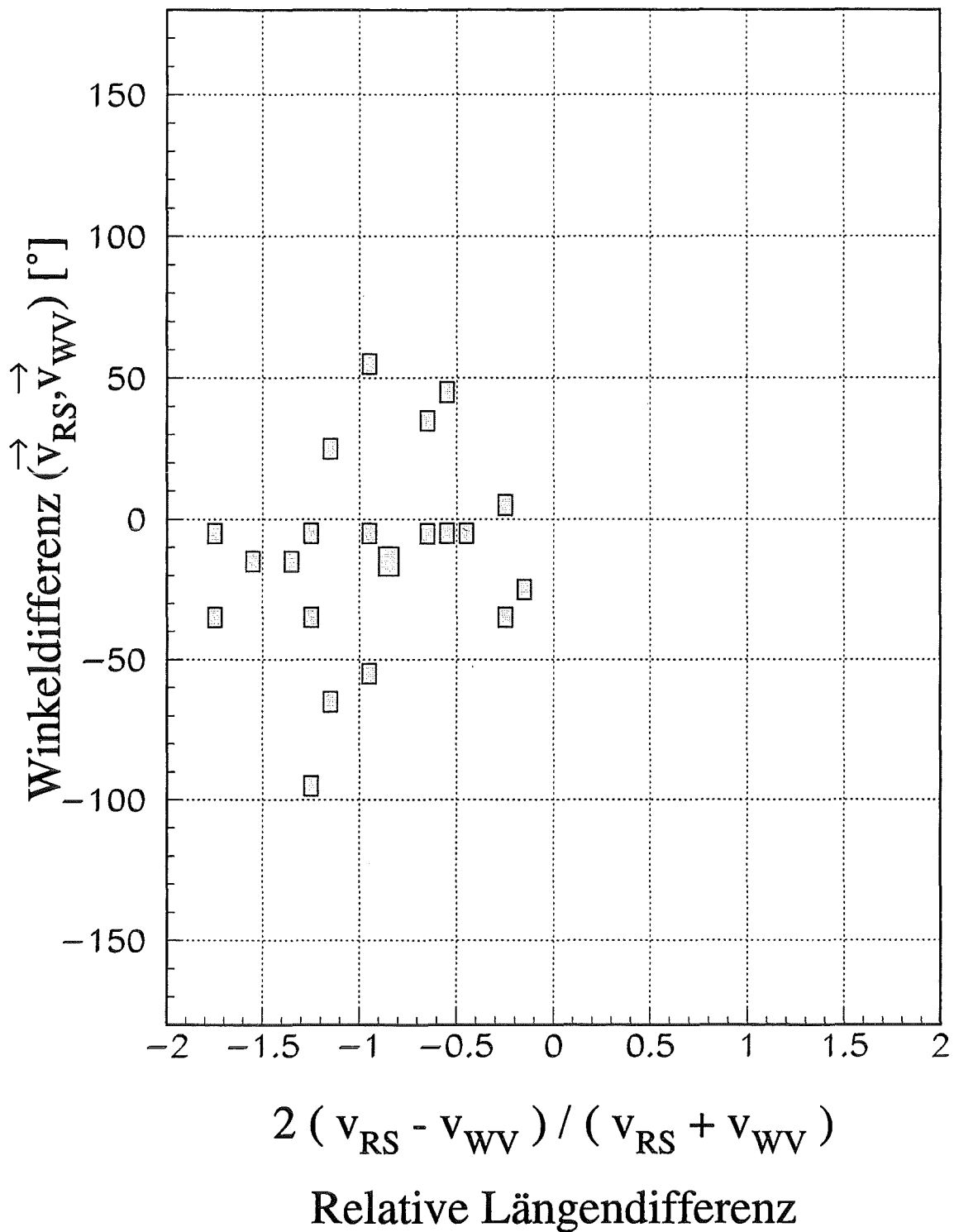


Abbildung 6.3: Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei einer Windscherung über 100 % pro km und einer Mindestlänge des Verschiebungsvektors von 3 Pixeln für den mittleren Wind  $(u, v)_1$  (insgesamt 22 Fälle).

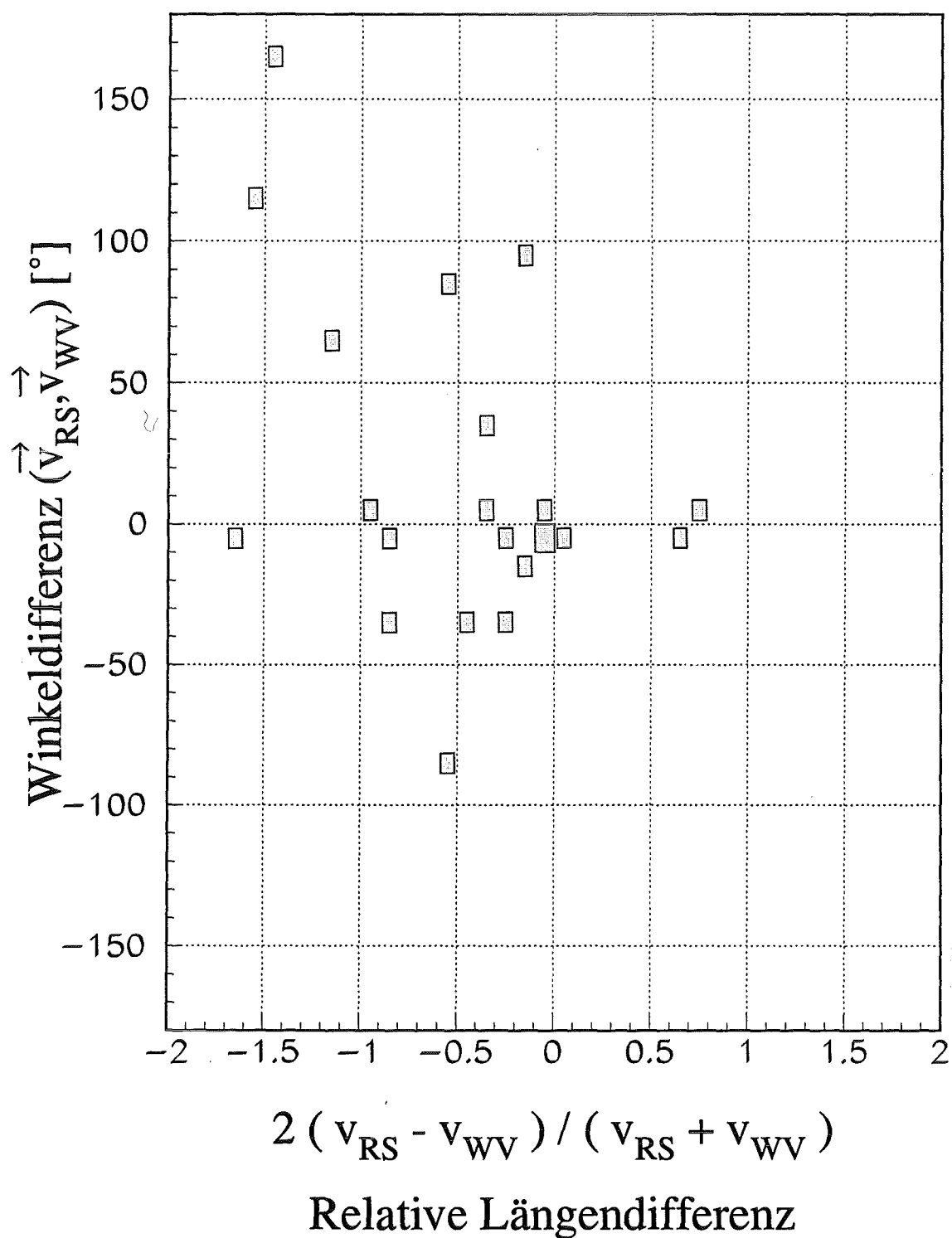


Abbildung 6.4: Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei einer Windscherung über 100 % pro km und einer Mindestlänge des Verschiebungsvektors von 3 Pixeln für die Höhenzuordnung  $z_3$  (insgesamt 22 Fälle).

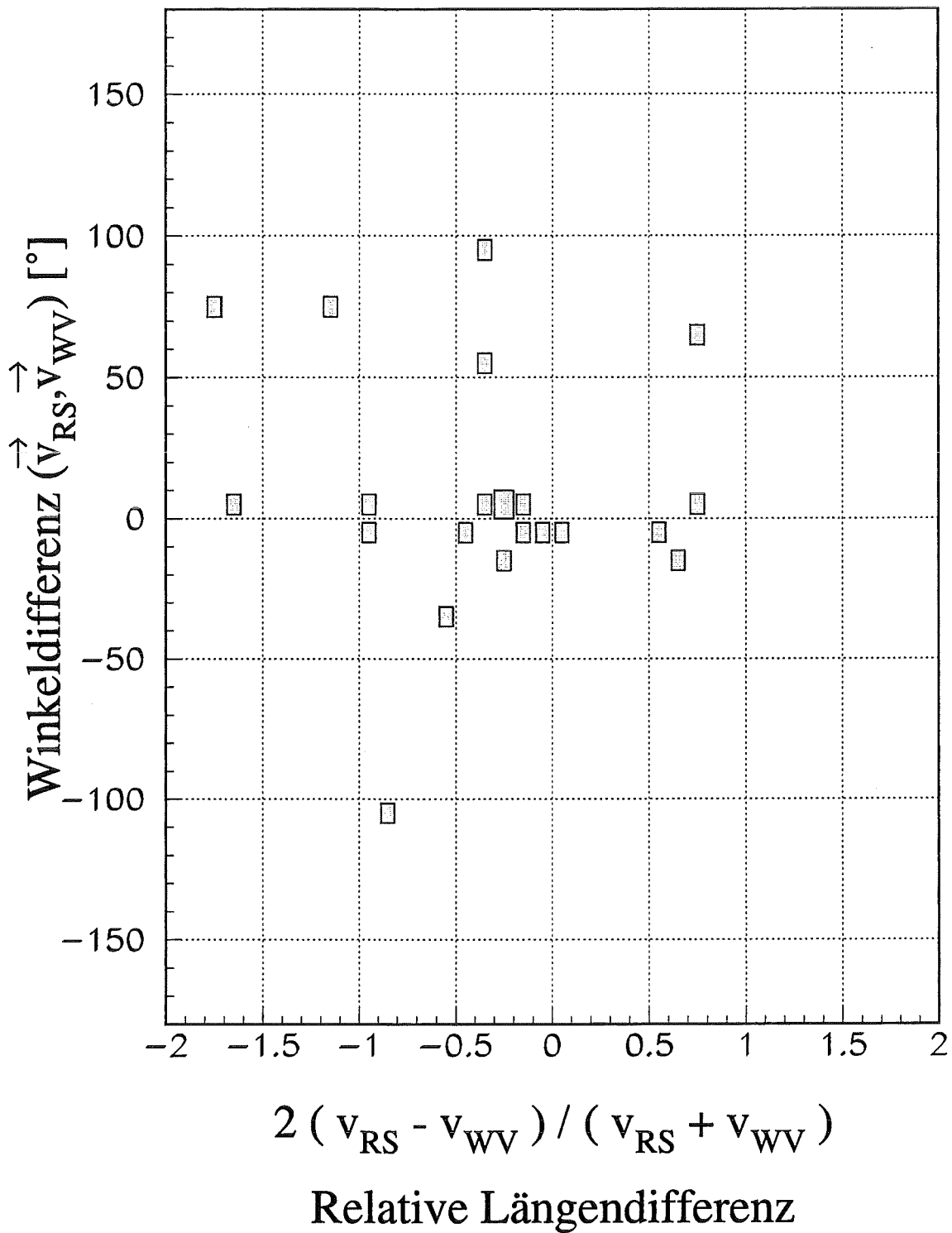


Abbildung 6.5: Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei einer Windscherung über 100 % pro km und einer Mindestlänge des Verschiebungsvektors von 3 Pixeln für die Höhenzuordnung  $z_3''$  (insgesamt 22 Fälle).



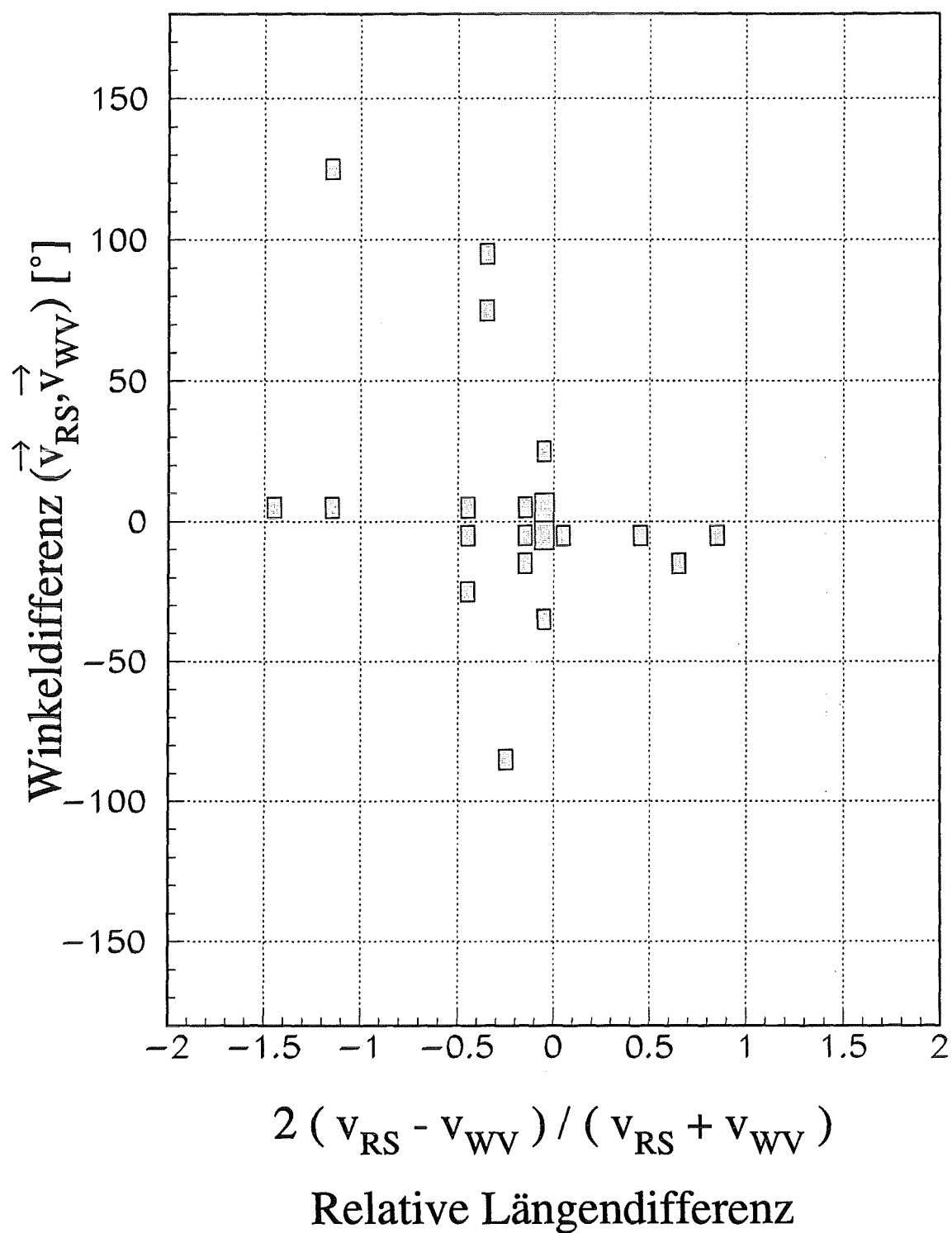


Abbildung 6.6: Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei einer Windscherung über 100 % pro km und einer Mindestlänge des Verschiebungsvektors von 3 Pixeln für die Höhenzuordnung  $z_3'''$  (insgesamt 22 Fälle).

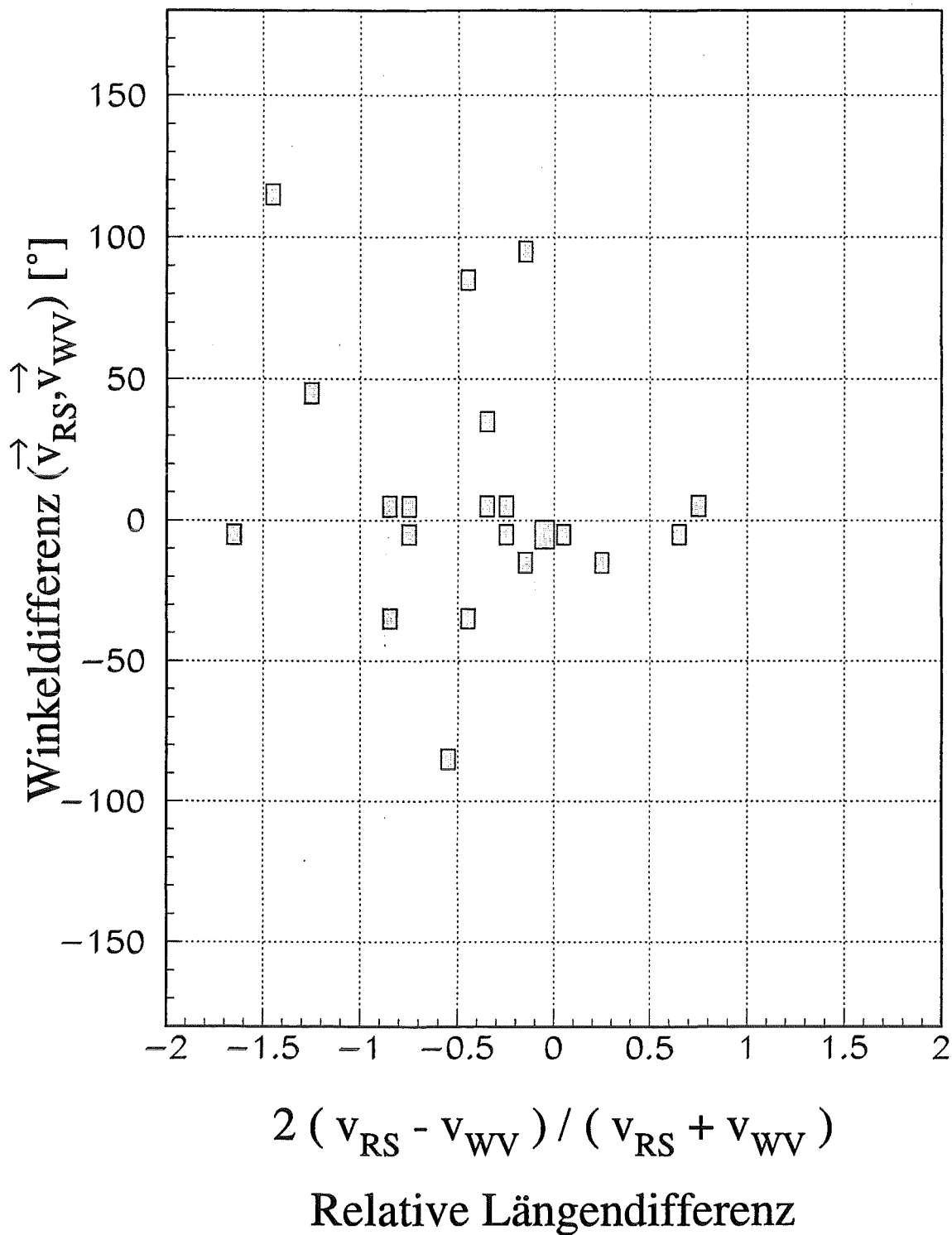


Abbildung 6.7: Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei einer Windscherung über 100 % pro km und einer Mindestlänge des Verschiebungsvektors von 3 Pixeln für den mittleren Wind  $(u, v)_2$  (insgesamt 22 Fälle).

## 6.2.2 Untersuchung des Strahldichteintervalls einer Parzelle

Die Untersuchung der Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC hat ergeben, daß das Strahldichteintervall einer Parzelle für die Berechnung von  $z_3$  nicht widerspruchsfrei verwendet werden kann. Die besten Übereinstimmungen zwischen den Verschiebungsvektoren und den RS-Windvektoren wurden in der Mehrzahl der Fälle für Strahldichten deutlich außerhalb des Strahldichtebereichs der Parzellen aufgefunden. Allerdings konnte die Aussage, daß der Strahldichtebereich einer Parzelle für die Berechnung von  $z_3$  nicht geeignet ist, nicht bewiesen werden. Es konnte nicht ausgeschlossen werden, daß die inhärenten Fehler des angewendeten Verfahrens die Ergebnisse dieser Untersuchung verfälscht hatten.

Wenn sich die für die kältesten Pixel einer Parzelle berechneten Windvektoren nur wenig von den Windvektoren, die mit Hilfe der wärmsten Pixel berechnet werden, unterscheiden, kommt das Auffinden einer Höhe für die besten Übereinstimmungen mit den Verschiebungsvektoren möglicherweise zufällig zustande. Diese Überlegung ist insbesondere richtig, wenn die Windscherung, die für den Höhenbereich einer Parzelle berechnet wird, deutlich kleinere Unterschiede in der relativen Vektordifferenz bewirkt im Vergleich mit den sonst abgeschätzten Fehlern bei der Höhenzuordnung. Man kann jedoch eine Klärung dieser Fragestellung herbeiführen, wenn die Untersuchung unter Verwendung von Fällen bei ausreichend großer Windscherung in äquivalenter Weise wiederholt wird.

Um diese Untersuchung konsequent durchzuführen, wurde die Windscherung nochmals neu berechnet. Sie wurde folgerichtig im Höhenbereich, der dem Strahldichtebereich der Parzelle entspricht, berechnet. Zuvor war die Windscherung im Höhenbereich, der die Zuordnungen  $z_1$ ,  $z_2$  und  $z_3$  begrenzt, berechnet worden.

Es wurde jetzt dasjenige Höhengniveau des atmosphärischen Windprofils bestimmt, das die zugehörigen kältesten Pixel der Parzelle nach oben begrenzt, sowie das entsprechende Höhengniveau, das die wärmsten Pixel der Parzelle nach unten begrenzt. Zwischen diesen beiden Niveauflächen wurde die mittlere Windscherung wie zuvor beschrieben berechnet. Damit ist sichergestellt, daß die berechnete Windscherung die notwendigen Unterschiede beim Windvergleich in vollem Ausmaß im zugehörigen Höhenbereich der Parzelle herbeiführt.

An dieser Stelle soll keine Unterscheidung mehr zwischen den Höhenzuordnungen  $z_1$ ,  $z_2$  und  $z_3$  getroffen werden. Diese Unterscheidung ist bereits mit Hilfe der Ergebnisse des vorigen Abschnitts in ausreichendem Maß gelungen.

Es muß hingegen noch die Frage beantwortet werden, welche Methode zur Berechnung von  $z_3$  zu bevorzugen ist.

Es wurden 42 Fälle bestimmt, bei denen der Wert für die mittlere Windscherung im Höhenbereich, der dem Strahldichtebereich der Parzelle entspricht, größer als 100 % pro km war. Nach Aussortieren der Fälle, bei denen der zugehörige Verschiebungsvektor eine kleinere Länge als drei Pixel besaß, blieben hiervon 14 Fälle übrig.

Entsprechend der Untersuchung des Strahldichtebereichs der Parzellen für den 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC wurde wiederum eine Klasseneinteilung vorgenommen. Es wurden 11 Klassen gebildet, wobei Klasse 1 der Strahldichte des wärmsten Pixels der Parzelle entspricht und Klasse 11 der Strahldichte des kältesten Pixels. Die Klas-

sen dazwischen entsprechen einer 10 %-tigen Unterteilung des Strahldichtebereichs der Parzelle. Aufgrund des großen Datenumfanges wurde diesmal eine Klasse mehr für den Strahldichtebereich der Parzelle gewählt. Bei 11 Klassen entspricht die Abstufung zwischen den Klassen genau 10 % des Strahldichteintervalls zwischen dem wärmsten und kältesten Pixel. So konnte mit Hilfe eines Schleifenlaufs des Rechenprogrammes durch jeweils 10 weitere Klassen der untersuchte Strahldichtebereich um genau das Strahldichteintervall der Parzelle oberhalb der kältesten und unterhalb der wärmsten Klasse erweitert werden.

Für den 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC war mit Hilfe von 10 Klassen eine ca. 11 %-tige Abstufung im Strahldichtebereich der Parzelle vorgenommen worden. Um mit 10 weiteren Klassen den untersuchten Bereich um genau das Strahldichteintervall der Parzelle oberhalb der kältesten und unterhalb der wärmsten Klasse fortzusetzen, betrug die Abstufung im erweiterten Bereich dann 10 %. Für die folgende Untersuchung im Monat Juni wurden hingegen 31 Klassen für den erweiterten Strahldichtebereich eingeführt, wobei die Abstufung zwischen allen Klassen genau 10 % beträgt.

Abb. 6.8 zeigt die Fälle aufgetragen über der minimalen relativen Vektordifferenz und der zugehörigen Klasse im Strahldichtebereich der Parzelle. Abb. 6.9 geht aus Abb. 6.8 hervor, wenn man die Fälle aussortiert, bei denen der zugehörige Verschiebungsvektor eine kleinere Länge als drei Pixel besitzt. Es ergibt sich ein qualitativ ähnliches Bild wie bei der Untersuchung der Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC. Die Mehrzahl der Verschiebungsvektoren stimmt am besten mit der wärmsten oder der kälteste Klasse überein.

Andererseits sind die Werte der relativen Vektordifferenz für die wärmste und kälteste Klasse relativ groß im Vergleich zu den Werten innerhalb des Strahldichtebereichs der Parzelle.

Es stellt sich nun die entscheidende Frage, ob sich bei einer Erweiterung des Strahldichtebereichs der Parzelle die Eintragungen für die wärmste oder die kälteste Klasse als Häufungspunkte herausstellen. Bei der vorhandenen großen Windscherung müßten solche Häufungspunkte gefunden werden, falls die Verschiebungsvektoren immer aus der Verfolgung von Strukturen, die einer Niveauhöhe zugeordnet werden können, hervorgehen. Weiterhin müßten diese Häufungspunkte im Strahldichtebereich entweder der warmen oder der kalten Pixel gefunden werden, da diese beim Korrelationsverfahren die größten relativen Beiträge ergeben.

Die Abb. 6.10 und 6.11 stellen das Ergebnis für die Untersuchung eines erweiterten Strahldichtebereichs dar, der sich insgesamt auf die dreifache Größe des Strahldichtebereichs der Parzellen erstreckt. Die Strahldichte des kältesten Pixels der Parzelle entspricht dabei der Klasse 21 und die Strahldichte des wärmsten Pixels der Klasse 11. Die Klasse 1 entspricht einer Strahldichte, die um genau den Strahldichtebereich der Parzelle größer ist als die Strahldichte des wärmsten Pixels. Ebenso ist die zu der Klasse 31 gehörende Strahldichte um genau den Strahldichtebereich der Parzelle geringer als die Strahldichte des kältesten Pixels.

Als Ergebnis der Untersuchung in dem erweiterten Strahldichtebereich muß man feststellen, daß keine Häufungspunkte gefunden werden. Obwohl die Windscherung so groß war, daß die Ungenauigkeiten bei der Höhenzuordnung nicht das Ergeb-

nis verfälschen konnten, wurden diese Häufungspunkte nicht gefunden. Als einzige mögliche Schlußfolgerung, muß man die Feststellung treffen, daß die prinzipielle Zuordnung der Verschiebungsvektoren zu einer Niveauhöhe im Einzelfall nicht gerechtfertigt ist.

Zur Vervollständigung der Untersuchung soll an dieser Stelle auch nochmals der Vergleich zwischen der Höhenzuordnung  $z_3$  und dem mittleren Wind  $(u, v)_2$  angegeben werden. Die Tabelle 6.6 gibt eine Übersicht über diesen Vergleich, wenn einerseits alle 42 Fälle berücksichtigt werden und andererseits diejenigen 14 Fälle, die übrigbleiben, wenn die kleinen Verschiebungsvektoren aussortiert werden. Nachdem durch

Methode	Anzahl $n$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
$z_3$	42	-0.51 ; 0.64	6.87 ; 65.56	0.95 ; 0.59
$z_3'''$	42	-0.34 ; 0.68	-0.86 ; 63.94	0.88 ; 0.58
$(u, v)_2$	42	-0.49 ; 0.64	6.00 ; 61.83	0.90 ; 0.59
$z_3$	14	-0.86 ; 0.59	27.56 ; 72.50	1.11 ; 0.60
$z_3'''$	14	-0.61 ; 0.66	13.69 ; 59.50	0.85 ; 0.61
$(u, v)_2$	14	-0.77 ; 0.61	17.55 ; 59.62	0.97 ; 0.58

Tabelle 6.6: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen  $z_3$  und  $z_3'''$  sowie  $(u, v)_2$  bei sehr großer Windscherung ( $\geq 100\%/km$ ) innerhalb des Strahldichtebereichs der Parzellen; Vergleich mit RS-Profilwinden, 42 Fälle insgesamt, 14 Fälle mit Verschiebungsvektoren mit einer Länge größer als 3 Pixel; Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Sondenstationen)

die obige Untersuchung gezeigt wurde, daß die Zuordnung der Verschiebungsvektoren zu einer Niveauhöhe für jeden Einzelfall nicht möglich ist, muß man aufgrund von Tabelle 6.6 feststellen, daß auch der mittlere Wind  $(u, v)_2$  als geeignete Methode für den Windvergleich abgelehnt werden muß.

Obwohl für die kältesten Pixel einer Parzelle kein Häufungspunkt gefunden werden konnte, ergibt die Höhenzuordnung mit Hilfe der kältesten Pixel ( $z_3'''$ ) im statistischen Mittel etwas bessere Werte beim Vergleich mit den Verschiebungsvektoren als der mittlere Wind  $(u, v)_2$ .



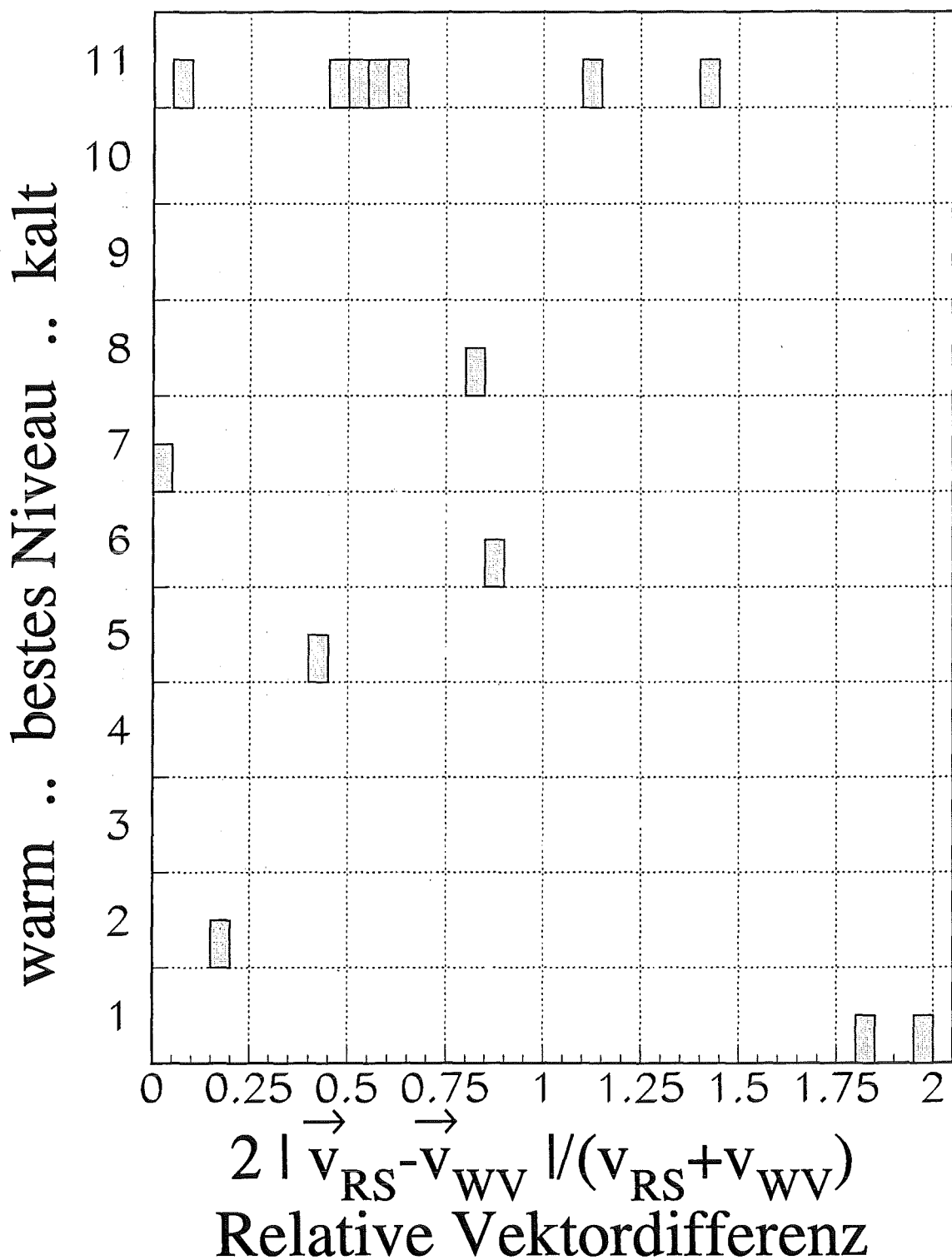


Abbildung 6.9: Anzahl der Fälle, dargestellt über dem Minimalwert der relativen Vektordifferenz zwischen RS-Windvektor und Verschiebungsvektor sowie über der Nummer derjenigen Strahldichten-Klasse zwischen dem wärmsten (Klasse 1) und kältesten (Klasse 11) Pixel innerhalb der Parzelle, für deren Höhe der Minimalwert gefunden wurde. Zusätzlich wird gefordert, daß der Verschiebungsvektor mindestens die Länge von 3 Pixeln haben muß (insgesamt 14 Fälle).

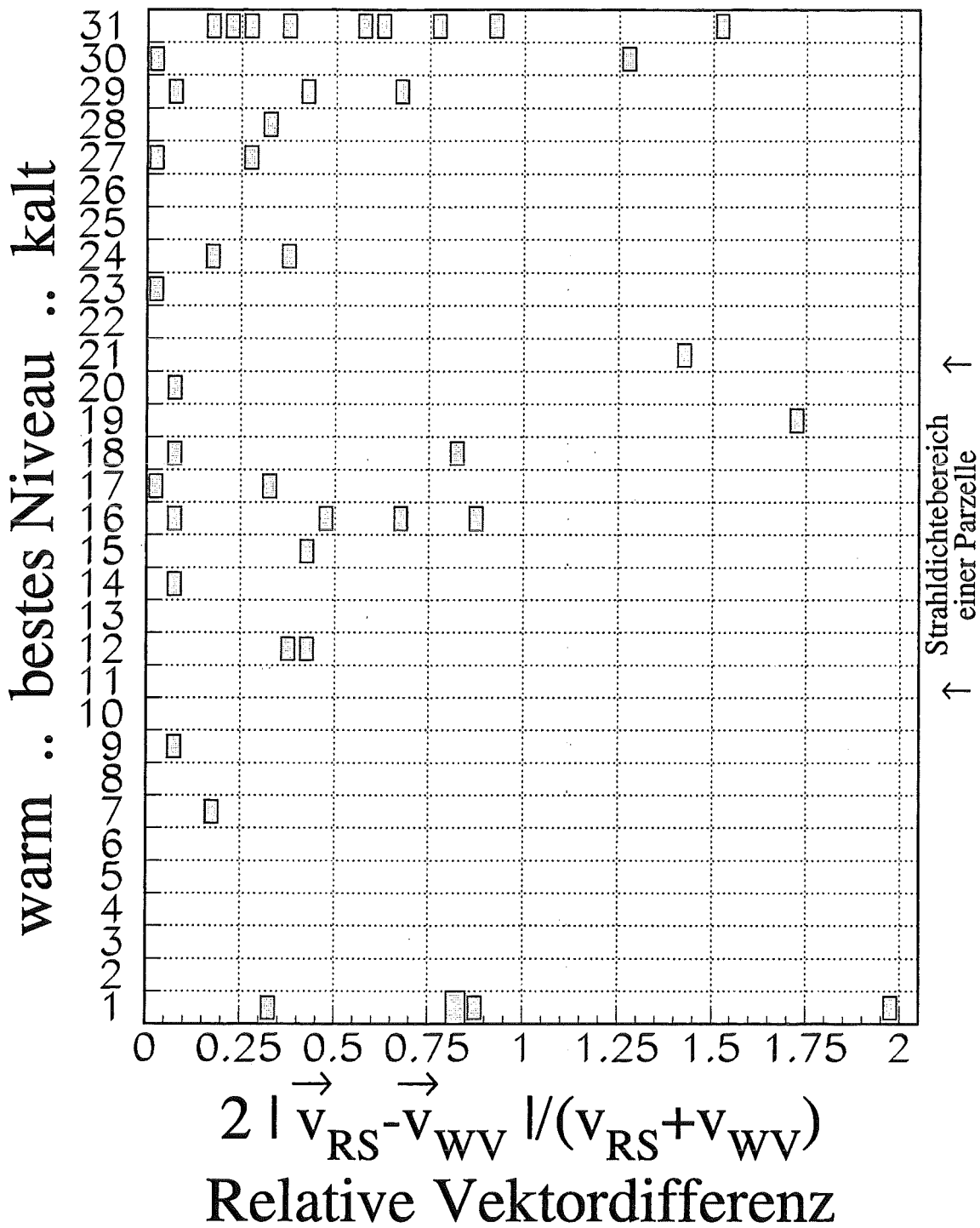


Abbildung 6.10: Analog zur Abb. 6.8 ist die Anzahl der Fälle aufgetragen über einem erweiterten Bereich (Klasse 1 bis Klasse 31). Der Strahldichtebereich einer Parzelle erstreckt sich jetzt zwischen Klasse 11 (wärmstes Pixel) und Klasse 21 (kältestes Pixel) (insgesamt 42 Fälle).



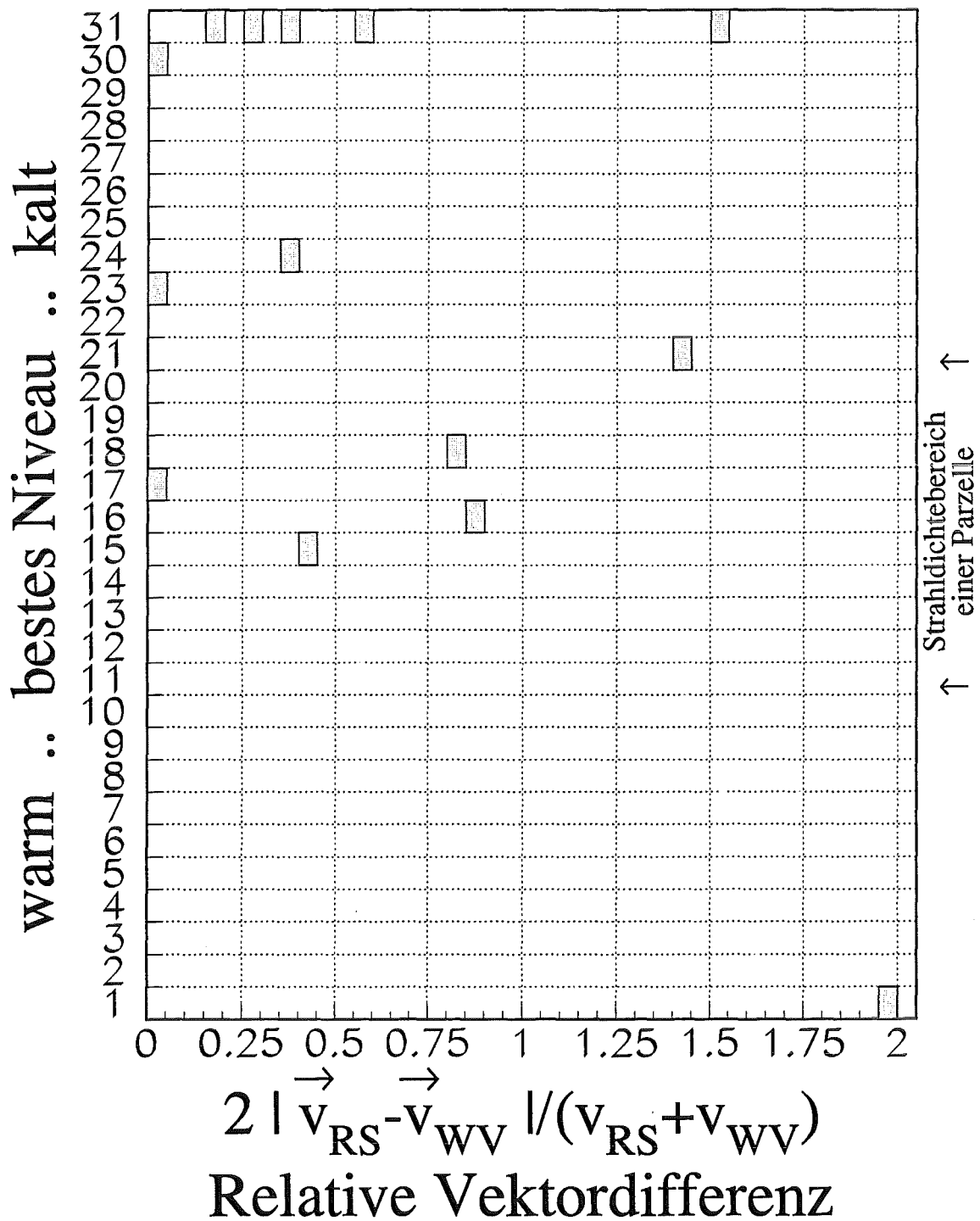


Abbildung 6.11: Analog zur Abb. 6.9 ist die Anzahl der Fälle aufgetragen über einem erweiterten Bereich (Klasse 1 bis Klasse 31). Der Strahllichtebereich einer Parzelle erstreckt sich jetzt zwischen Klasse 11 (wärmstes Pixel) und Klasse 21 (kältestes Pixel) (insgesamt 14 Fälle).



# Kapitel 7

## Synthetische Untersuchungen

Im Laufe der Kapitel 5 und 6 ist offen geblieben, ob Verschiebungsvektoren für starr gedachte WV-Strukturen, die im mittleren Bild  $B$  einer Folge von 3 Szenen beobachtet werden, einer einzigen, charakteristischen Höhe zugeordnet oder im Sinne einer gemittelten Bewegung interpretiert werden sollten. Bei teilweise transparenter Atmosphäre ist damit zu rechnen, daß die Strukturen aus Beiträgen zur Strahlendichte von unterschiedlichen Höhen zusammengesetzt sind. Deren Bewegungen laufen deshalb keinesfalls immer einheitlich und in gleicher Richtung ab, so daß die Verschiebungsvektoren die Resultierenden der Bewegungen einzelner Strukturteile sein können. Bis jetzt ist nicht untersucht worden, wie das Strukturverfolgungsverfahren (in der hier verwendeten Form) auf solche „zusammengesetzte“ Bewegungen reagiert. Dies soll im laufenden Kapitel an einer synthetisch gebildeten Folge von Szenen untersucht werden.

Ausgangspunkt war das WV-Bild vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC, Slot 24. Dieses sei mit  $B(x, y)$  bezeichnet, wobei  $x$  und  $y$  die Zeilen- und Spaltennummer der Pixel darstellen sollen. Anschließend wurden zwei synthetische Bilder  $A(x, y)$  und  $C(x, y)$  wie folgt gebildet:

$$A(x, y) = \frac{B(x - n, y) + B(x, y - n)}{2} \quad (7.1)$$

$$C(x, y) = \frac{B(x + n, y) + B(x, y + n)}{2} \quad (7.2)$$

Der Wert  $n \geq 0$  steht für eine feste gewählte Anzahl an Pixeln. Das Bild  $B(x, y)$  ist in jeder Koordinate getrennt um den Wert  $n$  verschoben, bei  $A$  in Rückwärts-, bei  $C$  in Vorwärtsrichtung. Aus den beiden Teilbildern wird dann das arithmetische Mittel gebildet. Dadurch prägt man den beiden Teilbildern senkrecht zueinandergerichtete Bewegungen auf, die im resultierenden Bild beide mit gleicher Gewichtung enthalten sind.

Man kann nun wie auch bei der Bestimmung der Verschiebungsvektoren ein dem Bild  $B(x, y)$  zeitlich vorausgehendes Bild  $A(x, y)$  und ein nachfolgendes Bild  $C(x, y)$  berechnen, indem die aufgeprägten Verschiebungen einmal subtrahiert und einmal addiert werden. Damit erhält man kontinuierlich aufgeprägte Verschiebungen für die

Bildfolge  $A(x, y)$ ,  $B(x, y)$  und  $C(x, y)$ .

Auf diese Bildfolge wird das Kreuzkorrelationsverfahren angewendet. Praktisch wurde das Korrelationsverfahren an den geographischen Koordinaten der RS-Stationen für den 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC durchgeführt. Als Ausgangsmenge dieser Untersuchung standen somit 136 Parzellen zur Verfügung. Der Wert von  $n$  wurde einmal auf 2 Pixel Verschiebung und einmal auf 4 Pixel Verschiebung festgesetzt. Für beide Werte ergab sich qualitativ das gleiche Ergebnis.

Abb. 7.1 zeigt die Winkelverteilung der resultierenden Verschiebungsvektoren für  $n = 2$ . Dabei entspricht die erste aufgeprägte Bewegung einem Winkel von  $90^\circ$  und die zweite aufgeprägte Bewegung einem Winkel von  $180^\circ$ . Nur in 40 von 136

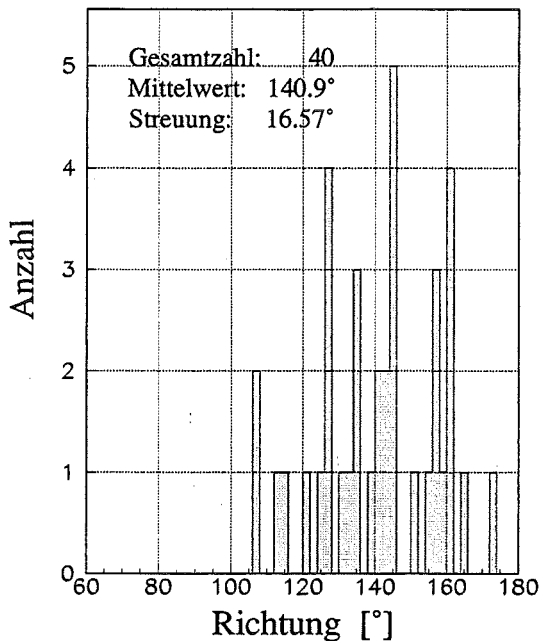


Abbildung 7.1: Winkelverteilung der Verschiebungsvektoren in synthetisch erzeugten Bildfolgen, wenn zwei Struktur-Verschiebungen unter  $90^\circ$  und  $180^\circ$  ablaufen, die mit gleicher Intensität überlagert werden.

Fällen werden gute Verschiebungsvektoren gefunden. Das ist verständlich, da zwei senkrechte Bewegungen in den meisten Fällen kein eindeutiges Ergebnis des Korrelationsverfahrens bedingen. Die meisten Fälle erfüllen also nicht die Qualitätskriterien. Für die Fälle mit guten Verschiebungsvektoren ist die Winkelverteilung recht breit. Der Mittelwert der Winkelverteilung liegt bei ca.  $140^\circ$ , während die Vektorsumme der beiden aufgeprägten Bewegungen  $135^\circ$  beträgt. Als Ergebnis kann man festhalten, daß in Fällen zweier konkurrierender gleichmäßig aufgeprägter Bewegungen eine mittlere Richtung für den Verschiebungsvektor gefunden wird.

Andererseits ist die Problematik bei dem Aufspüren der Verschiebungsvektoren sowie deren Höhenzuordnung nicht durch konkurrierende Bewegungen in gleicher Höhe gegeben. Aufgrund von meteorologischen Betrachtungen sind sehr unterschiedliche Bewegungen in gleicher Höhe im Bereich der lateralen Ausdehnung einer Parzelle unwahrscheinlich. Hingegen kann es konkurrierende Bewegungen in unterschiedlichen

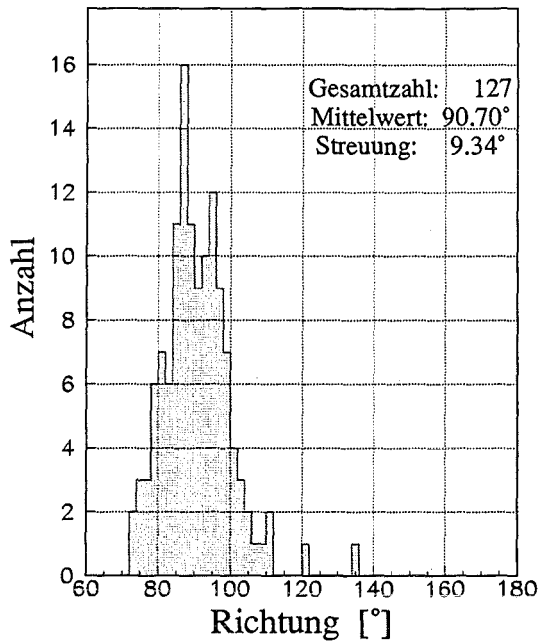


Abbildung 7.2: Winkelverteilung der Verschiebungsvektoren beim Aufspüren zweier senkrecht zueinander ablaufender Bewegungen (90° und 180°) mit unterschiedlicher Intensität.

Höhen durchaus geben. Diese werden im allgemeinen nicht mit gleicher Intensität im WV-Bild strukturiert sein. Man kann zwei senkrecht zueinander ablaufende Bewegungen mit unterschiedlicher Intensität auf folgende Weise simulieren: Zunächst werden die Grauwerte des WV-Bildes  $B(x, y)$  in die zugehörigen Helligkeitstemperaturen umgerechnet. Man erhält das Temperaturfeld  $T(x, y)$ .

$$B(x, y) \rightarrow T(x, y)$$

Anschließend werden aus  $T(x, y)$  zwei Teilfelder erzeugt, indem ein bestimmter fester Temperaturwert  $\Delta T$  einmal subtrahiert und einmal addiert wird.

$$T^{\pm}(x, y) = T(x, y) \pm \Delta T$$

Die entstandenen Teilfelder  $T^{\pm}(x, y)$  werden nun wieder in die zugehörigen Grauwertbilder  $B^{\pm}(x, y)$  zurücktransformiert.

$$T^{\pm}(x, y) \rightarrow B^{\pm}(x, y)$$

Die beiden entstandenen Grauwertbilder besitzen jetzt Strukturen mit unterschiedlich ausgeprägter Intensität. Da die Strahldichte (und damit der Grauwert) funktional stark von der zugehörigen Helligkeitstemperatur (und der Wellenlänge) abhängt, besitzen nun Strukturen, die vor der Transformation im Bild  $B(x, y)$  eine Grauwertbreite  $\Delta B$  aufwiesen, nach der Transformation in den Teilbildern  $B^{\pm}(x, y)$  verschiedene Grauwertbreiten. Dabei ist das wärmere Teilbild deutlich stärker strukturiert. Repräsentativ soll an dieser Stelle jedoch nicht der Umstand sein, daß die stärkere

Strukturierung im warmen Strahldichtebereich gegeben ist, sondern daß zwei Teilbilder mit unterschiedlicher Strukturierung vorliegen. In einem gemessenen WV-Bild kann durchaus auch die kältere Struktur stärker ausgeprägt sein. Von Fall zu Fall verschieden wird einmal der kalte Ast in der Verteilung des Korrelationskoeffizienten und einmal der warme Ast überwiegen. Jetzt werden in äquivalenter Weise den beiden Teilbildern zueinander senkrecht ablaufende Bewegungen aufgeprägt und die Bildfolge  $A(x, y)$ ,  $B(x, y)$  und  $C(x, y)$  gebildet.

$$A(x, y) = \frac{B^+(x - n, y) + B^-(x, y - n)}{2} \quad (7.3)$$

$$B(x, y) = \frac{B^+(x, y) + B^-(x, y)}{2} \quad (7.4)$$

$$C(x, y) = \frac{B^+(x + n, y) + B^-(x, y + n)}{2} \quad (7.5)$$

Praktisch wurde ein Wert von 10 K für  $\Delta T$  gewählt. Ein qualitativ gleiches Ergebnis wurde für  $\Delta T = 5K$  erhalten. Ein Wert von 10 K Verschiebung für jedes Teilbild entspricht somit bei einer Temperaturabnahme in der Troposphäre von ca. 0,65 K/100 m ungefähr einer Höhendifferenz von 1,3 km.

Das Ergebnis der Anwendung des Kreuzkorrelationsverfahrens auf diese Bildfolge ist in Abb. 7.2 dargestellt. Zunächst wird eine nahezu vollständige Ausbeute an guten Verschiebungsvektoren gefunden. In 127 von 136 Fällen wurden gute Verschiebungsvektoren berechnet. Dies ist verständlich, da jetzt eine stärker ausgeprägte Struktur vorliegt, die einfacher identifiziert und verfolgt werden kann. Die Winkelverteilung der Verschiebungsvektoren ist um den Winkel  $90^\circ$  herum konzentriert. Dieser Winkel entspricht der Bewegung des wärmeren Teilbildes. Die Verschiebungsvektoren folgen damit den stärker ausgeprägten Strukturen. Die schwächer ausgeprägten Strukturen, die hier eine Bewegung in Richtung von  $180^\circ$  ausführen, werden hingegen in keinem Einzelfall aufgefunden.

Zusammenfassend kann man festhalten, daß die Verschiebungsvektoren, die mit Hilfe des Kreuzkorrelationsverfahrens berechnet werden, eher dazu neigen, der am stärksten ausgeprägten Struktur in der Strahldichteverteilung der Parzelle zu folgen. Sind jedoch die Intensitäten der einzelnen Strukturen nicht deutlich voneinander verschieden, resultiert eine mittlere Bewegung zwischen denen der Einzelstrukturen.

# Kapitel 8

## Schlußbemerkungen

Die vorgestellten Untersuchungen zur Interpretation von Verschiebungsvektoren in Form von Windvektoren, bei der eine angemessene Höhenzuordnung der verfolgten WV-Strukturen im Mittelpunkt steht, sind breit angelegt. Das naheliegende Ergebnis der Arbeiten ist, daß kein allgemein anwendbares Verfahren gefunden werden konnte, das für jede ausgewertete WV-Strukturverschiebung eine Zuordnung zum Windfeld in dem betreffenden Atmosphärengebiet ermöglicht. Die Daten der zur Zeit operationellen METEOSAT-Serie – zusammen mit weiteren Daten, die von den Wetterdiensten etc. bezogen werden können – lassen zwei im Ansatz verschiedene Wege der Interpretation zu. Der eine geht von den gemessenen Strahldichten aus und führt über die effektive Helligkeitstemperatur, der andere benutzt Atmosphären-Profile und stützt sich auf die Beitragsfunktionen. In beiden Fällen lassen sich repräsentative Höhen oder gemittelte Geschwindigkeiten für die verfolgten WV-Strukturen definieren.

Die untersuchten Höhenzuordnungen sowie der mittlere Wind, die sich auf die berechnete Beitragsfunktion stützen, ergeben bei großer Windscherung signifikant schlechtere Werte als die Höhenzuordnungen sowie der mittlere Wind, die die Helligkeitstemperaturen der Pixel einer Parzelle verwenden. Im statistischen Mittel ergeben sich aus dieser Gruppe die günstigsten Werte mit Hilfe der Helligkeitstemperaturen der kältesten Pixel. Diese Aussage gilt unabhängig davon, ob ECMWF-Daten oder RS-Daten als Referenzdaten herangezogen werden.

Andererseits ist die Höhenzuordnung eines Verschiebungsvektors sowie dessen Interpretation als Windvektor im Einzelfall nicht eindeutig möglich. Die geringsten Abweichungen zwischen den Verschiebungsvektoren und den Windprofilen lagen in der Mehrzahl der Fälle weit außerhalb des Höhenbereichs, der dem Strahldichtegebiet einer Parzelle entspricht.

Wenn aber weder die mit Hilfe der gemessenen RS-Profile berechnete Beitragsfunktion noch die von METEOSAT gemessene Strahldichte zu einer in jedem Einzelfall korrekten Höhenzuordnung herangezogen werden können, so ist keine weitere derzeit verfügbare Meßgröße ersichtlich, die für den Vergleich zwischen den Verschiebungsvektoren mit den Windvektoren maßgeblich ist. Es erscheint damit zunächst nicht möglich, mit Hilfe weiterer Methoden sinnvolle Höhendefinitionen zu bilden.

Das Problem einer geeigneten Höhenzuordnung der WV-Verschiebungsvektoren ist durch die Verfolgung von zeitlich veränderlichen und räumlich ausgedehnten Strukturen gegeben. Es ist anzunehmen, daß durch diese Mittelungen das Verfahren zur Verfolgung von reinen WV-Strukturen sowie deren Höhenzuordnung einen zu komplexen Vorgang darstellt, der im Einzelfall nachträglich nicht mehr vollständig analysiert werden kann. Aus diesem Grund können die Verschiebungsvektoren auch nicht gut mit einem allgemein anwendbaren Verfahren als Windvektoren interpretiert werden. Hier zeigt sich auch der Nachteil der Korrelationsverfahren im Vergleich zu einfachen Strukturverfolgungsverfahren (EIGENWILLIG und FISCHER (1982) [14]), welche jedoch nicht für die operationelle Ableitung der Verschiebungsvektoren geeignet sind.

Der Meßvorgang stellt eine zu ausgedehnte Mittelung dar und ist von zu vielen Einflußgrößen abhängig. Die Einzelfallanalyse gelingt auch nicht, wenn einzelne Charakteristika der Strahldichtevertelung einer Parzelle, die durch die Form der Verteilung gegeben sind, berücksichtigt werden.

Die gleichen Schlußfolgerungen werden auch durch synthetische Untersuchungen nahegelegt. Obwohl bekannt ist, welche Verschiebungen den WV-Bildern aufgeprägt wurden, können diese Verschiebungen bei der anschließenden Anwendung des Kreuzkorrelationsverfahrens nicht mehr exakt aufgefunden werden.

Offenbar wird jedoch die Komplexität des Verfahrens bei der Verfolgung reiner WV-Strukturen sowie deren Höhenzuordnung im statistischen Mittel am besten durch die Verwendung der Helligkeitstemperaturen der Pixel zur Bestimmung der Höhenzuordnung wiedergegeben. Dies gilt insbesondere, wenn hierfür die kältesten Pixel einer Parzelle herangezogen werden.

Damit kann das derzeit von EUMETSAT angewendete operationelle Verfahren für die Höhenzuordnung als vernünftig angesehen werden.



# Kapitel 9

## Ausblick

Es soll noch ein Ausblick gegeben werden, auf welche Weise zukünftige technische Weiterentwicklungen die Höhenzuordnung der WV-Verschiebungsvektoren beeinflussen könnten.

Zur Jahrtausendwende ist der Start der nächsten Generation der METEOSAT-Satelliten geplant (Meteosat Second Generation, MSG). Diese neue Satellitengeneration wird technische Verbesserungen und Weiterentwicklungen aufweisen [3] [53] [54] [55] [56]. Das Herzstück von METEOSAT wird dann das Radiometer SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) sein. SEVIRI mißt in 12 verschiedenen Spektralkanälen im sichtbaren und infraroten Spektralbereich. Dabei wird der bisherige WV-Spektralkanal in zwei Spektralkanäle aufgeteilt. Der erste dieser beiden im Wasserdampf-Spektralbereich empfindlichen Kanäle IR6.2 mißt im Wellenlängenbereich von  $5.35\mu\text{m} - 7.15\mu\text{m}$ . Der zweite Kanal IR7.3 ist im Bereich  $6.85\mu\text{m} - 7.85\mu\text{m}$  empfindlich.

Eine wesentliche Neuerung von MSG wird die zeitlich und räumlich verbesserte Auflösung der Bilder sein. Die MSG-Satelliten werden in jedem Spektralkanal alle 15 Minuten ein Bild messen. Damit verdoppelt sich die bisherige zeitliche Auflösung. Weiterhin wird die laterale Auflösung der infraroten Spektralkanäle von bisher 5 km auf 3 km im Subsatellitenpunkt verbessert. Die laterale Auflösung eines Spektralkanals (High Resolution Visible, HRV) im sichtbaren Spektralbereich wird sogar statt von bisher 2.5 km laterale Auflösung auf 1 km im Subsatellitenpunkt erhöht. Maßgeblich für die hier angestellten Betrachtungen sind aber die beiden Kanäle IR6.2 und IR7.3.

Durch die zeitlich verdoppelte Bildfrequenz können die atmosphärischen Strömungen genauer erfaßt werden. Da Windvektoren physikalische Meßgrößen zu einem bestimmten Zeitpunkt und an einem bestimmten Ort sind, wird durch die verdoppelte Bildfolge die zeitliche Mittelung der atmosphärischen Strömungsverhältnisse halbiert. Diese Reduzierung ist natürlich nur gegeben, wenn drei aufeinanderfolgende Bilder in einem Abstand von jeweils 15 Minuten für das Kreuzkorrelationsverfahren verwendet werden.

Der Nachteil von zeitlich kürzer aufeinanderfolgenden Bildern besteht jedoch in geringeren lateralen Verschiebungen der verfolgten Strukturen. Kleine Verschiebungs-

vektoren können aufgrund der Körnigkeit des Bildes wiederum nur ungenau bestimmt werden. Da jedoch die laterale Auflösung der Bilder in den beiden WV-Spektralkanälen nahezu doppelt so hoch ist (Verbesserung von 5 km auf 3 km) wird dieser Nachteil gerade wieder ausgeglichen. Man erhält also die gleiche Länge der Verschiebungsvektoren in Pixeleinheiten. Ein weiterer Vorteil der erhöhten lateralen Auflösung besteht darin, daß die Parzellengröße bei einer gleichbleibenden Kantenlänge in Pixeleinheiten eine geringere geographische Fläche abdeckt. Dadurch wird die laterale Mittelung bei der Strukturverfolgung reduziert und die Meßgröße wieder ihrer physikalischen Bedeutung eines Windvektors nahegebracht.

Alternativ wäre folgende Variante bei der Strukturverfolgung der WV-Bilder denkbar. Man könnte drei Bilder für die Durchführung des Kreuzkorrelationsverfahrens heranziehen, die zeitlich jeweils eine halbe Stunde auseinanderliegen. Dabei wird jedes zweite Bild ausgelassen. Dadurch würden im Mittel doppelt so große Verschiebungsvektoren in Pixeleinheiten und damit genauere Verschiebungsvektoren berechnet. Gleichzeitig würde jedoch der Vorteil der geringeren zeitlichen Mittelung aufgegeben. Der Vorteil der geringeren lateralen Mittelung aufgrund der kleineren geographischen Fläche einer Parzelle bliebe allerdings bestehen. Es wird also zu untersuchen sein, mit welcher Varianten eine bessere Übereinstimmung zwischen den Verschiebungsvektoren und Windvektoren zu erzielen ist.

Die Windvektoren sind physikalische Größen zu einem bestimmten Zeitpunkt und an einem bestimmten Ort und damit von 4 Parametern (1 Zeitkoordinate und 3 Raumkoordinaten) abhängig. Bisher wurde beschrieben, wie in Zukunft bei der Bestimmung der WV-Verschiebungsvektoren die Mittelung von drei dieser Koordinaten (der Zeitkoordinate und den beiden lateralen Raumkoordinaten) reduziert werden kann.

Auch die Mittelung in der vierten Koordinate, der Höhenkoordinate, kann bei den MSG-Satelliten deutlich reduziert werden. Der Grund liegt in der Aufspaltung des bisherigen WV-Spektralkanals in zwei Spektralkanäle. Die Wellenlängenbereiche dieser beiden Spektralkanäle sind so gewählt, daß die zugehörigen Beitragsfunktionen ihre Maxima in unterschiedlichen Höhen besitzen. Bisher reichte der für den WV-Kanal relevante Höhenbereich von ca. 700 hPa bis 250 hPa. Durch die Aufspaltung in zwei Spektralkanäle unterteilt man diesen Höhenbereich. Der eine von beiden Spektralkanälen deckt dabei den untereren Teil des bisherigen Höhenbereichs ab, während der andere Spektralkanal im oberen Teil empfindlich ist. Hierdurch sind sicherlich die größten Verbesserungen bei der Höhenzuordnung der WV-Verschiebungsvektoren zu erwarten, da die Mittelung von Strukturen in unterschiedlichen Höhen die Verfolgung der Verschiebungsvektoren am stärksten beeinflusst.

Außerdem bekommt man zwei Verschiebungsvektoren mit unterschiedlicher Höhenzuordnung für jede Parzelle. Hier sei auf eine Veröffentlichung von KLISHTAWAL ET AL. (1996) [24] hingewiesen. Die Autoren kommen zu dem Schluß, daß zwei durch Wolkenverfolgung aus Satellitendaten bestimmte Windvektoren in den Höhen-niveaus 250 hPa und 800 hPa genügen, um mit Hilfe eines Retrieval-Algorithmus ca. 80 % des vertikalen Windprofils mit einer Genauigkeit zu rekonstruieren, die innerhalb der von den Autoren angenommenen Fehlerbreite für das Windprofil liegt.

Zusammenfassend kann man festhalten, daß bei der Auswertung der beiden WV-Kanäle von MSG erhebliche Verbesserungen bei der Bestimmung der Verschiebungsvektoren sowie deren Interpretation als Windvektoren zu erwarten sind.



# Literaturverzeichnis

- [1] **Anderson, G.P. et al. (1995)**; FASCODE/MODTRAN/LOWTRAN: Past/Present/Future. 18th Annual Review Conference on Atmospheric Transmission Models, 6-8 June 1995
- [2] **van de Berg L. C. J., Schmetz J., Whitlock J. (1995)**; On the calibration of the Meteosat water vapour channel. Journal of Geophysical Research, Vol. 100, No. D10, pp. 21,069-21,076
- [3] **Bizzaro, B. (1996)**; Climate monitoring by SEVERI on METEOSAT SECOND GENERATION. Proceedings of the 1996 Meteorological Satellite Data Users' Conference, Vienna, Austria, 16-20 September 1996, EUM P 19, pp. 5-14
- [4] **Büche G., Ottenbacher A., Fischer H. (1990)**; Wind vectors derived from structures within consecutive METEOSAT water vapour images; XXVII COSPAR meeting, The Hague, The Netherlands, 25 June - 6 July 1990; 8th METEOSAT Scientific Users' Meeting, Norrköping, Sweden, 28-31 August 1990, pp. 87-96
- [5] **Büche G., Kummer A., Ottenbacher A., Fischer H. (1991)**; Displacement vectors from METEOSAT WV images using a new extraction technique. Proceedings of the Workshop on Wind Extraction from Operational Meteorological Satellite Data, Washington DC, USA, 17-19 September 1991, EUM P 10, pp. 91-96
- [6] **Büche G., Kummer A., Ottenbacher A., Fischer H. (1992)**; Water vapour wind extraction from METEOSAT-data: use of filters to optimize the output of displacement vectors. 9th METEOSAT Scientific Users' Meeting, Locarno, Switzerland, 15-18 September 1992, p. 419
- [7] **Büche G., Ottenbacher A., Fischer H. (1994)**; Investigations on the height attribution of Water Vapour displacement vectors. 10th METEOSAT Scientific Users' Conference, Cascais, Portugal, 5-9 September 1994, pp. 173-182
- [8] **Büche G., Kummer A., Fischer H. (1994)**; Bestimmung von Windvektoren aus METEOSAT-Wasserdampf-Bildern der Erdatmosphäre. KfK-Nachrichten 26, Heft 2/94 S. 67-75

- [9] **Büche G., H. Karbstein and H. Fischer (1996)**; Experience in the height attribution of pure water vapour structure displacement vectors. Third International Winds Workshop, Ascona, Switzerland, 10-12 June 1996, pp. 231-239
- [10] **G. Büche, H. Karbstein and H. Fischer (1998)**; Interpretation of Structure Displacements within Cloud-free Water Vapour Scenes of METEOSAT. Proceedings of the Fourth International Winds Workshop, 20 - 23 October 1998, Saanenmöser, Switzerland, in print
- [11] **Bronstein/Semendjajew (1959)**; Taschenbuch der Mathematik. 2. Auflage, 1959, pp. 222-224
- [12] **Desbois M., Kayiranga Th., Gnamien B., Guessous S., Picon L. (1988)**; Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983, 1984 and 1985 from the analysis of METEOSAT - ISCCP data. Journal of climate, 1, 867-904
- [13] **Desbois M., Laurent, P. and Szantai, A.(1996)**; Height assignment of METEOSAT water vapour wind vectors in clear-sky areas. EUMETSAT contract number EUM/CO/95/355/HW, October 1996
- [14] **Eigenwillig N., Fischer H. (1982)**; Determination of midtropospheric wind vectors by tracking pure water vapor structures in METEOSAT water vapor image sequences. Bulletin of the American Meteorological Society, 63, pp. 44-58
- [15] **Endlich R. M., Wolf D. E. (1981)** Automatic cloud tracking applied to GOES and METEOSAT observations. Journal of Applied Meteorology, 20, pp. 309-319
- [16] **Filipowski K. (1994)**; Aspekte der Höhenzuordnung von Wasserdampf-Windvektoren aus METEOSAT-Aufnahmen. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH) / Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH
- [17] **Fischer H., Eigenwillig N. and Müller H. (1981)**; Information content of METEOSAT and Nimbus/THIR water vapor channel data: altitude association of observed phenomena. Journal of Applied Meteorology, 20, pp. 1344-1352
- [18] **Gesell G. (1983)**; Eignung von Korrelationsverfahren zur Bestimmung von Windvektoren aus METEOSAT-Daten im Wasserdampf-Kanal. Diplomarbeit, Meteorologisches Institut, Universität München, 1983
- [19] **Gesell G., Fischer H., König Th.(1984)**; Reduction of noise interference from METEOSAT water vapor image data by means of Fourier transform and frequency domain filtering. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1, pp. 147-151
- [20] **GOODY, R. M., Yung, Y. L. (1988)**; Atmospheric Radiation - Theoretical Basis. Second Edition, Oxford University Press, Oxford New York (1988)

- [21] **Hayden C. M. and Stewart T. R. (1987)** An update on cloud and water vapor tracers for providing wind estimates. 6th symposium on meteorological observations and instrumentation, Jan. 12-16, 1987, New-Orleans, La. AMS Publication
- [22] **Holmund K. (1993)** Operational water vapour wind vectors from METEOSAT imagery data. Proc. Second Int. Wind Workshop, Tokyo, 13-15 December 1993, EUMETSAT P14, pp. 77-84
- [23] **Kästner M., Fischer H., Bolle H.J. (1980)**; Wind determination from Nimbus-5 observations in the  $6.3\mu\text{m}$  water vapor band. Journal of Applied Meteorology, 19, pp. 409-418
- [24] **Klishtawal, C. M., Basu S., Pandey P. C. (1996)**; An algorithm for Retrieving Vertical Wind Profiles from Satellite Observed Winds over the Indian Ocean Using Complex EOF Analysis. Journal of Applied Meteorology, 35, pp. 532-540
- [25] **Korn A. F. (1988)**; Toward a symbolic representation of intensity changes in images. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, 10, pp. 610-625
- [26] **Kummer A. (1993)**; Über die Anwendung von Filtern bei der Bestimmung von Verschiebungsvektoren aus METEOSAT-Wasserdampf-Bildern. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, KfK-Bericht Nr. 5216, 1993
- [27] **Laurent H. (1990)**; Feasibility study on water vapor wind extraction techniques. Final Report, September 1990, 80 pp., ESA Publications, ESTEC, BP 299, 2200 AG, Noordwijk, The Netherlands
- [28] **Laurent H. and Desbois (1992)**; Measurement and validation of atmospheric motions detected on water vapor METEOSAT imagery. Adv. Space Res., 12, (7)105-114
- [29] **Laurent H. (1993)**; Wind extraction from METEOSAT water vapor channel image data. Journal of Applied Meteorology, 32, 1993, pp. 1124-1133
- [30] **Liljequist H., Cehak K.**; Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage, Vieweg-Verlag
- [31] **Leese J. A., Novak Ch. S., Clark B. B. (1971)**. Journal of Applied Meteorology, 10, pp. 118-132
- [32] **Leiterer U., Dier H. and Naebert T. (1997)**; Improvements in radiosonde humidity profiles using RS80/RS90 radiosondes of Vaisala. Beitr. Phys. Atmosph., 70, pp. 319-336

- [33] **Lunnon R. W., Gairey A. D. (1993)**; Water vapour channel winds from synthetic radiances. Second International Wind Workshop, Tokyo, Japan 13-15 December 1993. Eumetsat Publ. EUM P14, pp. 85-92
- [34] **Lunnon R. W., Gairey A. D. and Ahmed M. (1994)**; Water vapor winds: theory and practice. 10th Meteosat scientific user's conference, Cascais, Portugal, 5th-9th September 1994, pp. 183-189
- [35] **Milz M. (1996)**; Anwendungsgebiete des METEOSAT-Wasserdampf-Kanals. Seminararbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH) / Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH
- [36] **Nash, J. and Schmidlin F. J. (1987)**; WMO international radiosonde comparison, Report No. 30 on Instruments and Observing Methods. Tech. Doc. WMO/TD 195, 100 pp., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1987
- [37] **Nieman S. J., Menzel W. P., Gray D., Wanzong S., Velden C. S. and Daniels J. (1997)** Fully automated cloud-drift winds in the operational environment. Bulletin of the American Meteorological Society, 78, pp. 1121-1133
- [38] **Oakley T. (1993)**; Report by the rapporteur on Radiosonde compatibility monitoring. Report No. 56 on Instruments and Observing Methods, Tech. Doc. WMO/TD 587, 90 pp., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1993
- [39] **Olesen, F. (1998)**; Persönliche Mitteilung. Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK), Forschungszentrum Karlsruhe (FZK).
- [40] **Ottenbacher A. (1990)**; Bestimmung von Windvektoren durch Verfolgung von Wasserdampfstrukturen in METEOSAT - Bildfrequenzen. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH) / Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH
- [41] **Poc M., Rouilleau M., Scott N. A. and Chedin A. (1980)**; Quantitative studies of METEOSAT water vapor channel data. Journal of Applied Meteorology, 19, 868-876
- [42] **Schmetz J. and Turpeinen O. M. (1988)**; Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from METEOSAT water vapor image data. Journal of Applied Meteorology, 27, 889-899
- [43] **Schmetz J. (1989)**; Operational calibration of the METEOSAT water vapour channel by calculated radiances. Applied Optics, 28, pp. 3030-3038
- [44] **Schmetz J., Nuret M. (1987)**. Automatic Tracking of High-Level Clouds in Meteosat Infrared Images with a Radiance Windowing Technique. ESA Journal, 11, 275 - 286



- [45] Schmetz J., Holmlund K., Hofmann J., Strauss B., Mason B., Gaertner V., Koch A., van de Berg L. (1993). Operational Cloud Motion Winds from Meteosat Infrared Images. *Journal of Applied Meteorology*, 32, 1206-1225
- [46] Stewart T. R., Hayden C. M. (1985) A FGGE water vapor wind data set. Proc. NASA symposium on global wind measurement, July 29-August 1, 1985. A. Deepak Publishing, Hampton, VA, pp. 119-122
- [47] Stewart T. R., Hayden C. M. and Smith W. L. (1985) A note on water vapor wind tracking using VAS data on McIDAS. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 66, 1111-1115
- [48] Szantai A. and Desbois M. (1993); Construction of cloud trajectories : a way to check cloud wind quality. In *Second International Wind Workshop*. Tokyo, Japan (13-15 dec. 1993). Ed. EUMETSAT, JMA, WMO, and NOAA. EUMETSAT Publ. EUM P14, pp. 185-189
- [49] Szantai A., Desbois M., Picon L., Laurent H. and Desalmand F. (1996); Construction of cloud trajectories and motion of cirrus clouds and water vapour structures. *Third International Wind Workshop*. Ascona, Switzerland, 10-12 june 1996. EUM P18, pp. 221-230
- [50] Uchida H. (1993) Wind extracion from water vapor images. *Second international wind workshop*, Tokyo, Japan 13-15 December 1993. EUMETSAT Publ. EUM P14, pp. 93-98
- [51] Velden C. S., Hayden C. M., Nieman S. J., Menzel W. P. and Wanzong S. (1997) Uppertropospheric winds derived from geostationary satellite water vapor observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, pp. 173-195
- [52] Walter W. (1970); Einführung in die Theorie der Distributionen. Bibliographisches Institut, Mannheim - Wien - Zürich
- [53] WWW-Seiten des DWD (1998); Internet-Adresse: <http://www.dwd.de>
- [54] WWW-Seiten der ESA (1998); Internet-Adresse: <http://www.esrin.esa.it>
- [55] WWW-Seiten von EUMETSAT (1998); Internet-Adresse: <http://www.eumetsat.de>
- [56] WWW-Seiten der WMO (1998); Internet-Adresse: <http://www.wmo.ch>



# Abbildungsverzeichnis

1.1	Das globale System der Wettersatelliten . . . . .	4
1.2	Der geostationäre Wettersatellit METEOSAT . . . . .	6
1.3	Technische Daten von METEOSAT . . . . .	7
1.4	METEOSAT-5 VIS-Bild vom 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC . . . . .	9
1.5	METEOSAT-5 IR-Bild vom 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC . . . . .	11
1.6	METEOSAT-5 WV-Bild vom 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC . . . . .	13
1.7	Die Filterfunktion des WV-Kanals von METEOSAT-5 . . . . .	15
1.8	Zusammenhang zwischen mit Hilfe von Radiosonden-Profilen berechneten Strahldichten und von METEOSAT gemessenen Zählraten . . .	16
2.1	Schematische Darstellung des Korrelationsverfahrens zur Berechnung von Verschiebungsvektoren aus WV-Bildern . . . . .	18
2.2	Ergebnis des Korrelationsverfahrens für eine ausgewählte Szene . . .	19
2.3	Anwendung von Qualitätskriterien auf die ausgewählte Szene 2.2 . . .	20
2.4	WV-Verschiebungsvektoren für den 6. Juni 1996, 12:00 Uhr UTC . .	25
3.1	Beispiel für eine annähernd symmetrische Verteilung der Beiträge zum Korrelationskoeffizienten . . . . .	38
3.2	Beispiel für eine Verteilung der Beiträge zum Korrelationskoeffizienten mit überwiegendem warmen Ast . . . . .	39
3.3	Beispiel für eine Verteilung der Beiträge zum Korrelationskoeffizienten mit überwiegendem kalten Ast . . . . .	40
3.4	Vier ausgewählte Beitragsfunktionen für den 6. Juni 1996 . . . . .	42
3.5	Weitere vier ausgewählte Beitragsfunktionen für den 6. Juni 1996 . .	43
5.1	Vier ausgewählte Windprofile für den Monat Juni 1996 mit unterschiedlicher atmosphärischer Windscherung . . . . .	57
5.2	Höhenzuordnung mit Hilfe des Strahldichtebereichs einer Parzelle, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	73

5.3	Höhenzuordnung einer ausgewählten Menge mit Hilfe des Strahldichtebereichs einer Parzelle, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	74
5.4	Höhenzuordnung mit Hilfe eines erweiterten Strahldichtebereichs, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	75
5.5	Höhenzuordnung einer ausgewählten Menge mit Hilfe eines erweiterten Strahldichtebereichs, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	76
6.1	Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei großer Windscherung für die Höhenzuordnung $z_1$ . . . . .	94
6.2	Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei großer Windscherung für die Höhenzuordnung $z_2$ . . . . .	95
6.3	Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei großer Windscherung für den mittleren Wind $(u, v)_1$ . . . . .	96
6.4	Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei großer Windscherung für die Höhenzuordnung $z_3$ . . . . .	97
6.5	Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei großer Windscherung für die Höhenzuordnung $z_3''$ . . . . .	98
6.6	Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei großer Windscherung für die Höhenzuordnung $z_3'''$ . . . . .	99
6.7	Zweidimensionale Verteilung der Winkel- und Geschwindigkeitsdifferenzen bei großer Windscherung für den mittleren Wind $(u, v)_2$ . . . . .	100
6.8	Höhenzuordnung mit Hilfe des Strahldichtebereichs einer Parzelle bei sehr großer Windscherung (Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC) . . . . .	104
6.9	Höhenzuordnung einer ausgewählten Menge mit Hilfe des Strahldichtebereichs einer Parzelle bei sehr großer Windscherung (Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC) . . . . .	105
6.10	Höhenzuordnung mit Hilfe eines erweiterten Strahldichtebereichs bei sehr großer Windscherung (Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC) . . . . .	106
6.11	Höhenzuordnung einer ausgewählten Menge mit Hilfe eines erweiterten Strahldichtebereichs bei sehr großer Windscherung (Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC) . . . . .	107
7.1	Winkelverteilung der Verschiebungsvektoren für eine synthetische Szene mit zwei konkurrierenden Bewegungen gleicher Intensität . . . . .	110
7.2	Winkelverteilung der Verschiebungsvektoren für eine synthetische Szene mit zwei konkurrierenden Bewegungen unterschiedlicher Intensität . . . . .	111

# Tabellenverzeichnis

4.1	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1$ , $z_2$ und $z_3$ ; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC . . . . .	49
4.2	Differenz von Radiosonden- und ECMWF-Windvektor auf den atmosphärischen Hauptdruckflächen; Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC . . . . .	50
4.3	Differenz von den gemittelten Winden $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ und Verschiebungsvektor; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC . . . . .	50
4.4	Strahldichtevergleich mit Hilfe von RS-Daten, Szene vom 21. Juni 1989, 12 Uhr UTC . . . . .	51
5.1	Strahldichtevergleich mit Hilfe von RS-Daten, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	54
5.2	Strahldichtevergleich mit Hilfe von ECMWF-Daten, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	54
5.3	Vergleich zwischen mit Sondendaten berechneten und mit ECMWF-Daten berechneten Strahldichten, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	55
5.4	Differenz von Radiosonden- und ECMWF-Windvektor auf den atmosphärischen Hauptdruckflächen; Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	58
5.5	Fehlerabschätzung für die Verschiebungsvektoren in Abhängigkeit von deren Länge . . . . .	59
5.6	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1$ , $z_2$ , $z_3$ , $z'_3$ , $z''_3$ und $z'''_3$ sowie $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ ; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	63
5.7	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1$ , $z_2$ , $z_3$ , $z'_3$ , $z''_3$ und $z'''_3$ sowie $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ in Abhängigkeit der mittleren atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	64

5.8	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1, z_2, z_3, z'_3, z''_3$ und $z'''_3$ sowie $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ in Abhängigkeit der mittleren atmosphärischen Windscherung und der Länge der Verschiebungsvektoren; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	65
5.9	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1, z_2, z_3, z'_3, z''_3$ und $z'''_3$ sowie $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ ; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	67
5.10	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1, z_2, z_3, z'_3, z''_3$ und $z'''_3$ sowie $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ in Abhängigkeit von der Länge des Verschiebungsvektors, Vergleich mit RS-Profilwinden; Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	68
5.11	Untersuchung des Strahldichteintervalls einer Parzelle für den Windvergleich mit Hilfe von RS-Daten; Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	69
5.12	Untersuchung des Strahldichteintervalls einer Parzelle für den Windvergleich mit Hilfe von RS-Daten in Abhängigkeit von der Länge des Verschiebungsvektors; Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	70
5.13	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3$ in Abhängigkeit von der Streuung $\sigma$ der Grauwertverteilung; Vergleich mit RS-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	77
5.14	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3$ in Abhängigkeit von der Form der Grauwertverteilung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	78
6.1	Von EUMETSAT ermittelte Werte des Eichkoeffizienten $\alpha$ für den Monat Juni 1996 . . . . .	83
6.2	Strahldichtevergleich mit Hilfe von RS-Daten; Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	84
6.3	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1, z_2, z_3, z'_3$ und $z'''_3$ sowie $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ ; Vergleich mit RS-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	87
6.4	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1, z_2, z_3, z'_3$ und $z'''_3$ sowie $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ in Abhängigkeit der mittleren atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit RS-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	89
6.5	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_1, z_2, z_3, z'_3$ und $z'''_3$ sowie $(u, v)_1$ und $(u, v)_2$ in Abhängigkeit der mittleren atmosphärischen Windscherung und der Länge der Verschiebungsvektoren; Vergleich mit RS-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	92

6.6	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhen $z_3$ und $z_3'''$ sowie $(u, v)_2$ bei sehr großer Windscherung; Vergleich mit RS-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	103
9.1	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_1$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	135
9.2	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_2$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	136
9.3	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	136
9.4	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3'$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	137
9.5	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3''$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	137
9.6	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3'''$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	138
9.7	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für $(u, v)_1$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	138
9.8	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für $(u, v)_2$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	139
9.9	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_1$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	139
9.10	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_2$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	140
9.11	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	140

9.12	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z'_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	141
9.13	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z''_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	141
9.14	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z'''_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	142
9.15	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für $(u, v)_1$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	142
9.16	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für $(u, v)_2$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	143
9.17	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_1$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	144
9.18	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_2$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	145
9.19	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	145
9.20	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z''_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	146
9.21	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z'''_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	146
9.22	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für $(u, v)_1$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	147
9.23	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für $(u, v)_2$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	147



9.24	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_1$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	148
9.25	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_2$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	148
9.26	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	149
9.27	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3''$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	149
9.28	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe $z_3'''$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	150
9.29	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für $(u, v)_1$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	150
9.30	Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für $(u, v)_2$ in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC . . . . .	151
9.31	Strahldichtevergleich in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung und der Länge des Verschiebungsvektors, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; Vergleich mit Radiosonden-Daten . . . . .	151



# Verzeichnis der verwendeten Akronyme

DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecast – Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage
EUMETSAT	Europäische Wettersatelliten - Organisation
ESA	European Space Agency – Europäische Raumfahrtbehörde
FY-2	Geostationärer Chinesischer Satellit
GMS	Geostationary Meteorological Satellite Geostationärer Japanischer Satellit
GOES E, W	Geostationary Operational Environmental Satellite East, West Zwei Geostationäre Satelliten der USA
GOMS	Geostationärer Russischer Satellit
HRV	High Resolution Visible
INSAT	Indian National Satellite System Geostationärer Indischer Satellit
IR	Infrared – infraroter Spektralbereich
ITC	Innertropische Konvergenzzone
METEOSAT	Geostationärer Europäischer Satellit
METEOR	Polarumlaufender Russischer Satellit
MPEF	Meteorological Products Extraction Facility
MSG	METEOSAT Second Generation
NOAA	Polarumlaufender Amerikanischer Satellit
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
THIR	Temperature-Humidity Infrared Radiometer
UTC	Universal Time Coordinated
UTH	Upper Tropospheric Humidity
VIS	Visible – sichtbarer Spektralbereich
VISSR	Visible and Infrared Spin Scan Radiometer
VIZ	VIZ, Inc.: Herstellerfirma von Radiosonden, bzw. Produktbezeichnung der einzelnen Modelle (gefolgt von einer Ziffernkombination)
WV	Water Vapour – Spektralbereich der $6.3\mu m$ Wasserdampfabsorptionsbande
WWW	World Wide Web



# Anhang

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
161	0 - 10	0.12 ; 0.39	-1.43 ; 26.68 °	0.42 ; 0.38
376	10 - 20	0.08 ; 0.44	-3.58 ; 37.23 °	0.55 ; 0.43
328	20 - 30	-0.02 ; 0.57	3.41 ; 51.45 °	0.77 ; 0.50
220	30 - 40	-0.23 ; 0.67	-2.46 ; 59.50 °	0.95 ; 0.51
185	40 - 50	-0.41 ; 0.70	15.84 ; 69.83 °	1.11 ; 0.56
139	50 - 60	-0.60 ; 0.62	16.83 ; 81.44 °	1.24 ; 0.56
108	60 - 70	-0.66 ; 0.77	-7.86 ; 80.04 °	1.23 ; 0.55
69	70 - 80	-0.72 ; 0.77	-8.78 ; 95.94 °	1.40 ; 0.57
39	80 - 90	-0.72 ; 0.77	-13.51 ; 108.21 °	1.50 ; 0.51
17	90 - 100	-0.51 ; 0.97	-12.67 ; 94.12 °	1.40 ; 0.52
11	$\geq 100$	-0.91 ; 0.57	-2.32 ; 119.04 °	1.64 ; 0.38

Tabelle 9.1: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_1$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
161	0 - 10	0.15 ; 0.39	-1.07 ; 26.89 °	0.43 ; 0.39
376	10 - 20	0.19 ; 0.45	-2.61 ; 37.63 °	0.57 ; 0.45
328	20 - 30	0.15 ; 0.55	2.04 ; 50.88 °	0.74 ; 0.50
221	30 - 40	-0.01 ; 0.62	0.61 ; 57.59 °	0.84 ; 0.52
185	40 - 50	-0.03 ; 0.64	8.24 ; 63.84 °	0.96 ; 0.51
139	50 - 60	-0.19 ; 0.61	15.44 ; 75.10 °	1.02 ; 0.60
108	60 - 70	-0.24 ; 0.64	-1.10 ; 61.75 °	0.92 ; 0.51
69	70 - 80	-0.46 ; 0.80	6.37 ; 84.27 °	1.26 ; 0.55
39	80 - 90	-0.67 ; 0.88	2.52 ; 95.55 °	1.49 ; 0.44
17	90 - 100	-0.45 ; 0.77	-4.42 ; 90.93 °	1.29 ; 0.55
11	$\geq 100$	-1.10 ; 0.67	22.45 ; 80.58 °	1.50 ; 0.36

Tabelle 9.2: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_2$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
161	0 - 10	0.16 ; 0.40	-0.98 ; 27.00 °	0.44 ; 0.39
376	10 - 20	0.21 ; 0.46	-2.25 ; 37.59 °	0.58 ; 0.45
328	20 - 30	0.22 ; 0.55	1.17 ; 51.29 °	0.75 ; 0.52
221	30 - 40	0.07 ; 0.61	1.20 ; 57.93 °	0.82 ; 0.52
185	40 - 50	0.13 ; 0.61	0.62 ; 64.01 °	0.94 ; 0.51
139	50 - 60	0.06 ; 0.62	12.91 ; 72.87 °	0.97 ; 0.60
108	60 - 70	-0.11 ; 0.73	8.15 ; 64.03 °	0.99 ; 0.52
69	70 - 80	-0.20 ; 0.85	10.59 ; 87.31 °	1.23 ; 0.58
39	80 - 90	-0.44 ; 0.88	9.79 ; 92.54 °	1.35 ; 0.49
17	90 - 100	-0.31 ; 0.77	1.55 ; 94.38 °	1.32 ; 0.55
11	$\geq 100$	-0.51 ; 0.77	15.02 ; 56.18 °	1.15 ; 0.40

Tabelle 9.3: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
161	0 - 10	0.17 ; 0.40	-0.78 ; 26.86 °	0.44 ; 0.39
376	10 - 20	0.25 ; 0.46	-2.26 ; 37.35 °	0.59 ; 0.45
328	20 - 30	0.26 ; 0.55	1.28 ; 51.66 °	0.76 ; 0.52
221	30 - 40	0.12 ; 0.62	0.68 ; 58.23 °	0.83 ; 0.52
185	40 - 50	0.21 ; 0.59	2.30 ; 64.51 °	0.93 ; 0.53
139	50 - 60	0.17 ; 0.60	2.14 ; 74.63 °	0.98 ; 0.59
108	60 - 70	0.00 ; 0.74	11.18 ; 69.18 °	1.03 ; 0.54
69	70 - 80	-0.05 ; 0.89	10.60 ; 87.22 °	1.25 ; 0.57
39	80 - 90	-0.20 ; 0.85	15.37 ; 85.16 °	1.25 ; 0.42
17	90 - 100	-0.03 ; 0.77	-19.40 ; 84.00 °	1.18 ; 0.54
11	$\geq 100$	-0.15 ; 0.74	13.44 ; 69.05 °	1.11 ; 0.45

Tabelle 9.4: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z'_3$  ( $\alpha$  modifiziert) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
161	0 - 10	0.17 ; 0.41	-0.80 ; 26.94 °	0.44 ; 0.39
376	10 - 20	0.25 ; 0.46	-2.33 ; 37.33 °	0.59 ; 0.45
328	20 - 30	0.26 ; 0.55	1.01 ; 51.64 °	0.76 ; 0.53
221	30 - 40	0.11 ; 0.62	1.61 ; 57.55 °	0.83 ; 0.52
185	40 - 50	0.20 ; 0.61	-0.32 ; 64.90 °	0.94 ; 0.54
139	50 - 60	0.16 ; 0.60	3.69 ; 74.96 °	0.98 ; 0.59
108	60 - 70	-0.01 ; 0.74	12.27 ; 68.60 °	1.03 ; 0.55
69	70 - 80	-0.09 ; 0.87	7.52 ; 91.39 °	1.28 ; 0.57
39	80 - 90	-0.28 ; 0.92	20.68 ; 80.39 °	1.28 ; 0.53
17	90 - 100	-0.10 ; 0.86	-19.84 ; 85.28 °	1.24 ; 0.54
11	$\geq 100$	-0.21 ; 0.74	15.90 ; 68.29 °	1.13 ; 0.43

Tabelle 9.5: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z''_3$  ( $z_3(T_{eff}$  berechnet)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
161	0 - 10	0.18 ; 0.41	-0.75 ; 26.30 °	0.45 ; 0.39
376	10 - 20	0.28 ; 0.46	-2.32 ; 37.03 °	0.59 ; 0.45
328	20 - 30	0.29 ; 0.55	1.10 ; 51.63 °	0.77 ; 0.52
221	30 - 40	0.17 ; 0.63	0.00 ; 57.58 °	0.83 ; 0.52
185	40 - 50	0.27 ; 0.58	4.04 ; 64.29 °	0.93 ; 0.54
139	50 - 60	0.21 ; 0.59	2.53 ; 73.88 °	0.98 ; 0.58
108	60 - 70	0.08 ; 0.72	10.52 ; 69.49 °	1.03 ; 0.55
69	70 - 80	0.06 ; 0.83	7.86 ; 89.32 °	1.25 ; 0.57
39	80 - 90	-0.11 ; 0.88	-16.89 ; 85.06 °	1.24 ; 0.54
17	90 - 100	0.11 ; 0.72	-29.01 ; 80.82 °	1.13 ; 0.62
11	$\geq 100$	-0.01 ; 0.69	13.12 ; 71.44 °	1.07 ; 0.48

Tabelle 9.6: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3'''$  ( $z_3$  (kältestes Pixel)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
161	0 - 10	0.05 ; 0.39	-1.40 ; 25.65 °	0.41 ; 0.37
376	10 - 20	0.05 ; 0.44	-3.51 ; 35.72 °	0.54 ; 0.43
328	20 - 30	-0.04 ; 0.55	3.48 ; 51.49 °	0.76 ; 0.49
221	30 - 40	-0.24 ; 0.59	-2.01 ; 55.88 °	0.86 ; 0.49
185	40 - 50	-0.33 ; 0.63	8.94 ; 67.94 °	1.02 ; 0.54
139	50 - 60	-0.53 ; 0.59	12.88 ; 75.34 °	1.13 ; 0.56
108	60 - 70	-0.56 ; 0.64	-0.01 ; 62.82 °	1.04 ; 0.47
69	70 - 80	-0.77 ; 0.75	5.93 ; 74.21 °	1.33 ; 0.47
39	80 - 90	-0.79 ; 0.72	10.12 ; 81.36 °	1.39 ; 0.43
17	90 - 100	-0.45 ; 0.89	-20.75 ; 87.50 °	1.32 ; 0.51
11	$\geq 100$	-0.97 ; 0.72	5.19 ; 127.65 °	1.72 ; 0.35

Tabelle 9.7: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für  $(u, v)_1$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)



Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
161	0 - 10	0.17 ; 0.40	-0.81 ; 26.76 °	0.44 ; 0.39
376	10 - 20	0.25 ; 0.46	-2.26 ; 37.22 °	0.58 ; 0.45
328	20 - 30	0.26 ; 0.55	1.15 ; 51.43 °	0.76 ; 0.52
221	30 - 40	0.12 ; 0.62	0.70 ; 58.07 °	0.83 ; 0.52
185	40 - 50	0.22 ; 0.59	2.30 ; 64.47 °	0.93 ; 0.54
139	50 - 60	0.17 ; 0.60	2.39 ; 74.16 °	0.98 ; 0.59
108	60 - 70	0.00 ; 0.75	13.59 ; 67.68 °	1.02 ; 0.54
69	70 - 80	-0.04 ; 0.87	11.37 ; 87.57 °	1.25 ; 0.58
39	80 - 90	-0.18 ; 0.85	15.08 ; 85.17 °	1.24 ; 0.53
17	90 - 100	-0.10 ; 0.86	-23.34 ; 81.70 °	1.23 ; 0.54
11	$\geq 100$	-0.10 ; 0.71	13.90 ; 69.69 °	1.09 ; 0.46

Tabelle 9.8: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für  $(u, v)_2$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
131	0 - 10	0.01 ; 0.26	-1.22 ; 21.77 °	0.32 ; 0.29
303	10 - 20	-0.01 ; 0.36	-1.42 ; 32.18 °	0.47 ; 0.37
200	20 - 30	-0.27 ; 0.45	-1.92 ; 45.44 °	0.70 ; 0.47
126	30 - 40	-0.57 ; 0.52	-4.82 ; 52.86 °	0.96 ; 0.49
86	40 - 50	-0.86 ; 0.56	10.66 ; 62.00 °	1.21 ; 0.50
66	50 - 60	-0.86 ; 0.52	0.65 ; 80.81 °	1.29 ; 0.54
44	60 - 70	-1.14 ; 0.51	-13.02 ; 87.50 °	1.39 ; 0.53
28	70 - 80	-1.01 ; 0.52	-54.26 ; 92.85 °	1.52 ; 0.53
24	$\geq 80$	-1.21 ; 0.50	-21.10 ; 122.05 °	1.79 ; 0.19

Tabelle 9.9: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_1$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
131	0 - 10	0.04 ; 0.27	-0.79 ; 21.99 °	0.33 ; 0.29
303	10 - 20	0.11 ; 0.38	-0.25 ; 32.42 °	0.49 ; 0.37
200	20 - 30	-0.08 ; 0.44	1.35 ; 44.51 °	0.63 ; 0.45
127	30 - 40	-0.30 ; 0.47	1.91 ; 50.26 °	0.77 ; 0.47
86	40 - 50	-0.38 ; 0.54	5.67 ; 56.62 °	0.91 ; 0.46
66	50 - 60	-0.38 ; 0.55	1.83 ; 75.11 °	0.97 ; 0.60
44	60 - 70	-0.52 ; 0.53	0.47 ; 54.98 °	0.92 ; 0.49
28	70 - 80	-0.89 ; 0.51	1.68 ; 76.56 °	1.20 ; 0.60
24	≥ 80	-1.14 ; 0.49	7.65 ; 86.65 °	1.56 ; 0.31

Tabelle 9.10: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_2$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
131	0 - 10	0.04 ; 0.28	-0.71 ; 22.01 °	0.33 ; 0.30
303	10 - 20	0.13 ; 0.39	-0.18 ; 32.40 °	0.49 ; 0.38
200	20 - 30	0.00 ; 0.43	3.06 ; 44.69 °	0.60 ; 0.47
127	30 - 40	-0.19 ; 0.48	3.94 ; 48.35 °	0.71 ; 0.47
86	40 - 50	-0.18 ; 0.51	7.49 ; 56.46 °	0.83 ; 0.48
66	50 - 60	-0.12 ; 0.60	0.06 ; 71.59 °	0.92 ; 0.60
44	60 - 70	-0.31 ; 0.63	5.68 ; 52.11 °	0.87 ; 0.48
28	70 - 80	-0.58 ; 0.67	7.81 ; 78.38 °	1.10 ; 0.63
24	≥ 80	-0.79 ; 0.52	19.01 ; 73.47 °	1.25 ; 0.42

Tabelle 9.11: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
131	0 - 10	0.06 ; 0.28	-0.53 ; 21.64 °	0.33 ; 0.30
303	10 - 20	0.17 ; 0.40	0.17 ; 32.19 °	0.51 ; 0.38
200	20 - 30	0.06 ; 0.44	3.58 ; 45.05 °	0.61 ; 0.47
127	30 - 40	-0.14 ; 0.50	1.41 ; 48.38 °	0.70 ; 0.47
86	40 - 50	-0.07 ; 0.51	10.46 ; 55.00 °	0.78 ; 0.51
66	50 - 60	-0.03 ; 0.61	-4.27 ; 70.70 °	0.93 ; 0.58
44	60 - 70	-0.18 ; 0.66	10.04 ; 55.83 °	0.86 ; 0.51
28	70 - 80	-0.42 ; 0.74	14.46 ; 75.38 °	1.12 ; 0.58
24	$\geq 80$	-0.48 ; 0.56	27.52 ; 57.14 °	1.07 ; 0.42

Tabelle 9.12: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z'_3$  ( $z_3(\alpha$  modifiziert)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
131	0 - 10	0.06 ; 0.29	-0.61 ; 21.85 °	0.34 ; 0.30
303	10 - 20	0.17 ; 0.39	0.03 ; 32.01 °	0.50 ; 0.38
200	20 - 30	0.05 ; 0.45	3.18 ; 44.92 °	0.60 ; 0.48
127	30 - 40	-0.16 ; 0.49	3.16 ; 47.79 °	0.70 ; 0.47
86	40 - 50	-0.11 ; 0.52	6.90 ; 56.92 °	0.81 ; 0.51
66	50 - 60	-0.04 ; 0.60	-6.09 ; 72.55 °	0.93 ; 0.60
44	60 - 70	-0.20 ; 0.68	8.70 ; 56.15 °	0.87 ; 0.52
28	70 - 80	-0.45 ; 0.72	13.47 ; 76.81 °	1.12 ; 0.58
24	$\geq 80$	-0.58 ; 0.60	25.61 ; 58.89 °	1.10 ; 0.45

Tabelle 9.13: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z''_3$  ( $z_3(T_{eff}$  berechnet)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
131	0 - 10	0.08 ; 0.29	-0.40 ; 21.10 °	0.34 ; 0.29
303	10 - 20	0.21 ; 0.39	0.04 ; 31.71 °	0.51 ; 0.37
200	20 - 30	0.10 ; 0.44	3.46 ; 45.10 °	0.61 ; 0.47
127	30 - 40	-0.10 ; 0.51	3.95 ; 46.50 °	0.68 ; 0.47
86	40 - 50	-0.01 ; 0.52	9.43 ; 53.28 °	0.75 ; 0.52
66	50 - 60	0.01 ; 0.60	-2.54 ; 68.49 °	0.90 ; 0.56
44	60 - 70	-0.08 ; 0.63	3.82 ; 49.74 °	0.80 ; 0.48
28	70 - 80	-0.31 ; 0.71	5.11 ; 74.53 °	1.07 ; 0.55
24	$\geq 80$	-0.34 ; 0.54	25.91 ; 53.81 °	0.95 ; 0.46

Tabelle 9.14: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3'''$  ( $z_3$ (kältestes Pixel)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
131	0 - 10	-0.06 ; 0.26	-1.21 ; 19.44 °	0.31 ; 0.27
303	10 - 20	-0.04 ; 0.36	-1.28 ; 30.31 °	0.46 ; 0.35
200	20 - 30	-0.27 ; 0.42	3.50 ; 45.12 °	0.69 ; 0.44
127	30 - 40	-0.53 ; 0.41	-2.25 ; 49.05 °	0.84 ; 0.45
86	40 - 50	-0.71 ; 0.47	11.19 ; 55.32 °	1.03 ; 0.47
66	50 - 60	-0.74 ; 0.48	-1.68 ; 77.34 °	1.15 ; 0.56
44	60 - 70	-0.85 ; 0.38	-11.48 ; 49.67 °	1.04 ; 0.40
28	70 - 80	-1.09 ; 0.48	-11.68 ; 70.84 °	1.38 ; 0.45
24	$\geq 80$	-1.24 ; 0.40	-6.56 ; 83.52 °	1.54 ; 0.27

Tabelle 9.15: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für  $(u, v)_1$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{ECM}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{ECM} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{ECM}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
131	0 - 10	0.06 ; 0.28	-0.58 ; 21.65 °	0.33 ; 0.30
303	10 - 20	0.18 ; 0.39	0.18 ; 32.00 °	0.50 ; 0.38
200	20 - 30	0.06 ; 0.44	3.46 ; 44.92 °	0.60 ; 0.47
127	30 - 40	-0.14 ; 0.50	1.45 ; 48.02 °	0.69 ; 0.47
86	40 - 50	-0.06 ; 0.50	10.27 ; 54.79 °	0.77 ; 0.51
66	50 - 60	-0.04 ; 0.61	-3.59 ; 69.54 °	0.92 ; 0.58
44	60 - 70	-0.17 ; 0.66	9.09 ; 54.45 °	0.85 ; 0.50
28	70 - 80	-0.41 ; 0.72	15.35 ; 73.85 °	1.09 ; 0.58
24	$\geq 80$	-0.45 ; 0.55	27.34 ; 56.74 °	1.04 ; 0.44

Tabelle 9.16: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für  $(u, v)_2$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als 3 Pixeln; Vergleich mit ECMWF-Profilwinden, Szene vom 6. Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \bar{v}_{RS}  -  \bar{v}_{WV} }{ \bar{v}_{RS}  +  \bar{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\bar{v}_{RS}, \bar{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \bar{v}_{RS} - \bar{v}_{WV} }{ \bar{v}_{RS}  +  \bar{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
47	0 - 10	0.08 ; 0.50	4.51 ; 35.68 °	0.50 ; 0.49
108	10 - 20	0.06 ; 0.47	0.02 ; 25.57 °	0.48 ; 0.38
93	20 - 30	0.13 ; 0.48	4.28 ; 31.53 °	0.52 ; 0.42
87	30 - 40	-0.02 ; 0.51	-2.54 ; 39.60 °	0.63 ; 0.45
56	40 - 50	-0.36 ; 0.46	4.66 ; 42.23 °	0.72 ; 0.45
32	50 - 60	-0.23 ; 0.58	5.17 ; 49.28 °	0.80 ; 0.50
34	60 - 70	-0.23 ; 0.75	-9.77 ; 61.80 °	1.03 ; 0.52
29	70 - 80	-0.31 ; 0.64	-8.31 ; 76.81 °	1.01 ; 0.59
11	80 - 90	-0.48 ; 0.72	-24.88 ; 93.87 °	1.24 ; 0.69
17	90 - 100	-0.33 ; 0.68	19.69 ; 69.19 °	1.06 ; 0.56
50	$\geq 100$	-0.74 ; 0.72	-21.42 ; 75.18 °	1.22 ; 0.59

Tabelle 9.17: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_1$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
47	0 - 10	0.09 ; 0.51	4.62 ; 36.74 °	0.51 ; 0.50
108	10 - 20	0.08 ; 0.46	-0.82 ; 25.21 °	0.46 ; 0.39
93	20 - 30	0.18 ; 0.50	4.98 ; 31.96 °	0.53 ; 0.44
87	30 - 40	0.04 ; 0.48	-1.76 ; 38.42 °	0.61 ; 0.42
56	40 - 50	-0.33 ; 0.45	3.21 ; 43.49 °	0.70 ; 0.43
34	50 - 60	-0.19 ; 0.52	6.74 ; 52.10 °	0.79 ; 0.50
34	60 - 70	-0.14 ; 0.71	-13.52 ; 54.17 °	0.92 ; 0.54
29	70 - 80	-0.20 ; 0.62	-7.40 ; 73.29 °	0.99 ; 0.59
11	80 - 90	-0.67 ; 0.79	-22.15 ; 99.20 °	1.21 ; 0.72
17	90 - 100	-0.17 ; 0.75	-7.00 ; 72.04 °	1.00 ; 0.56
50	$\geq 100$	-0.70 ; 0.64	-4.45 ; 69.48 °	1.09 ; 0.60

Tabelle 9.18: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_2$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
47	0 - 10	0.10 ; 0.50	3.83 ; 36.71 °	0.50 ; 0.50
108	10 - 20	0.11 ; 0.46	0.12 ; 24.41 °	0.44 ; 0.40
93	20 - 30	0.21 ; 0.52	4.74 ; 32.49 °	0.53 ; 0.47
87	30 - 40	0.07 ; 0.43	-1.15 ; 37.26 °	0.57 ; 0.42
56	40 - 50	-0.14 ; 0.43	4.69 ; 36.90 °	0.54 ; 0.44
34	50 - 60	-0.11 ; 0.49	9.79 ; 42.08 °	0.67 ; 0.45
34	60 - 70	-0.06 ; 0.62	-8.31 ; 57.23 °	0.83 ; 0.53
29	70 - 80	-0.02 ; 0.55	-4.01 ; 58.75 °	0.82 ; 0.53
11	80 - 90	-0.31 ; 0.47	5.81 ; 69.38 °	0.84 ; 0.65
17	90 - 100	-0.32 ; 0.63	10.31 ; 73.76 °	0.87 ; 0.65
50	$\geq 100$	-0.34 ; 0.67	6.62 ; 55.02 °	0.84 ; 0.56

Tabelle 9.19: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
47	0 - 10	0.11 ; 0.52	1.38 ; 31.18 °	0.48 ; 0.47
108	10 - 20	0.15 ; 0.48	-5.93 ; 24.62 °	0.47 ; 0.41
93	20 - 30	0.26 ; 0.52	3.68 ; 33.41 °	0.57 ; 0.47
87	30 - 40	0.13 ; 0.47	-3.95 ; 36.09 °	0.59 ; 0.41
56	40 - 50	-0.12 ; 0.47	4.02 ; 35.18 °	0.57 ; 0.44
34	50 - 60	-0.07 ; 0.52	9.62 ; 39.14 °	0.66 ; 0.44
34	60 - 70	-0.03 ; 0.67	-6.06 ; 63.03 °	0.86 ; 0.57
29	70 - 80	0.05 ; 0.61	-3.55 ; 54.35 °	0.78 ; 0.50
11	80 - 90	-0.29 ; 0.54	6.06 ; 72.30 °	0.90 ; 0.63
17	90 - 100	-0.30 ; 0.67	6.05 ; 75.74 °	0.90 ; 0.67
50	$\geq 100$	-0.29 ; 0.70	-1.57 ; 46.32 °	0.78 ; 0.57

Tabelle 9.20: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3''$  ( $z_3(T_{eff}$  berechnet)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
47	0 - 10	0.12 ; 0.50	2.91 ; 36.60 °	0.50 ; 0.50
108	10 - 20	0.13 ; 0.46	-0.09 ; 23.66 °	0.44 ; 0.40
93	20 - 30	0.25 ; 0.52	4.81 ; 33.05 °	0.54 ; 0.48
87	30 - 40	0.10 ; 0.43	-2.10 ; 36.93 °	0.56 ; 0.41
55	40 - 50	-0.10 ; 0.45	3.20 ; 32.27 °	0.52 ; 0.43
34	50 - 60	-0.07 ; 0.50	9.57 ; 41.43 °	0.67 ; 0.45
34	60 - 70	0.05 ; 0.59	-13.15 ; 60.18 °	0.84 ; 0.56
29	70 - 80	-0.12 ; 0.65	-5.55 ; 51.08 °	0.81 ; 0.53
11	80 - 90	-0.26 ; 0.55	5.75 ; 62.47 °	0.80 ; 0.62
17	90 - 100	-0.16 ; 0.59	-1.38 ; 69.93 °	0.76 ; 0.60
50	$\geq 100$	-0.21 ; 0.62	1.46 ; 51.87 °	0.71 ; 0.56

Tabelle 9.21: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3'''$  ( $z_3$ (kältestes Pixel)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)



Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
47	0 - 10	-0.10 ; 0.56	3.98 ; 33.83 °	0.56 ; 0.48
108	10 - 20	-0.10 ; 0.52	1.79 ; 28.65 °	0.53 ; 0.40
93	20 - 30	-0.01 ; 0.57	6.41 ; 36.70 °	0.59 ; 0.46
87	30 - 40	-0.11 ; 0.49	-3.39 ; 37.44 °	0.62 ; 0.42
56	40 - 50	-0.35 ; 0.45	4.36 ; 41.63 °	0.67 ; 0.45
32	50 - 60	-0.30 ; 0.58	7.14 ; 45.99 °	0.81 ; 0.46
34	60 - 70	-0.25 ; 0.68	-4.97 ; 65.10 °	0.93 ; 0.58
29	70 - 80	-0.27 ; 0.68	-12.36 ; 61.10 °	0.92 ; 0.57
11	80 - 90	-0.81 ; 0.77	4.81 ; 78.75 °	1.18 ; 0.72
17	90 - 100	-0.47 ; 0.62	4.85 ; 74.69 °	0.96 ; 0.60
50	$\geq 100$	-0.71 ; 0.53	-4.47 ; 38.86 °	0.94 ; 0.46

Tabelle 9.22: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für  $(u, v)_1$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
47	0 - 10	0.10 ; 0.50	3.63 ; 36.71 °	0.50 ; 0.50
108	10 - 20	0.11 ; 0.46	0.03 ; 24.28 °	0.44 ; 0.40
93	20 - 30	0.21 ; 0.51	4.78 ; 32.40 °	0.53 ; 0.47
87	30 - 40	0.07 ; 0.43	-0.94 ; 37.22 °	0.56 ; 0.42
55	40 - 50	-0.14 ; 0.42	4.30 ; 36.84 °	0.53 ; 0.44
34	50 - 60	-0.10 ; 0.48	8.97 ; 42.17 °	0.66 ; 0.46
34	60 - 70	-0.07 ; 0.64	-7.47 ; 60.39 °	0.84 ; 0.55
29	70 - 80	-0.06 ; 0.55	-4.21 ; 56.20 °	0.80 ; 0.52
11	80 - 90	-0.32 ; 0.49	6.25 ; 68.84 °	0.84 ; 0.65
17	90 - 100	-0.32 ; 0.64	11.32 ; 72.48 °	0.86 ; 0.64
50	$\geq 100$	-0.31 ; 0.65	4.37 ; 49.29 °	0.79 ; 0.54

Tabelle 9.23: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für  $(u, v)_2$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
35	0 - 10	-0.07 ; 0.34	5.97 ; 11.79 °	0.33 ; 0.23
82	10 - 20	-0.07 ; 0.33	0.04 ; 17.81 °	0.37 ; 0.26
60	20 - 30	-0.03 ; 0.32	-0.21 ; 26.37 °	0.38 ; 0.32
51	30 - 40	-0.19 ; 0.46	-5.87 ; 32.27 °	0.57 ; 0.40
35	40 - 50	-0.46 ; 0.45	2.17 ; 40.13 °	0.74 ; 0.45
18	50 - 60	-0.29 ; 0.50	3.90 ; 40.75 °	0.68 ; 0.45
14	60 - 70	-0.68 ; 0.62	-6.73 ; 72.52 °	1.16 ; 0.56
9	70 - 80	-0.78 ; 0.51	20.61 ; 40.40 °	0.98 ; 0.43
6	80 - 90	-0.68 ; 0.84	-27.52 ; 59.19 °	1.16 ; 0.64
4	90 - 100	-1.04 ; 0.64	28.17 ; 58.77 °	1.08 ; 0.67
22	$\geq 100$	-0.92 ; 0.68	-37.93 ; 77.04 °	1.31 ; 0.60

Tabelle 9.24: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_1$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
35	0 - 10	-0.06 ; 0.34	5.81 ; 12.18 °	0.34 ; 0.23
82	10 - 20	-0.03 ; 0.31	-0.89 ; 17.17 °	0.34 ; 0.25
60	20 - 30	0.02 ; 0.36	0.23 ; 26.37 °	0.39 ; 0.33
51	30 - 40	-0.12 ; 0.42	-4.36 ; 30.83 °	0.54 ; 0.37
35	40 - 50	-0.43 ; 0.43	0.43 ; 42.30 °	0.71 ; 0.45
19	50 - 60	-0.26 ; 0.37	8.42 ; 39.57 °	0.63 ; 0.40
14	60 - 70	-0.43 ; 0.58	-11.48 ; 62.57 °	0.92 ; 0.63
9	70 - 80	-0.36 ; 0.56	28.53 ; 24.12 °	0.77 ; 0.38
6	80 - 90	-0.89 ; 0.67	-25.85 ; 87.21 °	1.15 ; 0.73
4	90 - 100	-0.93 ; 0.80	30.00 ; 59.46 °	1.02 ; 0.75
22	$\geq 100$	-0.88 ; 0.58	-22.71 ; 67.25 °	1.21 ; 0.58

Tabelle 9.25: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_2$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
35	0 - 10	-0.05 ; 0.34	5.10 ; 11.68 °	0.33 ; 0.23
82	10 - 20	-0.01 ; 0.31	-0.01 ; 16.28 °	0.33 ; 0.25
60	20 - 30	-0.05 ; 0.37	-0.20 ; 26.20 °	0.37 ; 0.36
51	30 - 40	-0.08 ; 0.35	-3.86 ; 31.28 °	0.48 ; 0.37
34	40 - 50	-0.23 ; 0.44	1.22 ; 35.35 °	0.53 ; 0.45
19	50 - 60	-0.15 ; 0.37	3.07 ; 19.84 °	0.45 ; 0.25
14	60 - 70	-0.30 ; 0.58	-26.39 ; 64.06 °	0.87 ; 0.61
9	70 - 80	-0.15 ; 0.32	22.04 ; 17.54 °	0.53 ; 0.25
6	80 - 90	-0.51 ; 0.49	24.12 ; 53.40 °	0.76 ; 0.61
4	90 - 100	-0.88 ; 0.67	45.10 ; 84.24 °	0.98 ; 0.74
22	$\geq 100$	-0.46 ; 0.62	14.36 ; 56.62 °	0.86 ; 0.60

Tabelle 9.26: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
35	0 - 10	-0.04 ; 0.34	4.56 ; 11.44 °	0.32 ; 0.23
82	10 - 20	-0.02 ; 0.32	-0.14 ; 16.94 °	0.33 ; 0.26
60	20 - 30	0.13 ; 0.40	-0.15 ; 26.70 °	0.42 ; 0.37
51	30 - 40	-0.03 ; 0.38	-6.56 ; 27.43 °	0.48 ; 0.33
35	40 - 50	-0.20 ; 0.49	-0.77 ; 30.64 °	0.56 ; 0.44
19	50 - 60	-0.14 ; 0.39	2.61 ; 21.62 °	0.46 ; 0.29
14	60 - 70	-0.30 ; 0.57	-28.19 ; 67.45 °	0.86 ; 0.63
9	70 - 80	-0.06 ; 0.48	24.73 ; 17.39 °	0.62 ; 0.27
6	80 - 90	-0.50 ; 0.53	27.65 ; 56.27 °	0.76 ; 0.64
4	90 - 100	-0.69 ; 0.94	40.10 ; 78.93 °	0.95 ; 0.77
22	$\geq 100$	-0.35 ; 0.68	7.80 ; 42.42 °	0.78 ; 0.56

Tabelle 9.27: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3''$  ( $z_3(T_{eff}$  berechnet)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
35	0 - 10	-0.03 ; 0.34	3.97 ; 11.60 °	0.33 ; 0.23
82	10 - 20	0.01 ; 0.30	-0.23 ; 16.53 °	0.32 ; 0.25
60	20 - 30	0.10 ; 0.38	0.25 ; 26.90 °	0.38 ; 0.37
51	30 - 40	-0.05 ; 0.36	-5.46 ; 29.03 °	0.46 ; 0.34
35	40 - 50	-0.17 ; 0.50	0.38 ; 28.85 °	0.51 ; 0.44
19	50 - 60	-0.11 ; 0.37	2.78 ; 20.51 °	0.44 ; 0.25
14	60 - 70	-0.23 ; 0.58	-27.34 ; 62.50 °	0.88 ; 0.60
9	70 - 80	-0.25 ; 0.53	12.14 ; 19.12 °	0.54 ; 0.41
6	80 - 90	-0.39 ; 0.47	17.88 ; 47.73 °	0.64 ; 0.58
4	90 - 100	-0.71 ; 0.68	51.65 ; 79.98 °	0.85 ; 0.77
22	$\geq 100$	-0.22 ; 0.53	6.33 ; 43.24 °	0.64 ; 0.54

Tabelle 9.28: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für die Höhe  $z_3'''$  ( $z_3$  (kältestes Pixel)) in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
35	0 - 10	-0.27 ; 0.39	5.87 ; 13.79 °	0.43 ; 0.32
82	10 - 20	-0.25 ; 0.36	2.30 ; 24.44 °	0.45 ; 0.31
60	20 - 30	-0.17 ; 0.43	2.46 ; 34.99 °	0.49 ; 0.40
51	30 - 40	-0.28 ; 0.40	-3.64 ; 27.64 °	0.55 ; 0.35
35	40 - 50	-0.41 ; 0.46	1.30 ; 39.07 °	0.65 ; 0.43
18	50 - 60	-0.40 ; 0.44	3.49 ; 33.30 °	0.67 ; 0.39
14	60 - 70	-0.52 ; 0.50	-6.36 ; 68.26 °	0.91 ; 0.63
9	70 - 80	-0.50 ; 0.54	19.61 ; 23.23 °	0.78 ; 0.35
6	80 - 90	-1.05 ; 0.63	8.60 ; 56.79 °	1.13 ; 0.68
4	90 - 100	-0.95 ; 0.70	43.20 ; 61.46 °	1.01 ; 0.72
22	$\geq 100$	-0.93 ; 0.47	-11.91 ; 34.34 °	1.07 ; 0.45

Tabelle 9.29: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für  $(u, v)_1$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS}  -  \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$	$\angle(\vec{v}_{RS}, \vec{v}_{WV})$ $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{ \vec{v}_{RS} - \vec{v}_{WV} }{ \vec{v}_{RS}  +  \vec{v}_{WV} }$ $\bar{x}; s$
35	0 - 10	-0.05 ; 0.34	4.89 ; 11.63 °	0.33 ; 0.23
82	10 - 20	-0.01 ; 0.31	-0.18 ; 16.29 °	0.32 ; 0.25
60	20 - 30	0.05 ; 0.37	-0.10 ; 26.39 °	0.37 ; 0.36
51	30 - 40	-0.08 ; 0.35	-3.85 ; 30.87 °	0.47 ; 0.36
34	40 - 50	-0.22 ; 0.44	1.14 ; 35.62 °	0.53 ; 0.45
19	50 - 60	-0.14 ; 0.36	2.81 ; 20.76 °	0.44 ; 0.27
14	60 - 70	-0.29 ; 0.58	-28.26 ; 63.83 °	0.87 ; 0.62
9	70 - 80	-0.19 ; 0.27	22.03 ; 16.98 °	0.51 ; 0.26
6	80 - 90	-0.49 ; 0.48	23.82 ; 52.53 °	0.74 ; 0.60
4	90 - 100	-0.85 ; 0.66	46.78 ; 82.76 °	0.96 ; 0.74
22	$\geq 100$	-0.41 ; 0.59	7.94 ; 45.05 °	0.78 ; 0.55

Tabelle 9.30: Differenz von Wind- und Verschiebungsvektor für  $(u, v)_2$  in Abhängigkeit von der atmosphärischen Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln; Vergleich mit Radiosonden-Profilwinden, Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)

Anzahl $n$	Windscherung [%/km]	$L_{mess} - L_{rech}$ [ $W m^{-2} sr^{-1}$ ] $\bar{x}; s$	$2 \cdot \frac{L_{mess} - L_{rech}}{L_{mess} + L_{rech}}$ $\bar{x}; s$
35	0 - 10	0.09 ; 0.10	0.13 ; 0.12
82	10 - 20	0.09 ; 0.17	0.11 ; 0.18
60	20 - 30	0.13 ; 0.18	0.15 ; 0.18
51	30 - 40	0.11 ; 0.18	0.12 ; 0.19
35	40 - 50	0.04 ; 0.09	0.04 ; 0.09
19	50 - 60	0.08 ; 0.15	0.09 ; 0.14
14	60 - 70	0.00 ; 0.11	0.01 ; 0.10
9	70 - 80	0.06 ; 0.13	0.06 ; 0.15
6	80 - 90	0.02 ; 0.19	0.02 ; 0.16
4	90 - 100	0.04 ; 0.19	0.07 ; 0.16
22	$\geq 100$	0.03 ; 0.13	0.04 ; 0.14

Tabelle 9.31: Vergleich von gemessenen ( $L_{mess}$ ) mit berechneten ( $L_{rech}$ ) Strahldichten für die Klassen mit unterschiedlicher Windscherung nach Aussortieren aller Verschiebungsvektoren mit einer Länge von weniger als drei Pixeln; Monat Juni 1996, 12 Uhr UTC; Vergleich mit RS-Daten; angegeben sind jeweils Mittelwert  $\bar{x}$  und Standardabweichung  $s$  der Einzelmessung ( $n$  = Anzahl der Parzellen)