

Berichte  
aus dem  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE  
an der  
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT · KIEL

Nr. 278

**Niederschlagsmessung  
auf dem Ozean  
von fahrenden Schiffen**

von  
Martin Großklaus

DOI 10.3289 / FM\_BER\_278

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von

Institut für Meereskunde  
Abteilung maritime Meteorologie  
Düsternbrooker Weg 20  
D - 24105 Kiel

---

ISSN 0341 - 8561

**Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel  
als Dissertation angenommen**

# Zusammenfassung

Die großräumige Zirkulation der Weltmeere wird nicht nur durch Winde, sondern auch durch Dichteunterschiede angetrieben. Der Beitrag des Niederschlages zum Süßwassereintrag in die Ozeane ist jedoch praktisch nicht bekannt. In neuerer Zeit werden satellitengestützte Fernmeßverfahren benutzt, um den globalen Niederschlag zu bestimmen. Diese Verfahren bedürfen jedoch einer empirischen Kalibrierung mit Hilfe von Messungen auf der Meeresoberfläche. Für die Niederschlagsmessungen von fahrenden Schiffen fehlten bisher geeignete Meßgeräte, weshalb in den vergangenen Jahren am Institut für Meereskunde zwei speziell für den Einsatz auf fahrenden Schiffen konzipierte Regenmesser entwickelt wurden. Dabei handelt es sich um einen mechanischen Schiffsregenmesser sowie ein optisches Disdrometer. Die Beschreibung der Funktion dieser Geräte und die Ableitung der jeweils erforderlichen Auswert-Algorithmien bilden den Schwerpunkt dieser Arbeit: Basierend auf einer numerischen Modellierung des Meßvorganges mit dem Disdrometer wurde ein automatisches Verfahren zur Berücksichtigung der auftretenden Randeffekte bei der Messung der Tropfenspektren entwickelt. Langzeitliche Vergleichsmessungen zwischen dem Disdrometer und einem Hellmann-Regensammler wurden dazu benutzt, dieses Verfahren zu verifizieren. Der Vergleich der aus den analysierten Tropfenspektren resultierenden Regenraten mit den um den Umströmungsfehler korrigierten Regenraten des Hellmann-Regensammlers ließ keine signifikanten Fehler in den Disdrometerdaten erkennen. Die Auswertung der an Bord der 'ALKOR' und anderen Forschungsschiffen durchgeführten kontinuierlichen Vergleichsmessungen zwischen dem Schiffsregenmesser und dem optischen Disdrometer ermöglichte die Bestimmung der Windgeschwindigkeitsabhängigkeit des Schiffsregenmessers.

Im zweiten Teil der Arbeit werden die Ergebnisse von Vergleichsmessungen zwischen dem Schiffsregenmesser und unterschiedlichen anderen Geräten vorgestellt: Bereits seit März 1992 wird ein mechanischer Schiffsregenmesser auf dem Niederschlagsmeßfeld des DWD (Deutscher Wetterdienst) in Harzgerode betrieben. Es ergab sich eine sehr gute Übereinstimmung mit einem im Boden eingelassenen Niederschlagsammler, die im wesentlichen auf die günstige aerodynamische Form des

Schiffsregenschmessers zurückzuführen ist. Ähnlich gute Ergebnisse ergaben Vergleiche mit einem Disdrometer nach JOSS & WALDVOGEL (1967) im Rahmen einer Fallstudie über Land.

Wenn man Klimaänderungen untersuchen will, ist ein Vergleich mit der Niederschlagstätigkeit in früheren Jahrzehnten nur dann möglich, wenn man sich auf die zahlreichen Wetter-Beobachtungen von Schiffen stützt, die in den Datenarchiven vorliegen. TUCKER (1961) hat eine Methode entwickelt, diese eher subjektiven Schätzungen in entsprechende Regenraten umzurechnen. Die Niederschlagsmessungen der Forschungsschiffe 'METEOR' und 'POLARSTERN' können nach Ansammlung einer ausreichenden Datenmenge zur Verifizierung dieser Methode benutzt werden. Die Auswertung eines zweijährigen Datensatzes von FS 'METEOR' offenbarte eine systematische Überschätzung des Niederschlages wenn die Wetter-Beobachtungen mit der bestehenden Methode in Regenraten umgerechnet werden. Der mechanische Schiffsregenschmesser ist in mechanischer und elektronischer Konstruktion fertig entwickelt und hat sich im Einsatz bewährt. Die im Rahmen dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse sind Argumente für eine internationale Einführung dieses Meßinstrumentes.

# Abstract

The large scale circulation of the world oceans is not only driven by the wind but also by density gradients. The contribution of precipitation to the total fresh water input into the oceans, however, is practically not known. Nowadays space borne remote sensing techniques are used to estimate global precipitation. These methods, however, require empirical calibration with aid of in situ measurements at the sea surface. Till now there was a lack of suitable rain gauges for ship borne use. Therefore two different instruments have been developed during the last years at the Institut für Meereskunde, which are optimized to measure rain on moving ships. These are a mechanical ship rain gauge and an optical disdrometer. The optical disdrometer is used to calibrate the mechanical ship rain gauge under in situ – conditions at moving ships. This paper mainly deals with the description of the instruments and the deduction of algorithms to evaluate precipitation: Based on numerical modeling of disdrometer measurements, an automatical procedure has been developed to determine secondary effects that occur during disdrometer measurements. Long term simultaneous measurements of the disdrometer and a conventional (Hellmann-type) rain gauge have been used to validate this procedure. Comparison between the rainrates determined from disdrometer measurements and the measurements of the Hellmann gauge that had been corrected for wind induced effects, did not reveal significant error in the disdrometer data. Simultaneous measurements of the disdrometer and the ship rain gauge on board RV 'ALKOR' are used to derive wind induced effects on the ship rain gauge.

The second part of this paper deals with the results of several rain gauge intercomparison experiments: A ship rain gauge is installed at the test site for precipitation of the German weather service (DWD) in Harzgerode since 1992. The precipitation data given by the ship rain gauge correspond very well with the data measured by a pit rain gauge that is regarded to be unbiased. This good correspondence mainly stems from the sophisticated aerodynamic shape of the ship rain gauge. An intercomparison between a ship rain gauge and a disdrometer after JOSS & WALDVOGEL (1967) showed similar positive results. In order to determine changes in

climate using precipitation data one has to apply eye observations from ships. These observation data are available for a long period of time. TUCKER (1961) derived a method to calculate rain rates from such precipitation estimates. Since the german research vessels 'METEOR' and 'POLARSTERN' are equipped with ship rain gauges, ship borne precipitation measurements can be used to validate his method after a sufficient amount of data has been collected. A preliminary analysis of a two years dataset of precipitation measurements on bord RV 'METEOR' showed a systematic overestimation of precipitation at sea by TUCKER's method. The ship rain gauge proved to be a reliable and robust instrument. The results which are presented in this paper can be taken as arguments for an international introduction of this instrument.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>ii</b>
<b>Abstract</b>	<b>iv</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Schiffsregenmesser</b>	<b>5</b>
2.1 Gerätebeschreibung . . . . .	6
2.2 Meßprinzip . . . . .	8
2.3 Kalibrierung der Tropfenformer . . . . .	10
<b>3 Optisches Disdrometer</b>	<b>13</b>
3.1 technische Beschreibung . . . . .	13
3.2 Datenverarbeitung . . . . .	17
3.3 Randeffekte einer Disdrometer-Messung . . . . .	20
<b>4 Modellstudie des Disdrometers</b>	<b>25</b>
4.1 Analytisches Modell . . . . .	25
4.2 Monte Carlo-Modell . . . . .	44
4.3 Berücksichtigung der systematischen Effekte bei der Niederschlags- analyse mit dem optischen Disdrometer . . . . .	54
<b>5 Vergleichsmessungen bei schwachen Winden</b>	<b>59</b>
<b>6 Kalibrierung des Schiffsregenmessers</b>	<b>64</b>
6.1 Kalibrierung der horizontalen Sammelfläche . . . . .	65
6.2 Kalibrierung der vertikalen Sammelfläche . . . . .	68
6.3 Ableitung einer Wichtungsfunktion . . . . .	72
6.4 Fehlerabschätzung . . . . .	76
<b>7 Schlußbetrachtungen</b>	<b>81</b>
<b>Anhang A: Empirische Analyse der Disdrometerdaten</b>	<b>83</b>

<b>Anhang B: Ergebnisse 'METEOR' 1992–1994</b>	<b>86</b>
<b>Anhang C: Vergleichsmessungen in Itzehoe</b>	<b>93</b>
<b>Anhang D: Niederschlagsmessungen auf der Ostsee</b>	<b>96</b>
<b>Anhang E: Vergleichsmessungen in Harzgerode</b>	<b>97</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>99</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>103</b>
<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>104</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>106</b>



# 1 Einleitung

Globale Klimaänderungen sind durch komplizierte Rückkoppelungsmechanismen mit dem hydrologischen Zyklus verknüpft. Die dominanten Prozesse des hydrologischen Zyklus sind die Verdunstung und der Niederschlag über den Weltmeeren, die mehr als zwei Drittel der Erdoberfläche bedecken. Ebenfalls zur quantitativen Bestimmung der Feucht-Sedimentation von Aerosolen ist die Kenntnis des globalen Niederschlages erforderlich. Daher ist die Verbesserung der Niederschlagsmessung auf See ein wichtiger Bestandteil des WCRP (World Climate Research Program) und des GAW (Global Atmosphere Watch). Zur Niederschlagsmessung auf den Ozeanen stehen prinzipiell drei unterschiedliche Methoden zur Verfügung:

- Satellitengestützte Fernerkundung

Der Hauptvorteil dieser Methode liegt darin, daß man mit Hilfe von Sensoren auf wenigen polumlaufenden Satelliten in kurzer Zeit die gesamte Meeresoberfläche abtasten kann. Der Nachteil dieses Meßprinzips liegt in der schwierigen Interpretation der gewonnenen Daten. Es gibt inzwischen eine Vielzahl von Algorithmen, die mit Hilfe von Fernerkundungsdaten auf Niederschlagsintensitäten schließen (Simmer, 1994). Ein 1989 durchgeführter Vergleich von Niederschlagsalgorithmen im Rahmen des AIP (Algorithm Intercomparison Project) offenbarte die Unsicherheiten dieser Techniken (Lee, 1991). Ein Grund für die Schwierigkeiten der Fernerkundungsverfahren liegt u.a. darin, daß eine Validierung dieser Algorithmen wegen fehlender In-Situ-Vergleichsmessungen nur in sehr beschränktem Umfange möglich ist.

- Landgestützte Fernerkundung (Niederschlagsradar)

Gegenüber den satellitengestützten Meßverfahren hat ein Niederschlagsradar den Vorteil der deutlich besseren räumlichen Auflösung. Jedoch bedürfen auch Radargeräte einer kontinuierlichen Validierung durch im Sichtfeld des Radars befindliche Niederschlagsmeßgeräte. Zur flächendeckenden Niederschlagsmessung auf See müsste demnach eine große Anzahl von Schiffen, Inseln und Plattformen mit Radargeräten ausgestattet werden, und zudem eine bestimmte Mindest-Dichte an In-Situ-Messungen gewährleistet sein. Dieser Aufwand ist

gegenwärtig nur auf einige wenige Seegebiete beschränkt realisierbar.

- **In-Situ-Messungen**

Die naheliegendste Methode zur Abschätzung des ozeanischen Niederschlages ist die In-Situ-Messung von Schiffen und kleinen Inseln aus (z.B. 'Pacific Atoll Dataset'). Dieses Verfahren ist gegenwärtig jedoch nur beschränkt praktikabel, da die bisherigen Regenmesser für den Einsatz auf Schiffen ungeeignet sind. Weltweit gibt es mehr als 7000 VOS (Voluntarily Observing Ships), welche drei- oder sechsstündlich synoptische Messungen durchführen. Wenn auch nur ein kleiner Teil dieser Schiffe mit einem standardisierten Schiffsregenmesser ausgerüstet werden würde, könnte ein umfangreicher Datensatz entstehen, mittels dessen eine Validierung von Modellergebnissen und Satellitenmessungen erfolgen könnte. Dadurch wäre ein deutlicher Beitrag zur Schließung der Datenlücke über den Ozeanen geleistet.

## Die besondere Problematik der Regenmessung an Bord eines Schiffes

Verglichen mit kontinentalen Verhältnissen sind die typischen Windgeschwindigkeiten auf See relativ hoch. Durch die vektorielle Addition der Fahrtgeschwindigkeit eines Schiffes auf den wahren Wind entstehen bei der Umströmung des Schiffskörpers starke Deformationen des Windfeldes. Diese in Inklination und Stärke lokal stark variierenden Stömungen machen den Einsatz von Niederschlagssammlern mit einer alleinigen horizontalen Sammelfläche (z.B. Typ HELLMANN) auf Handelsschiffen, zumindest bei hohen relativen Windgeschwindigkeiten, fragwürdig. Untersuchungen über die Auswirkungen lokaler Auf- und Abwinde auf die Niederschlagsmessungen wurden u.a. während des GATE-Experimentes (1974) im tropischen Atlantik durchgeführt. Die Ergebnisse zeigten, daß die vorwiegend Abwinden ausgesetzten Sammler 21 % mehr Niederschlag aufgefangen haben als die im Aufwindbereich befindlichen Geräte (AUSTIN und GEOTIS,1980; RUPRECHT,1993).

Eine weiteres Problem, das durch hohe relative Windgeschwindigkeiten hervorgerufen wird, resultiert aus den Umströmungseffekten um das Meßgerät selbst. SEVRUK (z.B. 1985) sowie ALLERUP und MADSEN (1979) haben sich in ausführlicher Weise

mit diesem Umströmungsfehler beschäftigt und auch windabhängige Korrekturfaktoren für alle gängigen Niederschlagsmesser abgeleitet. Jedoch wurden diese Korrekturen nur für Niederschlagsmessungen bei weniger als  $10\text{ m/s}$  Windgeschwindigkeit angegeben. Diese Korrekturfaktoren hängen außer von der Windgeschwindigkeit auch von der Regenrate ab und betragen nach ALLERUP & MADSEN bei einem konventionellen Regensammler und einer Anströmgeschwindigkeit von ca.  $10\text{ m/s}$  zwischen  $1.09$  ( $10\text{ mm/h}$ ) und  $2.34$  ( $0.1\text{ mm/h}$ ).

Eine Minimierung des Umströmungsfehlers kann durch die Einführung einer aerodynamisch günstigeren Form der Sammelfläche erreicht werden. FOLLAND (1988) hat die sogenannte 'Sektorschalenform' für einen horizontalen Sammeltrichter vorgeschlagen, wodurch sich der Korrekturfaktor bei einer Windgeschwindigkeit von  $5\text{ m/s}$  auf den Wert  $1.04$  begrenzen läßt. Ergebnisse für höhere Anströmgeschwindigkeiten wurden nicht vorgestellt.

Vergleichbare Ansätze zu Minimierung der Umströmungsfehlers wurden bereits lange vor den Arbeiten von FOLLAND getestet: Schon der in den fünfziger und sechziger Jahren auf stationären Wetterschiffen eingesetzte konische Regensammler weist eine deutlich günstigere aerodynamische Form auf als ein HELLMANN-Regensammler (z.B. Olbrück, 1979).

Auch der Einsatz Elektro-Dynamischer Disdrometer wie das RD 69 (JOSS und WALDVOGEL, 1967) ist wegen der Deformation des Windfeldes durch den Schiffskörper problematisch. Für den störungsfreien Einsatz dieses Gerätes ist außerdem eine erschütterungsfreie Aufstellung notwendig. Diese Bedingung kann auf einem fahrenden Schiff nicht gewährleistet werden.

Optische Disdrometer haben beim Einsatz auf See den Nachteil, daß die Bildung einer dünnen Salzsicht auf den Linsen nicht verhindert werden kann. Der Effekt einer derartigen Verschmutzung kann bis zu einem bestimmten Ausmaß durch eine geeignete elektronische Schaltung kompensiert werden. Bei längeren Einsätzen steht die dann doch notwendige Reinigung der Linsen (besonders bei einer Anbringung des Gerätes an einer exponierten Stelle auf einem Mast) im Widerspruch zur geforderten Wartungsfreundlichkeit eines Standardmeßinstrumentes.

Aufgrund des dringenden Bedarfes an Niederschlagsdaten über den Ozeanen und wegen der oben beschriebenen Unzulänglichkeiten der bisherigen Meßgeräte bezüglich des Einsatzes auf Schiffen wurde 1989 in der Abteilung Meteorologie des Institutes für Meereskunde mit der Entwicklung eines speziellen Schiffsregennessers begonnen. Erste Tests mit dem neuen Instrument wurden bereits im März 1990 auf einem zu diesem Zweck angelegten Meßfeld auf dem Gelände des Flughafens Kiel/Holtenau durchgeführt. Bevor im September 1990 die Einsatzprüfung auf See beginnen konnte, mußte ein geeignetes Referenzgerät zur Verifikation der Ergebnisse des Schiffsregennessers gefunden werden. Es bot sich zunächst an, zu diesem Zweck einen modifizierten optischen Regenmelder der Fa. RUDOLPH zu testen. Dieses Gerät war in der Lage, neben der Anzahl der registrierten Tropfen auch deren Aufenthaltsdauern im Meßvolumen zu messen. Diese ersten Vergleichsmessungen auf See fanden an Bord von FS 'METEOR' im Rahmen der Reise Nr. 14 statt. Die Auswertung dieser Messungen machte deutlich, daß optische Meßverfahren auch bei hohen Windgeschwindigkeiten und großen Tropfendichten zur akkuraten Vermessung von Regentropfen geeignet sind. Die bei diesem Regenmelder vorgesehene Anordnung der Empfänger- und Senderdioden erwies sich jedoch als ungeeignet zur Ableitung verlässlicher Niederschlagsintensitäten. Daher wurde 1992 auf einer weiteren Meßreise ('METEOR'-Fahrt Nr. 18) der Schiffsregennesser zusammen mit einem PPOD (Pulse Paired Optical Disdrometer) von A. ILLINGWORTH (1987) eingesetzt, das nach Angaben des Herstellers bei Windgeschwindigkeiten bis zu 20 m/s einsetzbar ist. Anhand des hierbei erstellten Datensatzes konnte eine erste, vorläufige Kalibrierung des Schiffsregennessers abgeleitet werden (GROßKLAUS, 1992). Durch die Probleme bei der Arbeit mit den PPOD-Daten wurde offensichtlich, daß mit dem Bau eines neuen, auf die vorliegenden Anforderungen zugeschnittenen Disdrometers, eine deutliche Verbesserung der Kalibrierung des Schiffsregennessers möglich sein würde. Dieses Disdrometer stand in seiner jetzigen Form Mitte 1994 zu Verfügung und konnte als Vergleichsgerät für den Schiffsregennesser auf zahlreichen Meßreisen mit den Forschungsschiffen 'ALKOR', 'POSEIDON' und neuerdings auch 'METEOR' und 'POLARSTERN' eingesetzt werden.

## 2 Schiffsregenmesser

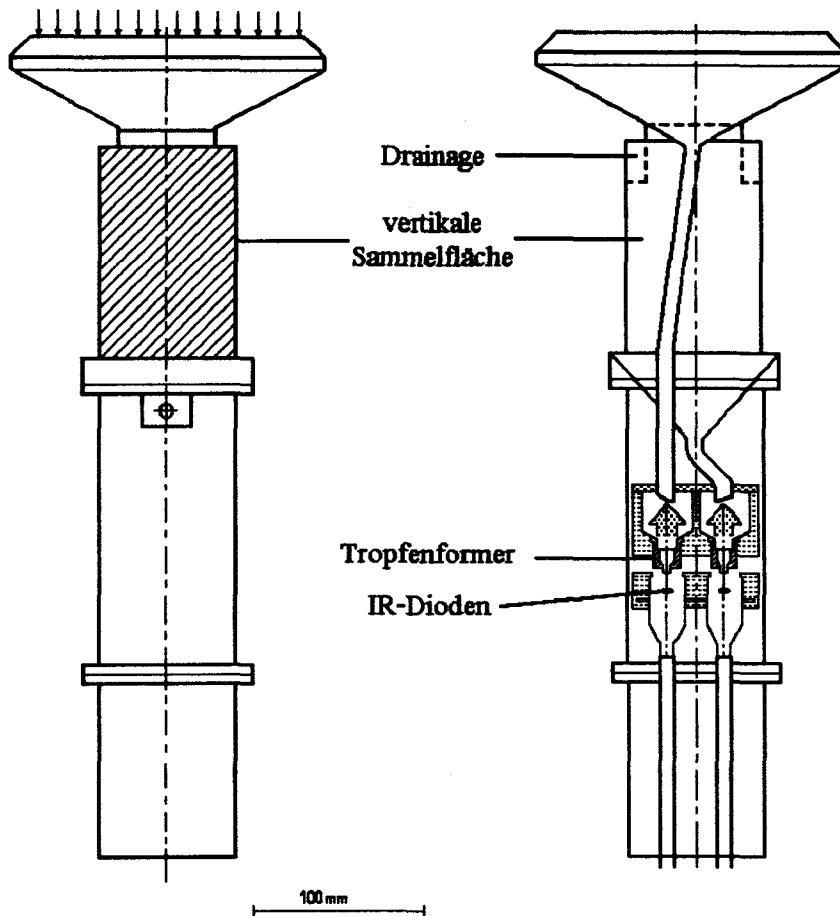


Abbildung 1: **Skizze des Schiffsregenmessers.** Links: Außenansicht ohne Ableitstege (seitliche Sammelfläche schraffiert, obere Sammelfläche durch Pfeile markiert); Rechts: Längsschnitt

Die Umströmung eines Schiffes induziert lokale Auf- und Abwinde, welche die Fallgeschwindigkeit der Regentropfen vermindern bzw. erhöhen. Da bei einer gegebenen Tropfengrößenverteilung die Niederschlagsrate am Boden allein von der Fallgeschwindigkeit der Regentropfen abhängt, bewirken Aufwinde eine lokale Verringerung des Niederschlages — Abwinde entsprechend das Gegenteil. Ein im gestörten

Windfeld befindlicher (fehlerfrei arbeitender) Regensammler zeigt also zwar die (lokal) korrekte Niederschlagsmenge an, aber diese Messungen alleine lassen keine Aussage über den Niederschlag im ungestörten Windfeld zu.

Die Idee zur Vermeidung derartiger Fehler ist, bei hohen Windgeschwindigkeiten mit Hilfe einer vertikalen Auffangfläche den Flüssigwassergehalt *LWC* zu bestimmen, da dieser als invariant gegen Auf- oder Abwinde angenommen werden kann. Unter der Annahme einer typischen Tropfengrößenverteilung läßt sich daraus eindeutig eine Niederschlagsintensität bestimmen.

Ein weiterer windabhängiger Fehler bei einer Niederschlagsmessung entsteht durch die Umströmung des Gerätes selbst. An der Luvseite eines konventionellen, horizontalen Sammeltrichter-Randes treten dabei starke Inklinationen der Luftströmung von bis zu  $65^\circ$  auf (FOLLAND, 1988). Dadurch erhalten die Regentropfen einen nach oben gerichteten Impuls, wodurch sie über den Sammeltrichter getragen werden und nicht zur Messung gelangen. Diesem Effekt wird beim Schiffsregensammler durch die Verwendung eines aerodynamisch günstigen horizontalen Sammeltrichters entgegengewirkt.

Durch die simultane und unabhängige Messung des Flüssigwassergehaltes sowie der Regenrate lassen sich unter Berücksichtigung der verschiedenen Eigenschaften der Sammelflächen die dominanten Fehlerquellen bei der Niederschlagsmessung auf fahrenden Schiffen minimieren.

## 2.1 Gerätebeschreibung

Der Schiffsregensammler (Abbildung 1) besteht im wesentlichen aus einem konventionellen, horizontal ausgerichteten Sammeltrichter und einer zweiten, vertikal angeordneten, zylindrischen Auffangfläche.

Durch die Spezialisierung des Schiffsregensammlers auf die Messung von flüssigem Niederschlag konnte darauf verzichtet werden, über dem horizontalen Sammeltrichter ein ummanteltes Volumen zu schaffen, in dem die aufgefangenen Hagelkörner und Schneeflocken geschmolzen werden könnten. Deshalb konnte der horizontale Sammeltrichter, verglichen mit dem Regensammler nach Prof. HELLMANN und ähnlichen Geräten, aerodynamisch deutlich verbessert werden. FOLLAND (1988)

fand, daß sich mit der Verwendung eines aerodynamisch optimierten Sammeltrichters (vgl. Abb. 2) die Deformation des Windfeldes über dem Gerät minimieren läßt. Dadurch verringert sich, verglichen mit einem konventionellen Regensammler, die relative Unterschätzung des Niederschlages besonders bei schwachen Regenraten von 23% auf 4% (bei einer Regenrate von  $0.3\text{ mm/h}$  und einer Windgeschwindigkeit von  $5\text{ m/s}$ ).

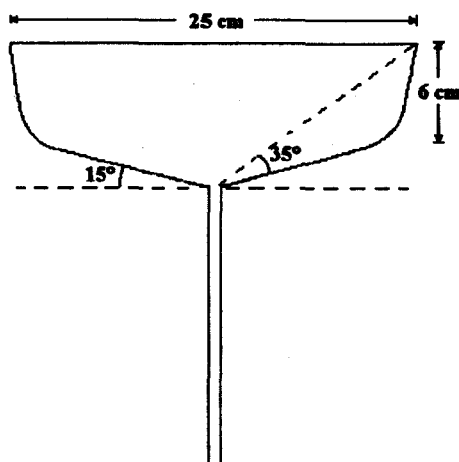


Abbildung 2: Aerodynamisch optimierter Sammeltrichter. Aus FOLLAND (1988)

Die vertikale Auffangfläche des Schiffsregensmessers ist mit fünf vertikal angeordneten, T-förmigen Ablaufstege versehen, welche das aufgefangene Regenwasser daran hindern, durch den Winddruck auf die Leeseite der Sammelfläche zu fließen und dort möglicherweise abzutropfen. Die Größe und Anzahl dieser Ablaufstege wurde dahingehend optimiert, daß der Querschnitt der vertikalen Auffangfläche praktisch unabhängig von der lokalen Anströmrichtung ist.

Zwischen der vertikalen Auffangfläche und dem darüberliegenden Sammeltrichter befindet sich eine Drainage, die das bei hohen Anströmgeschwindigkeiten auf die Unterseite des Trichters treffende Wasser ableitet. Die Drainage ist erforderlich, um eine exakte Abgrenzung der vertikalen Sammelfläche sicherzustellen.

Das von den beiden Sammelflächen aufgefangene Wasser wird getrennt in je einen Tropfenformer geleitet. An deren Unterseiten bilden sich aus dem nachfließenden

Wasser Tropfen, die nach Erreichen einer definierten Masse von ca. 0.1 g ablösen und eine Lichtschranke passieren. Dieses Ereignis wird von der Sensor-Elektronik an eine externe Zähler-Einheit gemeldet. Das Auslesen und Löschen der Zählerstände erfolgt softwaregesteuert nach Ablauf der vom Benutzer voreingestellten Mittelungszeit. Zur Vermeidung von Meßfehlern aufgrund von verschmutzten Dioden der Lichtschranke wird von der Geräteelektronik der an den Empfängerdioden erzeugte Strom überwacht. Bei einer zunehmenden Verschmutzung der Dioden wird die Empfindlichkeit der Empfängerdioden automatisch nachgeregelt. Sobald diese Nachregelung nicht mehr möglich ist, wird zur Anzeige der notwendigen Reinigung eine konstante Signalfrequenz von 8 Hz erzeugt.

## 2.2 Meßprinzip

Durch die zusätzliche vertikale Sammelfläche lassen sich Informationen über den Niederschlag bei hohen Windgeschwindigkeiten ableiten, bei denen der Umströmungsfehler der horizontalen Sammelfläche zu einer deutlichen Unterschätzung des Niederschlages führt. Der prinzipielle Unterschied zwischen den beiden Sammelflächen kann durch folgende Überlegungen verdeutlicht werden:

Die horizontale Sammelfläche mißt den Niederschlag auf konventionelle Weise, d. h. das, was in den Trichter hineinfällt, kann als proportional zur Regenrate angenommen werden. Die vertikale Sammelfläche hingegen mißt nicht den Niederschlag, sondern die Wassermenge  $W_v$ , die vom Wind seitlich gegen die Sammelfläche getragen wird. Dabei definiert das Produkt der horizontalen Anströmgeschwindigkeit  $U$  an das Gerät mit der Meßzeit  $T$  und dem Querschnitt der Sammelfläche  $A_v$  ein Volumen  $V = A_v \cdot U \cdot T$ , aus dem das aufgefangene Wasser stammt. Die Größe dieses Volumens ist invariant gegen eine mögliche Inklination des lokalen Windfeldes, die durch die Umströmung des Schiffskörpers induziert ist. Der Quotient zwischen der aufgefangenen Wassermenge  $W_v$  und dem Volumen  $V$  stellt den Flüssigwassergehalt  $LWC$  dar:

$$LWC = \frac{W_v}{U \cdot T \cdot A_v} \quad (1)$$

Die Berechnung der gesuchten Regenrate  $RR$  aus dem Flüssigwassergehalt ist möglich, wenn bekannt ist, wie sich die gemessene Gesamtwassermasse auf die un-



terschiedlichen Tropfengrößen verteilt. Der Grund hierfür liegt in der von der Masse der Tropfen abhängigen Fallgeschwindigkeit. Da die Messungen des Schiffsregennessers keine direkten Informationen über die räumliche Dichte der Regentropfen aller Größen (= *Tropfenspektrum*) beinhaltet, erfolgt die Berechnung der gesuchten Regenrate  $RR$  auf indirekte Weise, indem aus gemessenen Tropfenspektren eine mittlere Beziehung zwischen dem Flüssigwassergehalt und der Regenrate abgeleitet wurde (Kapitel 7.2).

Ein konstruktionsbedingter Nachteil der vertikalen Sammelfläche ist, daß nur Regentropfen mit flachem Fallwinkel jeden Punkt der Fläche erreichen können.

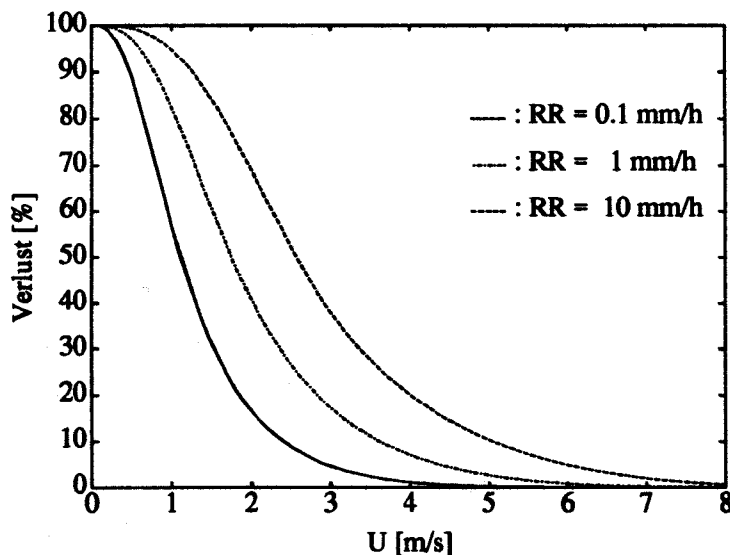


Abbildung 3: Effekt der Abschattung der vertikalen Auffangfläche durch den darüberliegenden Sammeltrichter auf die gemessene Niederschlagsmenge

Daraus folgt, daß der effektive Querschnitt der vertikalen Sammelfläche von der Tropfengrößenverteilung und der Windgeschwindigkeit abhängt. Der resultierende relative Verlust ist in Abbildung 3 als Funktion der Anströmgeschwindigkeit  $U$  dargestellt. Diese Kurven, die für eine Niederschlagsintensität von 0.1, 1, und 10 mm/h unter Annahme eines Marshall-Palmer-Tropfenspektrums gerechnet wurden, machen deutlich, daß dieser sogenannte 'Abschattungseffekt' bei Windge-

schwindigkeiten ab 8 m/s vernachlässigt werden kann.

Bei der Aufstellung des Schiffsregennessers an Bord eines Schiffes ist zu berücksichtigen, daß die Messungen der seitlichen Sammelfläche nicht durch Spritzwasser verfälscht werden. VERPLOEGH (1957) fand, daß oberhalb einer Befestigungshöhe von 16 m der Einfluß von Spritzwasser vernachlässigt werden kann. Dieses Ergebnis wurde abgeleitet unter Verwendung von Niederschlagsmessungen auf stationären Wetterschiffen. Es ist anzunehmen, daß moderne seegehende Handelsschiffe aufgrund ihrer Fahrtgeschwindigkeit mehr Gischt erzeugen als ein stationäres Schiff. Durch die Größe dieser Handelsschiffe ist jedoch die Installation eines Schiffsregennessers in einer entsprechend größeren Höhe möglich. Es ist bei der Abschätzung des Einflusses von Gischt auf eine Niederschlagsmessung zu bedenken, daß der großtropfige Anteil der Gischt eine rasche Sedimentation erfährt.

### 2.3 Kalibrierung der Tropfenformer

Die beiden im Gerät befindlichen Tropfenformer wurden kalibriert, indem Wasser mit unterschiedlicher Menge pro Zeiteinheit in den jeweiligen Tropfenformer geleitet wurde. Dabei wurde bei einer vorgegebenen Meßzeit die Anzahl der von einem Tropfenformer gebildeten Tropfen gezählt und deren Masse mit Hilfe einer Präzisionswaage bestimmt. Die daraus berechnete mittlere Masse eines Tropfens (ca. 0.1 g) legt den mittleren Durchmesser der als kugelförmig angenommenen Tropfen fest. Das Ziel dieser Kalibrierung ist es, einen eindeutigen Zusammenhang zwischen der eingeleiteten Wassermenge und der Anzahl der abgelösten Tropfen abzuleiten. Abbildung 4 stellt exemplarisch die Ergebnisse der Kalibrierung eines typischen Tropfenformers dar: Bei Zuleitungsmengen von bis zu 20 ml pro Minute kann die Größe der gebildeten Tropfen als konstant angenommen werden. Oberhalb dieser Grenze werden die Tropfen größer, d. h., der Zusammenhang zwischen der Anzahl der gebildeten Tropfen und der eingeleiteten Wassermenge ist nicht mehr linear. Tropfenformer, bei denen dieser Linearitätsbereich bereits bei geringeren Zuleitungsgeschwindigkeiten endet, können während der Kalibrierung erkannt und ausgesondert werden. Bezieht man die pro Zeiteinheit in den Tropfenformer eingeleitete Wassermenge auf die Größe der horizontalen Sammelfläche, können die

Abszissenwerte in die Einheit  $mm/h$  umgerechnet werden:

$$1 \frac{ml}{min \cdot 200cm^2} = 3 \frac{mm}{h}$$

Auf diese Weise kann die oben erwähnte Obergrenze des linearen Arbeitsbereiches eines Tropfenformers für die obere Sammelfläche mit etwa  $60 \frac{mm}{h}$  angegeben werden. Trägt man die Anzahl der pro Zeiteinheit gebildeten Tropfen über der berechneten Regenrate auf (Abbildung 4b), so stellt die resultierende Regressionsgerade eine einfache Kalibrierungsbeziehung für die horizontale Sammelfläche dar:

$$RR = C_h \cdot N_h \simeq 0.3 \cdot N_h \left[ \frac{mm}{h} \right] \quad (2)$$

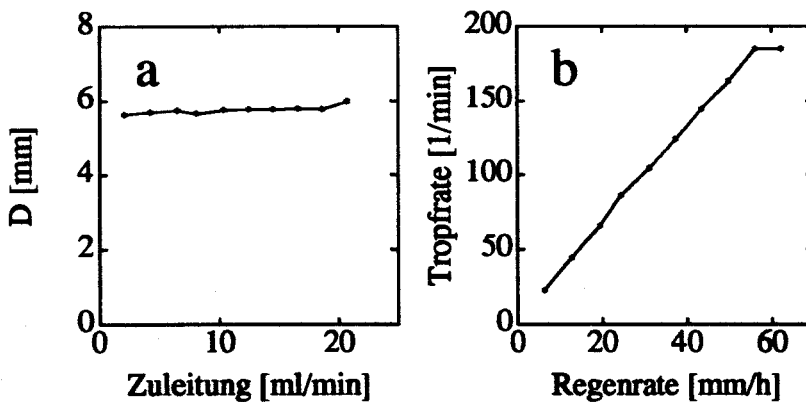


Abbildung 4: Kalibrierung der Tropfenformer. Links: Tropfengröße bei verschiedenen Zuleitungsraten von Wasser. Rechts: Tropfrate als Funktion der Regenrate. Die deutliche Abweichung vom linearen Zusammenhang in Abb. 4b ist bereits durch eine geringe Erhöhung der mittleren Tropfengröße (Abb. 4a) zu erklären. Dadurch ist die Verwendbarkeit dieses Tropfenformers ab ca.  $60 \text{ mm/h}$  nicht mehr gegeben.

Dabei bezeichnet  $RR$  die Regenrate in  $mm/h$  und  $N_h$  die Anzahl der pro Minute abgelösten Tropfen. Entsprechende Überlegungen lassen sich auch für die vertikale Sammelfläche anstellen: Bei der Kalibrierung des Tropfenformers der horizontalen Auffangfläche wird die künstliche Zuleitung von Wasser in den Tropfenformer als Niederschlag in die horizontale Sammelfläche gedeutet. Bei der Betrachtung der vertikalen Sammelfläche hingegen wird das zugeleitete Wasser als mit der Windgeschwindigkeit  $U$  gegen diese Fläche getragener Regenwasserinhalt der Luft  $LWC$  interpretiert. Unter Zugrundelegung eines Querschnittes der vertikalen Sammelfläche von  $0.0107 m^2$  sowie der Dichte von Wasser ( $10^6 g/m^3$ ) lassen sich bei der Kalibrierung eines Tropfenformers die gemessenen Zuleitungen in die entsprechende Einheit  $g/m^2 \cdot s$  umrechnen. Auf diese Weise läßt sich in Analogie zur horizontalen Sammelfläche eine lineare Beziehung zwischen der Tropfrate des Tropfenformers und dem Produkt  $LWC \cdot U$  beschreiben:

$$LWC \cdot U = C_v \cdot N_v \simeq 0.16 \cdot N_v \left[ \frac{g}{m^2 \cdot s} \right] \quad (3)$$

Für den Flüssigwassergehalt der Luft gilt demnach

$$LWC \simeq 0.16 \cdot \frac{N_v}{U} \left[ \frac{g}{m^3} \right] \quad (4)$$

wenn  $U$  in  $m/s$  und  $N_v$  in  $min^{-1}$  angegeben wird. Diese allein aus der Kalibrierung der Tropfenformer abgeleiteten Beziehungen 2 und 4 können nicht ohne weiteres in der jeweils dargestellten Form zur Auswertung der Messungen des Schiffsregennessers verwendet werden, da die bei einer realen Messung auftretenden aerodynamischen Effekte hierbei noch keine Berücksichtigung finden. Es ist also neben der Kalibrierung der Tropfenformer eine windgeschwindigkeitsabhängige Korrektur für die jeweilige Auffangfläche erforderlich. Die Erweiterung der Formeln 2 und 4 um einen entsprechenden Term ist in Kapitel 7 beschrieben.

Um sicherzustellen, daß diese im Labor untersuchten Eigenschaften der Tropfenformer auch unter realistischen Einsatzbedingungen ihre Gültigkeit behalten, wurde zu Beginn der Entwicklungsarbeit am Schiffsregennmesser eine Erprobung der Tropfenformer an Bord von FB 'SAGITTA' durchgeführt. Dabei wurde das Gerät absichtlich an einer Stelle befestigt, welche starke Vibrationen aufwies. Es wurden keine messbaren Unterschiede zu den Labor-Kalibrierungen festgestellt.

### 3 Optisches Disdrometer

#### 3.1 technische Beschreibung

Dieses Niederschlagsmeßgerät (Abb. 5) beruht auf dem Prinzip der Lichtauslöschung durch Regentropfen in einem zylinderförmig ausgeleuchteten Volumen. Dieses Meßvolumen hat eine Länge von  $120\text{ mm}$  und einen Radius  $R$  von  $11\text{ mm}$ , was eine Querschnittsfläche von  $26.4\text{ cm}^2$  und ein Volumen von  $45.6\text{ cm}^3$  ergibt. Der Aufbau des Gerätes ist in Abbildung 5 schematisch dargestellt.

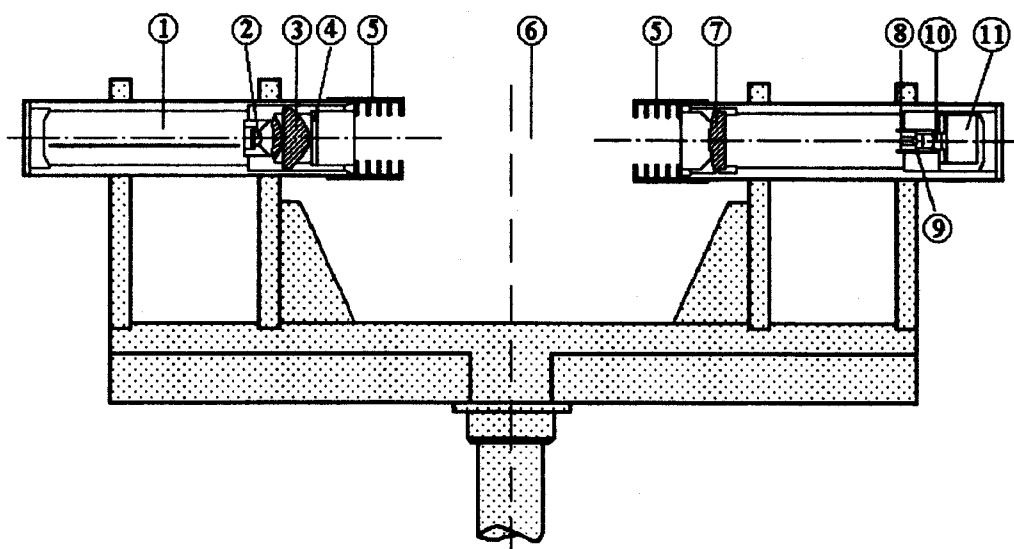


Abbildung 5: Längsschnitt durch das optische Disdrometer. Von links nach rechts: Elektronik (1), Infrarotdiode (2), Linsensystem (3), Glasscheibe (4), Schutzblenden (5), Meßvolumen (6), Sammellinse (7), Blende (8), achromatische Sammellinse (9), Photoempfänger (10), Elektronik (11)

Als Lichtquelle dient eine  $100\text{ mWatt}$  Infrarotdiode, welche Licht mit  $880\text{ nm}$  Wellenlänge aussendet. Aus technischen Gründen leuchtet diese Diode nicht kontinuierlich, sondern ist mit einer Sendefrequenz von  $20\text{ kHz}$  getaktet. Um zu gewährleisten, daß ein Tropfen bestimmter Größe an jedem Ort des Meßvolumens den gleichen Impuls erzeugt, sorgen auf der Senderseite eine Sammellinse und auf der

Empfängerseite eine weitere Sammellinse mit nachgestellter Blende dafür, daß nur der parallele Anteil des Lichtes die Empfänger-Photodiode erreicht.

Dieses Disdrometer bestimmt bei jedem Tropfendurchgang sowohl die Größe des Tropfens als auch dessen Verweildauer im optischen Volumen.

### Messung der Tropfengröße

Solange sich kein Regentropfen im Meßvolumen befindet, wird das die Empfängerdiode erreichende Licht in eine elektrische Spannung von ca. 5 V umgesetzt. Diese Spannung wird als Referenzspannung  $U_{ref}$  gemessen. Tritt ein Tropfen in das Meßvolumen ein, reduziert sich die an der Empfängerdiode erzeugte Spannung um einen Wert, der proportional zum Quotienten zwischen der Tropfenquerschnittsfläche und der Querschnittsfläche des Meßvolumens ist. In der Absicht, die Auflösung des Disdrometers bei der Vermessung der kleinen Tropfen zu erhöhen, wird das von einem Tropfen verursachte Spannungssignal verstärkt. Der Verstärkungsfaktor ist dabei so gewählt, daß ein 6 mm großer Tropfen ein Spannungssignal  $\Delta U_{Tropfen}$  bewirkt, dessen Amplitude genau dem Betrag der Referenzspannung entspricht.

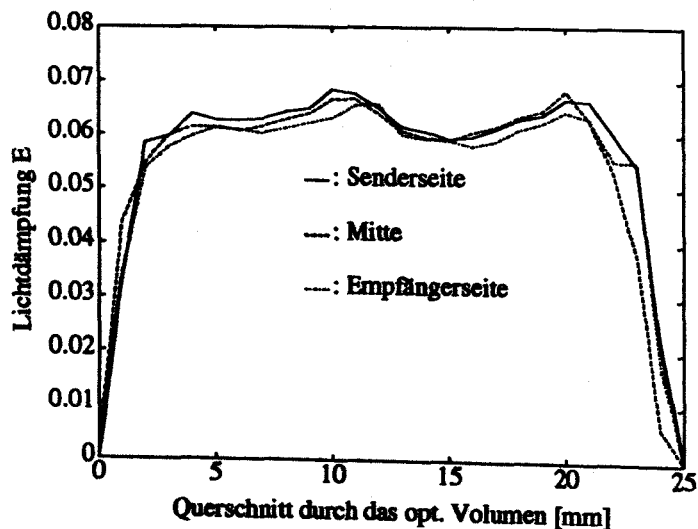


Abbildung 6: Homogenität des optischen Volumens. Querschnitte an drei verschiedenen Stellen gemessen mit einer 1.45 mm Stahlkugel

Auf diese Weise läßt sich ein auf 1 normiertes Dämpfungsmaß  $E$  wie folgt definieren:

$$E = 1 - \frac{U_{ref} - \Delta U_{Tropfen}}{U_{ref}} = \begin{cases} 0 & : \Delta U_{Tropfen} = 0 V \\ 1 & : \Delta U_{Tropfen} = U_{ref} \end{cases} \quad (5)$$

Eine Überprüfung der Homogenität des Meßvolumens zeigt Abbildung 6. Durch die Verwendung von 1.45 mm  $\phi$  großen Stahlkugeln konnte hierbei eine konstante 'Tropfen'-Größe sichergestellt werden.

Die Lichtdämpfung  $E$  ist proportional zum Quotienten zwischen der Querschnittsfläche eines Regentropfens und der Fläche des Meßvolumens.

$$E = x \cdot \left(\frac{d^2}{D^2}\right) \quad (6)$$

Dabei bedeuten  $D$  den Durchmesser des Meßvolumens,  $d$  den Durchmesser des Tropfens und  $x$  eine Proportionalitätskonstante, so daß

$$d = m \cdot \sqrt{E}, \quad (7)$$

wenn  $m$  gegeben ist durch  $m = \frac{D}{\sqrt{x}}$ .

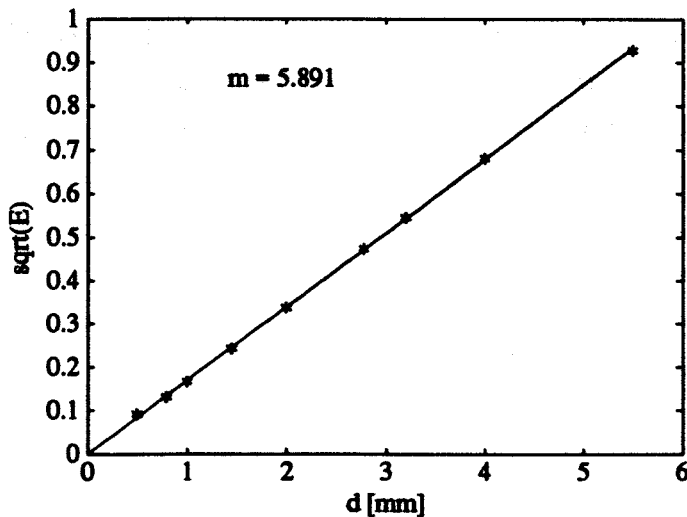


Abbildung 7: Kalibrierung des Disdrometers.

Zur Ermittlung der Linearitätskonstanten  $m$  wurden Stahlkugeln mit bekanntem Durchmesser von 0.5 bis 5.5 mm verwendet. Die Ergebnisse sind in Abbildung 7 dargestellt.

Beim Einsatz des Disdrometers auf Schiffen kommt es vor, daß das Gerät starken Erschütterungen ausgesetzt ist. Dabei können die optischen Bauteile des Disdrometers kurzzeitig geringfügig dejustiert werden, was an der Empfängerdiode ein Spannungssignal bewirkt. Derartige Signale entsprechen nach der Kalibrierung des Disdrometers (Abb. 7) Tropfen mit einem Durchmesser  $d < 0.3 \text{ mm}$ . Aus diesem Grund werden alle Signale, die einem kleineren Tropfendurchmesser als 0.35 mm entsprechen, bei der Auswertung der Messungen ignoriert.

#### Messung der Verweildauer im Volumen

Das Eintreten eines Regentropfens in das Meßvolumen wird durch den Vergleich der an der Empfängerdiode erzeugten Spannung mit der Referenzspannung erkannt. Sobald die Differenz dieser beiden Potentiale einen definierten Schwellenwert überschreitet, wird ein mit einer Frequenz von 100 kHz ( $\hat{=}$  10  $\mu\text{sek}$ ) getakteter Zählvorgang gestartet, der bis zum Ende des Signales andauert. Auf diese Weise ließe sich bei Verwendung einer kontinuierlich leuchtenden Lichtquelle eine theoretische Genauigkeit von 10  $\mu\text{sek}$  erreichen. Da das Licht der Senderdiode bei einer Taktfrequenz von 20 kHz jedoch im Wechsel alle 25  $\mu\text{sek}$  ein- bzw. ausgeschaltet wird, liegt die tatsächliche Genauigkeit der Zeitmessung in diesem Falle bei 10  $\mu\text{sek}$  + 25  $\mu\text{sek}$  = 35  $\mu\text{sek}$ . Diese Zeit beschreibt die maximale Verzögerung, mit der ein Ereignis (Tropfeneintritt oder Tropfenaustritt) registriert wird. Bei der Berechnung einer Tropfenaufenthaltszeit (Austrittszeit - Eintrittszeit) ergibt sich demnach ein maximaler Meßfehler von  $\pm 35 \mu\text{sek}$ . Diese Ungenauigkeit kann als zufällig angenommen werden.



## 3.2 Datenverarbeitung

Aufgrund der Tatsache, daß Regentropfen zufallsverteilt in das Meßvolumen eintreten, erscheint es auch in Hinblick auf die begrenzte Speicherkapazität eines angeschlossenen Computers als nicht sinnvoll, deren Daten in ihrer ursprünglichsten Form zu speichern. Deshalb werden die Rohdaten in Klassen unterteilt und in einer spektralen Form gesichert. Unter Berücksichtigung der guten optischen Eigenschaften des Disdrometers werden die Daten der registrierten Tropfen in 129 Größenklassen (bins) à 0.05 mm Durchmesser unterteilt, so daß der größte meßbare Tropfen einen Durchmesser von 6.4 mm hat.

Zur Bestimmung des Tropfenspektrums können zwei Verfahren angewendet werden:

### 1. Zeitmethode:

Während einer Meßzeit  $T$  fällt eine bestimmte Anzahl Tropfen durch das Meßvolumen. Wenn man eine bestimmte Tropfengrößenklasse (*bin*) betrachtet und die unterschiedlichen Aufenthaltszeiten der einzelnen Tropfen  $t_i$  aufsummiert, kann man sagen, daß sich während eines Bruchteils  $\sum t_i/T$  der Gesamtmeßzeit ein Tropfen dieser Größenklasse im Meßvolumen  $V$  befand. Die Anzahl der Tropfen im Volumen  $V$  ist somit gegeben durch  $\sum t_i/T$ . Dabei wird vorausgesetzt, daß die Tropfen zufällig im Raum verteilt sind und der Meßzeitraum groß genug ist, so daß eine große Anzahl an Tropfen das Meßvolumen erreichen und die Aufenthaltszeit eines Tropfens im Volumen sehr klein ist gegenüber der gesamten Meßzeit  $T$ . Die Tropfendichte wird demzufolge durch folgende Gleichung beschrieben:

$$N(\text{bin}) = \frac{1}{V \cdot T} \cdot \sum_i t_i(\text{bin}) \quad (8)$$

Diese Beziehung ist unabhängig von der lokalen Windgeschwindigkeit, denn die durch eine Erhöhung der Windgeschwindigkeit bewirkte Verringerung der Aufenthaltszeiten im Meßvolumen wird bei einer konstanten Tropfendichte durch eine Erhöhung der detektierten Tropfenzahl genau kompensiert. Wenn die Tropfendichte bezogen auf ein vorgegebenes Volumen definiert wird als die Anzahl der Tropfenschwerpunkte in diesem Volumen, so muß die Berechnung der Tropfendichte aus den

Aufenthaltszeiten der Tropfenschwerpunkte erfolgen. Die vom Disdrometer gemessenen Signalzeiten beschreiben jedoch die gesamte Aufenthaltszeit eines ausgedehnten Körpers im Meßvolumen, weshalb eine entsprechende Umrechnung durchgeführt wird.

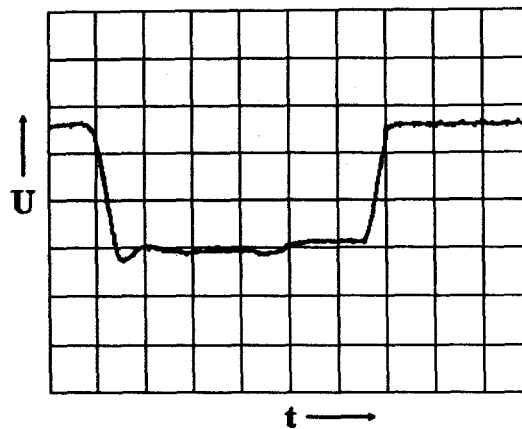


Abbildung 8: **Signal einer 2 mm – Stahlkugel.** Ein vertikaler Teilstrich bedeutet 0.2 V Spannungsabfall; ein horizontaler Teilstrich entspricht 2 ms

Abbildung 8 stellt das von einem Digitalspeicheroszilloskop sichtbar gemachte Signal einer 2 mm  $\varnothing$  großen Stahlkugel dar. Die gesamte Signallänge beträgt mehr als 12 ms. Da der Durchmesser eines Tropfens klein gegenüber dem Durchmesser des Meßvolumens ist, hat das Signal beim Ein- und Austritt eine etwa sinusoidale Form. Die Wendepunkte markieren dabei den Ein- bzw. Austritt des Tropfenschwerpunktes. Die zur Berechnung der Tropfendichte benötigte Aufenthaltszeit eines Tropfens  $t_i$  im Meßvolumen ist definiert als die Aufenthaltszeit des Tropfenschwerpunktes im Meßvolumen. Die vom Disdrometer gemessene Signaldauer bedeutet jedoch die Aufenthaltszeit des Tropfenschwerpunktes in einem Volumen mit dem Durchmesser  $D + d$  ( $D$  = Durchmesser des Meßvolumens,  $d$  = Durchmesser des Tropfens). Die gemessene Signaldauer wird auf den Durchmesser des Meßvolumens bezogen, indem diese mit dem Faktor  $\frac{d}{D+d}$  multipliziert wird.

## 2. Anzahlmethode:

Alternativ besteht die Möglichkeit, das Tropfenspektrum aus der Anzahl der pro Tropfengrößenklasse registrierten Tropfen  $Anz(bin)$  zu bestimmen: Bei Kenntnis der Windgeschwindigkeit  $U$  sowie der Tropfenfallgeschwindigkeit  $V_{Fall}$  läßt sich (unter Vernachlässigung von Vertikalkomponenten in der Windgeschwindigkeit) für jede Tropfenklasse über dem Disdrometer ein Luftvolumen  $V_L(bin)$  konstruieren, dessen Inhalt an Regentropfen während der Meßzeit  $T$  durch das optische Volumen fällt.

$$V_L(bin) = L \cdot D \cdot T \cdot \sqrt{U^2 + (V_{Fall}(bin))^2} \quad (9)$$

Dabei bedeuten  $D$  und  $L$  den Durchmesser bzw. die Länge des Meßvolumens. Die zu bestimmende Tropfendichte ergibt sich demnach aus der Anzahl der registrierten Tropfen dividiert durch das Volumen, in dem sich die Tropfen zu Beginn der Messung befanden:

$$N(bin) = \frac{Anz(bin)}{V_L} \quad (10)$$

Im Gegensatz zur Zeitmethode sind bei der Tropfendichteberechnung nach dieser Methode deutlich mehr Annahmen erforderlich. So müssen die Windgeschwindigkeit und eine Gleichgewichtsfallgeschwindigkeit der Regentropfen bekannt sein. Letztere wird unter Verwendung der Formel von ATLAS et al. (1977) ermittelt, bei der der Tropfenradius  $r$  in  $cm$  angegeben werden soll:

$$V_{fall}(r) = 17.67 \cdot (2r)^{\frac{2}{3}} \quad [m/s] \quad (11)$$

Um die Vor- und Nachteile dieser beiden Auswertungsmethoden studieren zu können, werden in den folgenden Kapiteln tatsächliche sowie simulierte Disdromettermessungen nach beiden Methoden ausgewertet und die Ergebnisse diskutiert.

Unter der Voraussetzung, daß alle Tropfen kugelförmig sind, läßt sich aus den Disdromettermessungen die Niederschlagsintensität  $RR$  berechnen:

$$RR = \sum_{bin=0}^{128} N(bin) \cdot V_{fall}(bin) \cdot M_{tr}(bin) \quad (12)$$

wobei  $M_{tr}(bin)$  = mittlere Masse eines Tropfens der Klasse  $bin$ .

Trotz der vor den Linsen befindlichen Schutzblenden kommt es bei starkem Niederschlag vor, daß Spritzwasser auf die Linsen gelangt und dort Tropfen bildet. Bei gleichzeitigem Auftreten von hohen Anströmgeschwindigkeiten beginnen diese Tropfen zu zittern. Derartige Bewegungen werden von dem Disdrometer prinzipiell registriert. Ebenso kann es vorkommen, daß große Tropfen beim Auftreffen auf die Schutzblenden zerplatzen und die dabei entstehenden kleinen Tröpfchen in das Meßvolumen gelangen. Um zu verhindern, daß diese Signale die Niederschlagsmessungen verfälschen, ist in die Steuerungs- Software ein entsprechender Filter implementiert. Dieser Filter unterdrückt ein Signal, falls die Dauer des Impulses einen von dessen Amplitude abhängigen maximalen Wert überschreitet. Anhand von Erfahrungswerten wurde dieser Grenzwert definiert als das 1.5-fache der maximal möglichen Aufenthaltsdauer des Tropfens im Meßvolumen unter Zugrundelegung der Tropfenfallgeschwindigkeitsverteilung nach ATLAS (1977)<sup>1</sup>. Aus diesem Grund wird dieser Filter im Folgenden als  $T_{max}$ -Filter bezeichnet. Da die maximal mögliche Aufenthaltsdauer auch von der Windgeschwindigkeit abhängt, diese aber dem Disdrometer nicht bekannt ist, wird bei der Festsetzung der Zeitgrenze Windstille angenommen. Diese Annahme ist notwendig, da sonst bei tatsächlicher Windstille Signale von Regentropfen fälschlicherweise unterdrückt werden würden. Ein willkommener Randeffekt dieses Filters ist, daß in den Sommermonaten der Pollenflug und in den Wintermonaten zumindest bei schwachen Winden Schneeflocken die Regelmessungen nicht beeinflussen.

### 3.3 Randeffekte einer Disdrometer-Messung

Wie in Kapitel 4.1 beschrieben, hat das optisch sensible Volumen des Disdrometers die Gestalt eines homogen ausgeleuchteten Licht-Zylinders. Dies bedeutet, daß ein gleichzeitiges Auftreten von zwei oder mehr Regentropfen im Meßvolumen als ein einziger, entsprechend größerer Tropfen fehlgedeutet wird. Diese Ereignisse werden im Folgenden als *Koinzidenzen* bezeichnet werden.

---

<sup>1</sup>HAUSER et al. (1984) benutzten für ihr Disdrometer (Optical Spectro-Pluviometer, OSP) denselben Filter; sie legten jedoch die Tropfenfallgeschwindigkeitsverteilung nach GUNN & KINZER (1949) zugrunde

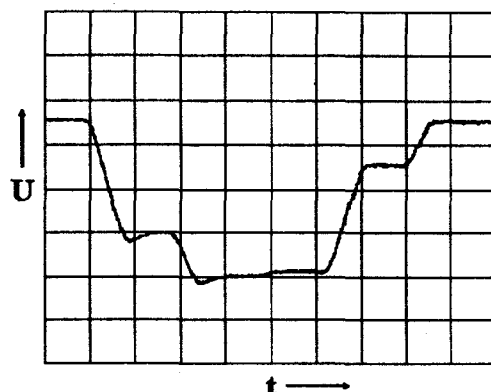


Abbildung 9: Signal einer 2-fachen Koinzidenz. Ein vertikaler Teilstrich bedeutet  $0.5\text{ V}$  Spannungsabfall; ein horizontaler Teilstrich entspricht  $2\text{ ms}$

Abbildung 9 zeigt ein Signal, welches bei der Koinzidenz einer  $3.2\text{ mm } \varnothing$  und einer  $2\text{ mm } \varnothing$  großen Stahlkugel entstand. Dieses Signal wird interpretiert als ein  $3.5\text{ mm } \varnothing$  großer Tropfen mit einer Aufenthaltszeit im opt. Volumen von  $15\text{ ms}$ .

Der Effekt der Koinzidenzen auf die Disdrometermessungen hängt in wesentlichem Maße von der Wahl der im vorangegangenen Abschnitt erklärten Auswertemethoden ab: Der deutlich größere Fehler resultiert aus der Verwendung der Signaldauer zur Tropfendichteberechnung (Zeitmethode). Der Grund hierfür ist, daß jede Koinzidenz mit einer verhältnismäßig langen Signaldauer verbunden ist, die überdies einer falschen, größeren Tropfenklasse zugeordnet wird. Damit bewirken Koinzidenzen eine Verschiebung des Tropfenspektrums zu den größeren Tropfen hin. Da ein großer Tropfen wegen seiner hohen Fallgeschwindigkeit und Masse einen größeren Beitrag zum Niederschlag liefert als ein kleiner, bedeutet eine durch Koinzidenzen verursachte Verzerrung des Tropfenspektrums eine nicht zu vernachlässigende Überschätzung des gefallenen Niederschlages.

Ein anderer bei einer Disdrometermessung auftretender Randeffekt resultiert aus der Endlichkeit des Meßvolumens, wodurch auch Tropfen registriert werden, die das optische Volumen nur gestreift haben. Da bei der Berechnung der Tropfendichte das Bezugsvolumen durch die Abmessungen des opt. Volumens definiert ist, muß zwischen zwei Arten von streifenden Durchgängen unterschieden werden:

1. Der Schwerpunkt des Regentropfens befindet sich innerhalb des Meßvolumens. Bei einem solchen Ereignis wird ein Regentropfen einer kleineren Tropfengröße-klasse zugeordnet. Dadurch wird bei der Niederschlagsberechnung ein zu geringer Wert ausgegeben.
2. Der Schwerpunkt des Regentropfens befindet sich außerhalb des Meßvolumens. Da bei der Berechnung der Tropfendichte Bezug auf die Tropfen *innerhalb* des Meßvolumens genommen wird, bewirkt dieser Effekt tendentiell eine Überschätzung des gefallenen Niederschlages.

Diese beiden Möglichkeiten haben die gleiche Wahrscheinlichkeit. Da das Meßvolumen eine zylindrische, und keine kubische Form hat, kompensieren sich diese Effekte nur zum Teil.

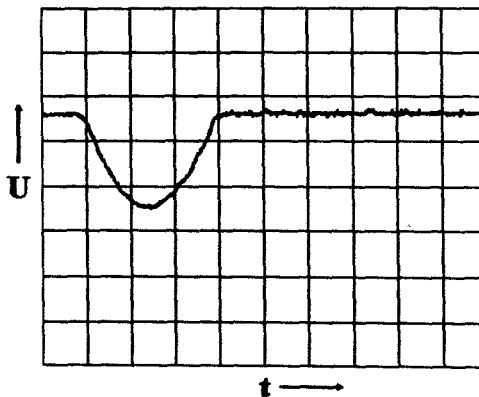


Abbildung 10: **Signal einer 2 mm – Stahlkugel, streifender Durchgang.**  
*Ein vertikaler Teilstrich bedeutet 0.2 V Spannungsabfall; ein horizontaler Teilstrich entspricht 2 ms*

Abbildung 10 stellt den streifenden Durchgang einer 2 mm  $\varnothing$  großen Stahlkugel dar. Daß es sich hierbei um einen streifenden Durchgang handelt, wird bei einem Vergleich mit Abbildung 8 (gleiche Kugel, kein streifender Durchgang) deutlich: Die Amplitude des Signales beträgt etwa 0.1 V weniger, d.h., die Kugel befand sich zu keinem Zeitpunkt vollständig innerhalb des Meßvolumens.

Das Ausmaß des resultierenden Fehlers hängt von der Wahl der Auswertungsmethode ab: Da ein streifender Tropfendurchgang eine sehr kurze Signaldauer bewirkt, hat der Effekt der streifenden Durchgänge bei der Benutzung der Zeitmethode (Formel 8) den absolut kleineren Fehler zur Folge.

Bei der Betrachtung der Koinzidenzen werden die Vorgänge an der Stirnseite des Meßvolumens vernachlässigt. Darunter sind bestimmte Randeffekte zu verstehen, die aus der Kollision schräg einfallender Tropfen mit den Schutzblenden (vgl. Abb. 5) resultieren. Die Vernachlässigung dieser Effekte ist sinnvoll, da das Disdrometer beim Einsatz auf einer Windfahne montiert ist, so daß das Meßvolumen stets senkrecht zur lokalen Anströmrichtung orientiert ist.

Ein weiteres Problem entsteht dadurch, daß insbesondere die großen Tropfen beim Fallen eine abgeplattete Form aufweisen.

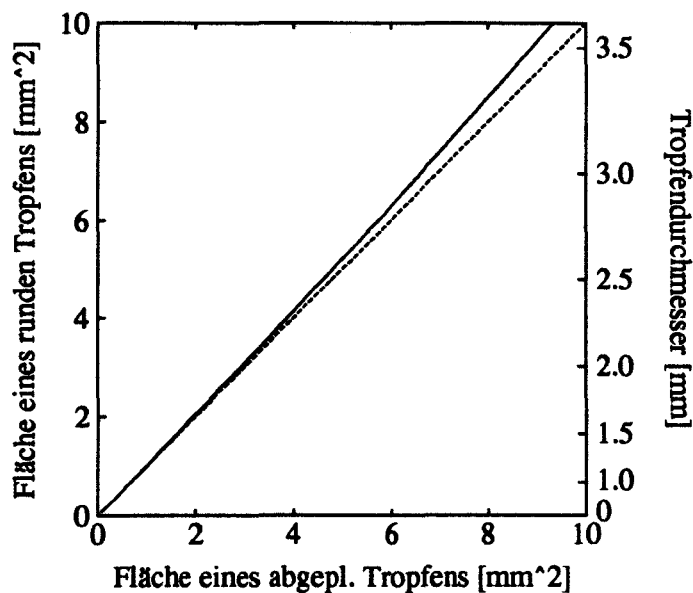


Abbildung 11: Verminderung der seitlichen Querschnittsfläche von Regentropfen durch aerodynamische Effekte (Tropfenabplattung). Die durchgezogene Linie ist das Ergebnis der Rechnung mit den Formeln von Pruppacher & Pittter, 1970. Zur Verdeutlichung ist die Winkelhalbierende (gestrichelte Linie) eingetragen.

Dieser Effekt wurde z.B. von PRUPPACHER & PITTER (1970) diskutiert. Die dem optischen Sensor zugewandte Querschnittsfläche ist dabei kleiner als die Querschnittsfläche eines sphärischen Tropfens gleicher Masse. Da bei der Niederschlagsberechnung (Formel 12) jedoch alle Tropfen als kugelförmig angenommen werden, bewirkt dieser Effekt eine leichte Unterschätzung des "wahren" Niederschlages. In Abbildung 11 sind die Ergebnisse von PRUPPACHER & PITTER graphisch dargestellt.

Die bisher aufgeführten Randeffekte einer Disdrometermessung haben systematischen Charakter und lassen sich daher (zumindest im statistischen Mittel) korrigieren. Zufällige Fehler ergeben sich hauptsächlich aus dem zufälligen Auftreten der oben beschriebenen Randeffekte sowie durch die Beschränktheit des optischen Volumens und des Meßzeitraumes (Stichprobenfehler). Von sekundärer Bedeutung ist außerdem der zufällige Fehler, der durch die oben beschriebenen Inhomogenitäten in der Ausleuchtung des Meßvolumens hervorgerufen wird. Die Größenordnung des Stichprobenfehlers hängt von der Anzahl der durch das Gerät erfaßten Regentropfen ab. So verringert sich der Stichprobenfehler mit zunehmender Niederschlagsintensität und mit zunehmender Anströmgeschwindigkeit. Aus demselben Grund ist dieser Fehler bei konstanter Windgeschwindigkeit und Regenrate im Falle von Nieselregen kleiner als bei Gewitterschauern.

Eine quantitative Beschreibung der zufälligen wie auch der systematischen Fehler einer Niederschlagsmessung mit dem Disdrometer findet sich im folgenden Kapitel sowie im Abschnitt 7.4.



## 4 Modellstudie des Disdrometers

Bei der Auswertung der Disdrometerdaten ist es erforderlich, die oben beschriebenen Randeffekte zu berücksichtigen. Zu diesem Zweck wurde ein analytisches Modell entwickelt, mit dessen Hilfe Disdrometermessungen unter den unterschiedlichsten Rahmenbedingungen numerisch simuliert werden können. Dadurch erhält man die Möglichkeit, die systematischen Einflüsse sowohl isoliert zu betrachten als auch die möglichen Wechselwirkungseffekte abzuschätzen. Um Informationen über die Auswirkungen des zufälligen Auftretens dieser Effekte zu bekommen, wurden außerdem Monte Carlo-Simulationen des Meßvorganges gerechnet. Im letzten Abschnitt dieses Kapitels wird schließlich ein auf dem analytischen Modell beruhendes Verfahren zur Korrektur der individuellen Disdrometermessungen vorgestellt.

### 4.1 Analytisches Modell

Das im Folgenden beschriebene Modell stellt die numerische Simulation einer Disdrometermessung dar. Dieses Modell erlaubt die Vorgabe von meteorologischen Parametern (eine beliebige Tropfengrößenverteilung sowie die Anströmgeschwindigkeit an das Disdrometer) und berechnet dasjenige Tropfenspektrum, welches mit dem Disdrometer unter diesen definierten Voraussetzungen gemessen werden würde. Aus einem Vergleich der vorgegebenen mit den simulierten Regenraten lassen sich somit die systematischen Randeffekte der Disdrometermessungen in Abhängigkeit von den meteorologischen Rahmenbedingungen quantifizieren. Zur isolierten Untersuchung eines der oben erläuterten Randeffekte lassen sich die anderen Einflüsse optional abschalten. Wie bei einem tatsächlichen Einsatz des Disdrometers ist es auch bei den Simulationen erforderlich, die maximal erlaubte Aufenthaltsdauer eines Regentropfens im Meßvolumen vorzugeben. Alle durch Koinzidenzen verursachten längeren Signale werden dann bei der Auswertung der Daten ignoriert.

Der Effekt der Koinzidenzen auf eine Disdrometermessung hängt in wesentlichem Maße von der Dichte der kleinen Regentropfen ab. Aus diesem Grund werden bei der Modellierung dieser Ereignisse Tropfenspektren vorausgesetzt, die die Tropfendich-

ten der kleinen Tropfen realistisch darstellen. Einfache, exponentielle Tropfenspektren erfüllen diese Anforderung nicht, denn sie überschätzen die Tropfendichten bei kleinen Tropfen besonders bei konvektivem Niederschlag erheblich. Im Gegensatz zu diesen rein exponentiellen Tropfenspektren, die mit nur zwei Parametern eindeutig festgelegt sind, lassen sich mit drei-Parameter-Verteilungen Spektren beschreiben, die bei kleinen Tropfen eine (experimentell z.B. von ULBRICH, 1983 nachgewiesene) Abnahme der Tropfendichte mit abnehmender Tropfengröße aufweisen.

“It may be concluded ... that the use of a three-parameter raindrop size distribution in analyses of rainfall data describes very well the variation in distribution shape which is observed experimentally in nature and predicted theoretically.”  
 Aus : ULBRICH, 1983

Die in der Praxis am häufigsten angewandte drei-Parameter-Verteilung ist neben der von G. FEINGOLD und Z. LEVIN (1986) vorgeschlagenen logarithmischen Normalverteilung die im Folgenden verwendete sogenannte GAMMA-Verteilung  $N(d)$  mit den Parametern  $N_0$ ,  $\mu$  und  $\Lambda$ .

$$N(d) = N_0 \cdot d^\mu \cdot e^{-\Lambda d} \quad (13)$$

Bei der Eingabe von  $d$  in  $cm$ ,  $\Lambda$  in  $cm^{-1}$  und  $N_0$  in  $m^{-3}cm^{-1-\mu}$  resultiert die Tropfendichte  $N(d)$  in der Einheit  $m^{-3}cm^{-1}$ . Die Regenrate wird dabei im wesentlichen durch  $\Lambda$  abgebildet, während die Art des Niederschlages (konvektiv oder skalig) durch den Parameter  $\mu$  beschrieben wird, indem  $\mu$  den Tropfendurchmesser festlegt, bei dem sich das Maximum der Tropfendichte befindet. Bei konvektivem Niederschlag ist  $\mu$  groß und das Maximum liegt bei größeren Tropfen als bei stratiformen Niederschlägen. Im Falle von  $\mu = 0$  geht die GAMMA-Verteilung in eine rein exponentielle Verteilung über.

Bei den im Folgenden beschriebenen Modellrechnungen wurden die Parameter verwendet, die ULBRICH (1983) aus den Daten von FUJIWARA (1965) ermittelt hat (Tabelle 1).

Diese Tabelle ist ein Auszug aus der Tabelle 6, die im Anhang A wiedergegeben ist. Die Auswahl der Parameter von FUJIWARA ist willkürlich erfolgt und hat

Niederschlagsform	$N_0$	$\mu$
konvektiv (Schauer)	$7.54 \times 10^6$	1.63
stratiform (Landregen)	$1.96 \times 10^5$	0.18

Tabelle 1: Parameter der Gamma-Verteilung nach FUJIWARA (1965)

keine Auswirkungen auf die in Kapitel 5.3 beschriebene Ableitung eines Korrekturverfahrens für die gemessenen Tropfenspektren. Diese Parameter  $N_0$  und  $\mu$  sollen im Folgenden dazu benutzt werden, exemplarisch die Auswirkungen des Auftretens von Koinzidenzen und streifenden Durchgängen auf die Disdrometermessungen zu studieren.

Um für eine vorgegebene Regenrate  $RR$  ein entsprechendes Tropfenspektrum angeben zu können, ist eine Bestimmung des Parameters  $\Lambda$  erforderlich: Bei der Annahme eines Gamma-Tropfenspektrums (Gleichung 13) und einer Tropfenfallgeschwindigkeitsverteilung nach ATLAS (Gleichung 11) gilt für die Regenrate  $RR$

$$\begin{aligned}
 RR &= N_0 \cdot \int_0^{D_{max}} D^\mu \cdot e^{-\Lambda \cdot D} \cdot M_{tr}(D) \cdot V_{Fall}(D) \cdot dD \\
 &= 33.31 \cdot N_0 \cdot \int_0^{D_{max}} D^\mu \cdot D^3 \cdot D^{0.67} \cdot e^{-\Lambda \cdot D} \cdot dD \\
 &= 33.31 \cdot N_0 \cdot \int_0^{D_{max}} D^{3.67+\mu} \cdot e^{-\Lambda \cdot D} \cdot dD
 \end{aligned} \tag{14}$$

Zur Auswertung des Integrales wird folgende Regel angewendet<sup>2</sup>

$$\int_0^\infty x^n \cdot e^{-ax} \cdot dx = \frac{\Gamma(n+1)}{a^{n+1}} \tag{15}$$

Damit vereinfacht sich Gleichung 14 zu

$$RR = 33.31 \cdot N_0 \cdot \frac{\Gamma(4.67 + \mu)}{\Lambda^{4.67+\mu}} \quad [mm/h] \tag{16}$$

Die Anwendung der Formel 15 setzt voraus, daß der Anteil von Tropfen mit einem größeren Durchmesser als  $6.4 \text{ mm}$  am Niederschlag vernachlässigbar klein ist. Dieses

<sup>2</sup>z.B. BRONSTEIN et al., 1993: Taschenbuch der Mathematik, Seite 778

Kriterium ist eindeutig erfüllt, da entsprechende Rechnungen mit unterschiedlichen Gamma-Spektren einen relativen Anteil dieser sehr großen Tropfen zwischen 0.002% und 0.005% ergaben.

Die Umformung von Gleichung 16 nach  $\Lambda$  gestattet die Bestimmung dieses Parameters, so daß (durch die Vorgabe der Parameter  $N_0$  und  $\mu$ ) ein Gamma-Spektrum beschrieben wird, welches exakt der vorausgesetzten Regenrate entspricht.

$$\Lambda = \left( \frac{RR}{33.31 \cdot N_0 \cdot \Gamma(4.67 + \mu)} \right)^{-\frac{1}{4.67 + \mu}} \quad (17)$$

Dabei bezeichnet  $\Gamma(x)$  die Gamma-Funktion

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} t^{x-1} \cdot e^{-t} \cdot dt$$

Das Gamma-Spektrum  $N(d)$  (Gleichung 13) mit dem auf diese Weise bestimmten Parameter  $\Lambda$  wird dem Modell als *Referenzspektrum* vorgegeben.

Unter Zugrundelegung dieses Spektrums wird die Anzahl an Regentropfen berechnet, die während einer Messung das Meßvolumen erreichen:

Für jede Tropfengrößenklasse ( $bin$ ) ist mit der Vorgabe einer Horizontalwindgeschwindigkeit  $U$  und einer Gleichgewichtsfallgeschwindigkeit der Regentropfen  $V_{fall}(bin)$  (Gleichung 11) sowie gegeben durch den Durchmesser  $D$  und die Länge  $L$  des Meßvolumens ein Luftvolumen  $V_L(bin)$  definiert, welches die während einer Meßdauer  $T$  vom Disdrometer erfaßten Tropfen beinhaltet.

$$V_L(bin) = L \cdot (D + d(bin)) \cdot T \cdot \sqrt{U^2 + (V_{fall}(bin))^2} \quad (18)$$

Die Anzahl  $Anz(bin)$  dieser Tropfen ist gegeben durch die Beziehung

$$Anz(bin) = V_L(bin) \cdot N(bin) \cdot \Delta d \quad (19)$$

$$N(bin) = N_0 \cdot d(bin)^\mu \cdot e^{-\Lambda d(bin)} \quad [m^{-3} cm^{-1}]$$

$$\Delta d = d(bin + 1) - d(bin) \quad [cm]$$

Ausgehend von dieser Gesamtzahl der an einer Messung beteiligten Tropfen wird die Anzahl der Tropfen  $Anz_o(bin)$  bestimmt, die sich zu einem Zeitpunkt vollständig innerhalb des Meßvolumens befinden, den Rand des Volumens also nicht nur streifen:

$$Anz_o(bin) = Anz(bin) \cdot \frac{D - d(bin)}{D + d(bin)}$$

Die mittlere Signalzeit  $t(bin)$ , d.h. die Zeit von der ersten bis zur letzten Berührung des Tropfens der Klasse  $bin$  mit dem Meßvolumen, ist gegeben durch die Geschwindigkeit der Tropfen  $V(bin)$

$$V(bin) = \sqrt{U^2 + V_{fall}^2(bin)}$$

und die mittlere Strecke, welche die Tropfen im optischen Volumen zurücklegen. Abbildung 12 illustriert die Berechnung dieser mittleren Fallstrecken. Die mittlere

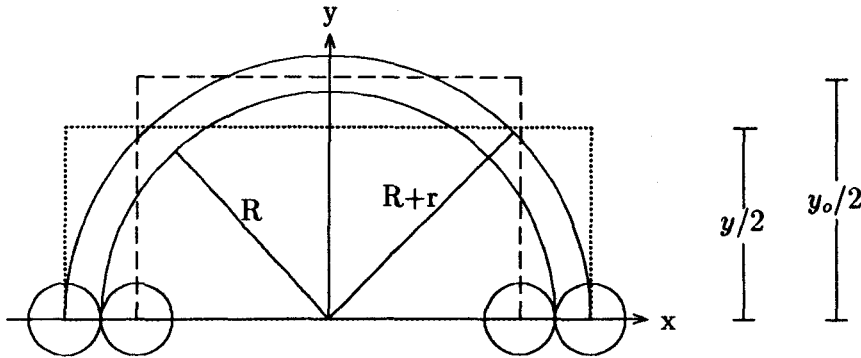


Abbildung 12: Berechnung der mittleren Signalzeiten

Fallstrecke  $y(bin)$  aller Tropfen einer bestimmten Größenklasse im Meßvolumen ist die Höhe eines Rechtekes mit der Breite  $R+r(bin)$ , dessen Fläche der eines Kreises mit dem Radius  $R+r(bin)$  entspricht.

$$\pi \cdot (R+r(bin))^2 = y \cdot 2(R+r(bin)) \quad \longrightarrow \quad y(bin) = \frac{\pi}{2}(R+r(bin))$$

Die Berechnung der mittleren Fallstrecke  $y_o(bin)$  der Tropfen, die das Meßvolumen passieren, ohne dessen Rand zu streifen, gestaltet sich etwas komplizierter. In diesem Fall vermindert sich die Fläche des Kreises um zwei Kreisabschnitte mit der Höhe  $2r(bin)$ , da diese Abschnitte ausschließlich von streifenden Tropfen erreicht werden können. Das Ergebnis lautet

$$y_o(bin) = \sqrt{4 \cdot R \cdot r(bin)} + \frac{(R+r(bin))^2}{R-r(bin)} \cdot \text{ArcSin} \left( \frac{R-r(bin)}{R+r(bin)} \right)$$

Die mittleren Signalzeiten  $t$  für alle das Meßvolumen erreichenden Tropfen einer bestimmten Tropfenklasse und  $t_o$  für die nicht streifenden Tropfen folgt aus

$$t(bin) = \frac{y(bin)}{V(bin)} \quad \text{und} \quad t_o(bin) = \frac{y_o(bin)}{V(bin)}$$

Im Folgenden werden in kurzer Form die Verfahren vorgestellt, die von dem Modell angewandt werden, um die in den vorherigen Abschnitten beschriebenen Randeffekte zu simulieren.

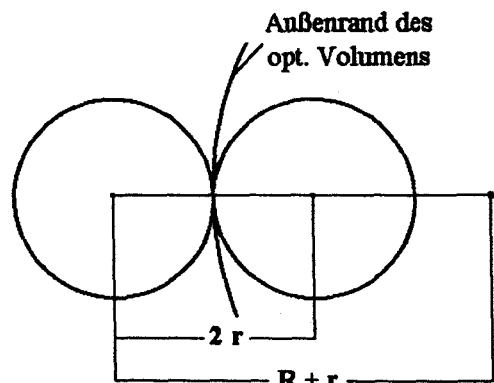
### Berücksichtigung der streifenden Durchgänge

Die Fragen, die sich bei der Behandlung der streifenden Durchgänge stellen, lauten

1. Wie oft kommt es vor, daß ein Tropfen der Klasse  $bin_i$  als einer der Klasse  $bin_j$  "gesehen" wird ?
2. Welche mittlere Signaldauer wird von jedem dieser möglichen Ereignisse bewirkt ?

Da ein Tropfen bei einem streifenden Durchgang nicht größer gesehen werden kann als er tatsächlich ist, gilt es  $129 \cdot 129/2$  verschiedene Möglichkeiten zu betrachten.

Bei der Berechnung der Wahrscheinlichkeit für streifende Durchgänge wird vorausgesetzt, daß alle Regentropfen räumlich gleichverteilt sind. Dann ist die Wahrscheinlichkeit dafür, daß ein vom Disdrometer registrierter Tropfen das Meßvolumen steift, gleich dem Verhältnis der Strecken  $2 \cdot r$  und  $R + r$  ( $r =$  Tropfenradius,  $R =$  Radius des Meßvolumens).



Ein Tropfen der Klasse  $bin_i$  wird als einer der Klasse  $bin_j$  fehlgedeutet, wenn die Schnittfläche zwischen dem Regentropfen und dem Meßvolumen der Querschnittsfläche eines Tropfens der Klasse  $bin_j$  entspricht. Die entsprechende Wahrscheinlichkeit ergibt sich demnach aus der Strecke, auf der man den Tropfen in Richtung zur Längsachse des Meßvolumens verschieben könnte, ohne daß die resultierende Schnittfläche die definierten Grenzen der Klasse  $bin_j$  überschreitet. Abbildung 13 illustriert diesen Sachverhalt. Die quer schraffierte Fläche entspricht der minimalen, die gesamte schraffierte Fläche der maximalen Querschnittsfläche eines Tropfens der Klasse  $bin_j$ . Die Wahrscheinlichkeit dafür, daß ein Tropfen der

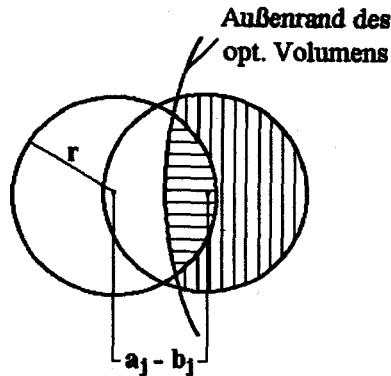


Abbildung 13: Skizze zur Berechnung der Wahrscheinlichkeiten der streifenden Durchgänge

Klasse  $bin_i$  als einer der Klasse  $bin_j$  fehlgedeutet wird, wird von folgender Gleichung beschrieben:

$$W_{s_{i,j}} = \frac{a_j - b_j}{R + r_i}$$

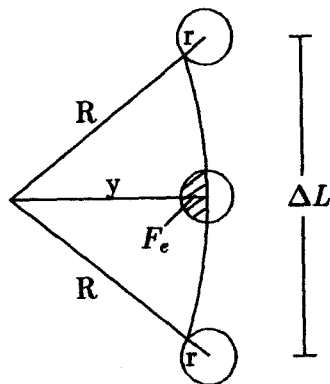
Dabei bedeuten

- $a_j$  Abstand des Tropenschwerpunktes von der Längsachse des Meßvolumens, bei dem die Schnittfläche gleich der minimalen Querschnittsfläche eines Tropfens der Klasse  $bin_j$  ist
- $b_j$  Abstand des Tropenschwerpunktes von der Längsachse des Meßvolumens, bei dem die Schnittfläche gleich der maximalen Querschnittsfläche eines Tropfens der Klasse  $bin_j$  ist
- $r_i$  Radius des betrachteten Tropfens der Klasse  $bin_i$
- $R$  Radius des Meßvolumens

Die Anzahl der Fälle  $N_{s_{i,j}}$ , bei denen das Signal eines Tropfen der Klasse  $bin_i$  der Klasse  $bin_j$  zugeordnet wird ergibt sich aus dem Produkt aus der Anzahl der Tropfen  $Anz(bin_i)$  mit der entsprechenden Wahrscheinlichkeit  $W_{s_{i,j}}$ .

Die mittlere Signalzeit, die damit verbunden ist, daß ein Tropfen der Klasse  $bin_i$  der Klasse  $bin_j$  zugeordnet wird, berechnet sich wie folgt: Die Fläche eines Tropfens der Klasse  $bin_j$  entspricht der Schnittfläche  $F_e$  zwischen dem Meßvolumen und dem Tropfen der Klasse  $bin_i$ . Diese Schnittfläche bestimmt den Abstand  $y$  zwischen

dem Tropfen und der optischen Achse des Disdrometers. Die Berechnung der mit



$$\Delta L = 2 \cdot \sqrt{(R+r)^2 + y^2}$$

$$t_s(bin_i, bin_j) = \frac{\Delta L}{V}$$

$$\text{mit } V = \sqrt{V_{fall}^2 + U^2}$$

Abbildung 14: Berechnung der Signalzeiten

den streifenden Durchgängen verbundenen Signalzeiten  $t_s(bin_i, bin_j)$  erfolgt wie in Abb. 14 dargestellt.

Nachdem mit Hilfe dieser Rechnungen für jede Tropfenklasse die nur aus den streifenden Durchgängen resultierenden Tropfenzahlen  $Anz_s(bin)$  und die Summe der Signalzeiten  $\sum t_s(bin)$  berechnet wurden, erhält man die (zunächst ohne Berücksichtigung der Koinzidenzen) simulierte Disdrometermessungen durch Addition der Beiträge der streifenden und der nicht streifenden Tropfen:

$$\sum_{bin=0}^{128} t_{o,s}(bin) = \sum_{bin=0}^{128} t_s(bin) + \sum_{bin=0}^{128} t_o(bin)$$

$$Anz_{o,s}(bin) = Anz_s(bin) + Anz_o(bin)$$

### Berücksichtigung der Koinzidenzen

Die Wahrscheinlichkeit  $Wk_{i,j}$  dafür, daß sich zwei unterschiedlich große Regentropfen der Klassen  $bin_i$  und  $bin_j$  mit den entsprechenden mittleren Aufenthaltsdauern  $t_i$  und  $t_j$  bei einer Meßdauer  $T$  gleichzeitig in dem Meßvolumen befinden, wird durch folgende Beziehung beschrieben:

$$Wk_{i,j} = \frac{Anz(bin_i) \cdot t_i}{T} \cdot \frac{Anz(bin_j) \cdot t_j}{T} \quad (20)$$



Die Wahrscheinlichkeit für das gleichzeitige Auftreten von drei Tropfen im optischen Volumen ergibt sich analog. Koinzidenzen mit mehr als drei beteiligten Tropfen werden aus Gründen der begrenzten Rechenkapazität eines PC's nicht berücksichtigt (bei 129 Tropfengrößenklassen sind  $129^3$  Wahrscheinlichkeiten zu berechnen). Simulationsrechnungen mit dem unten beschriebenen Monte Carlo-Modell rechtfertigen die Vernachlässigung von vier- und mehrfachen Koinzidenzen.

Die mittlere Signalzeit  $t_k(bin_i, bin_j)$ , die durch eine Koinzidenz von zwei Tropfen der Klassen  $bin_i$  und  $bin_j$  entsteht, ergibt sich aus folgender Überlegung: Es gibt prinzipiell zwei Möglichkeiten bei einer zeitlichen Überlappung zweier Signale. Die erste Möglichkeit ist die, daß dem Signal des schnelleren Tropfens während dessen gesamten Dauer  $t_i$  das Signal des langsameren Tropfens mit einer Dauer  $t_j \geq t_i$  überlagert ist. Das bedeutet, daß mit einer Wahrscheinlichkeit  $(t_j - t_i)/(t_j + t_i)$  die Dauer der Koinzidenz  $t_k$  gleich der Dauer des längeren Signals  $t_j$  ist. Die andere und wahrscheinlichere Möglichkeit bei einer Koinzidenz ist die, daß sich die Signale nur teilweise überlagern. In diesem Fall resultiert im Mittel eine Dauer der Koinzidenz von  $t_j + 0.5 \cdot t_i$ . Die Wahrscheinlichkeit hierfür ist  $2 \cdot t_i/(t_j + t_i)$ . Insgesamt gilt demnach für die Dauer  $t_k(bin_i, bin_j)$  der Koinzidenz:

$$t_k(bin_i, bin_j) = \frac{t_j - t_i}{t_j + t_i} \cdot t_j + \frac{2 \cdot t_i}{t_j + t_i} \cdot (t_j + 0.5 \cdot t_i) = \frac{t_j^2 + t_j \cdot t_i + t_i^2}{t_j + t_i} \quad (21)$$

Die Dauer einer dreifachen Koinzidenz wird berechnet, indem zunächst mit Gleichung 21 die Dauer der Koinzidenz von zwei der beteiligten Tropfen und aus dieser Zeit und der Signaldauer des dritten Tropfens die Gesamtdauer der Koinzidenz berechnet wird.

Dem Effekt der Tropfenabplattung wird bei der Berücksichtigung der Koinzidenzen dadurch Rechnung getragen, daß bei der Berechnung der scheinbaren Tropfengröße eines Koinzidenz-Signales die beteiligten Regentropfen als abgeplattet betrachtet werden und eine entsprechende Querschnittsfläche angenommen wird. Dabei wird die Gültigkeit der von PRUPPACHER & PITZER 1970 ermittelten Formeln vorausgesetzt (vgl. Abb. 11).

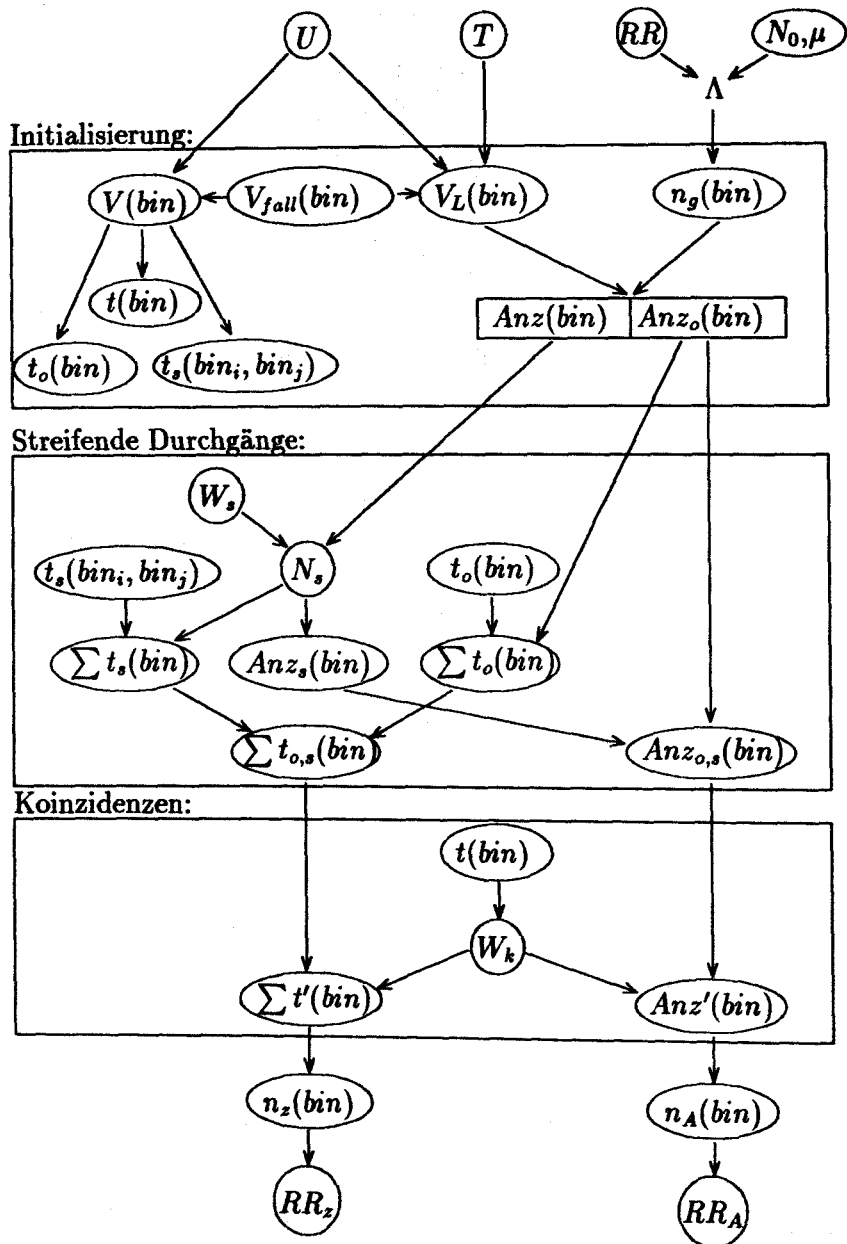


Abbildung 15: Schema des analytischen Modells

Symbol	Erklärung
$RR$	angenommene Regenrate
$N_0, \mu, \Lambda$	Gamma-Spektralparameter
$T$	Meßzeitraum
$U$	angenommene Windgeschwindigkeit
$n_g(bin)$	Gamma-Tropfenspektrum
$V_L(bin)$	Volumen, das die Tropfen der Klasse $bin$ zu Beginn der Messung beinhaltet
$V_{fall}(bin)$	Tropfenfallgeschwindigkeitsverteilung
$V(bin)$	Tropfengeschwindigkeit, $V(bin) = \sqrt{U^2 + V_{fall}^2(bin)}$
$t(bin)$	mittlere Signaldauer für Tropfen der Klasse $bin$
$t_o(bin)$	mittlere Signaldauer für Tropfen der Klasse $bin$ , die den Rand des Volumens nicht streifen
$t_s(bin_i, bin_j)$	mittlere Signaldauer für Tropfen der Klasse $bin_i$ , die das Volumen streifen und der Klasse $bin_j$ zugeordnet werden
$Anz(bin)$	Tropfenzahl der Klasse $bin$ , die das Volumen erreichen
$Anz_o(bin)$	Tropfenzahl der Klasse $bin$ , die den Rand des V. nicht streifen
$Anz_s(bin)$	Tropfenzahl, die aufgrund von streifenden Durchgängen der Klasse $bin$ zugeordnet wurden
$Anz_{o,s}(bin)$	Tropfenzahl der Klasse $bin$ , wie vom Disdrometer gemessen (ohne Berücksichtigung der Koinzidenzen)
$Anz'(bin)$	Tropfenzahl der Klasse $bin$ , wie vom Disdrometer gemessen
$W_s$	Wahrscheinlichkeit, daß ein Tropfen der Klasse $bin_i$ das Volumen streift und als ein Tropfen der Klasse $bin_j$ gewertet wird
$N_s$	Anzahl der Fälle, daß ein Tropfen der Klasse $bin_i$ das Volumen streift und als ein Tropfen der Klasse $bin_j$ gewertet wird
$n_A(bin)$	Tropfendichtevertielung (Anzahlmethode)
$n_Z(bin)$	Tropfendichtevertielung (Zeitmethode)
$RR_A(bin)$	resultierende Regenrate (Anzahlmethode)
$RR_Z(bin)$	resultierende Regenrate (Zeitmethode)

Tabelle 2: Erklärung der in Abb. 15 benutzten Symbole

Nachdem alle Randeffekte auf die oben beschriebene Weise berücksichtigt wurden, liegen die simulierten Meßdaten in der Form vor, wie das Disdrometer das vorgegebene Niederschlagsereignis anzeigen würde ( $\sum t'(bin)$ ,  $Anz'(bin)$ ).

Zum Abschluß eines Modellaufes wird schließlich das Tropfenspektrum nach der Anzahl-Methode (Gleichung 10) sowie nach der Zeit-Methode (Gleichung 8) berechnet und jeweils eine resultierende Regenrate (Gleichung 12) bestimmt. In Abbildung 15 ist der Ablauf einer Modellrechnung zusammenfassend dargestellt.

Bei dieser Niederschlagsrechnung bleiben diejenigen Tropfen bzw. Koinzidenzen unberücksichtigt, deren Aufenthaltszeit im Meßvolumen einen vorgegebenen Schwellenwert überschreitet ( $T_{max}$ -Filter) oder deren Größe unter der Auflösungsgrenze des Disdrometers liegt. Zur Bestimmung der relativen Über- oder Unterschätzung des Regens durch die Randeffekte werden die auf diese Weise simulierten Regenraten in Beziehung zur vorgegebenen Niederschlagsintensität gesetzt.

Im Folgenden werden einige Modellergebnisse vorgestellt, die einen Eindruck über die Auswirkungen der verschiedenen Randeffekte vermitteln sollen. Es wurden für unterschiedliche Niederschlagsarten (Tabelle 1) und Auswertungsmethoden jeweils Modellrechnungen für Windgeschwindigkeiten von 0 – 20 m/s und Niederschlagsintensitäten von 1 – 10 mm/h durchgeführt. Die in den Abbildungen 16 bis 23 dargestellten Ergebnisse stellen die prozentuale Über- bzw. Unterschätzung des Niederschlages durch das Disdrometer in Abhängigkeit von der Anströmgeschwindigkeit und der vorgegebenen Regenrate dar. Zur Verdeutlichung des Effektes der Koinzidenzen wurde zunächst ohne den in Kap. 4.2 eingeführten  $T_{max}$ -Filter gerechnet, so daß alle simulierten Signale zum resultierenden Niederschlag beitrugen.

Wie in Abschnitt 4.3 bereits diskutiert wurde, tritt der Effekt der Koinzidenzen auf eine Niederschlagsmessung bei hohen Tropfendichten und bei Anwendung der Zeitmethode am deutlichsten zutage. Die in Abb. 16 dargestellten Ergebnisse der entsprechenden Simulationen bestätigen diese Theorie über die Wirkung der Koinzidenzen. Bei kleinen Anströmgeschwindigkeiten ist der Effekt der Koinzidenzen deutlich größer als bei hohen Geschwindigkeiten, da die relative Verlängerung des Signales eines großen Tropfens durch eine Koinzidenz mit einem kleinen Tropfen bei geringen Anströmgeschwindigkeiten aufgrund der unterschiedlichen Fallgeschwindigkeiten der Tropfen größer ist. Bei hohen Anströmgeschwindigkeiten hängt der

Effekt der Koinzidenzen deswegen hauptsächlich von der Tropfendichte und damit von der Regenrate ab, weil sich im Falle  $U \gg V_{fall}$  alle Tropfen mit nahezu derselben Geschwindigkeit bewegen. Die maximale Überschätzung des Niederschlages durch Koinzidenzen tritt dementsprechend bei Windstille in Verbindung mit hohen Tropfendichten auf. Abb. 16 macht ebenfalls deutlich, daß der Effekt der streifenden Durchgänge eine ausschließliche Funktion der Regenrate ist. Dieses resultiert aus der Idee der Zeitmethode, daß mit zunehmender Windgeschwindigkeit sich die Anzahl der gemessenen (inklusive der streifenden) Tropfen genau in dem Maße erhöht, wie sich die entsprechenden Signalzeiten verringern. Der Betrag des Effektes der streifenden Durchgänge nimmt mit zunehmender Regenrate zu, da der Anteil großer Tropfen am Niederschlag mit wachsender Regenrate ansteigt und große Tropfen mit einer höheren Wahrscheinlichkeit das Meßvolumen streifen als kleine.

Abb. 17 stellt die resultierende Überschätzung des Niederschlages dar, wenn sowohl Koinzidenzen als auch streifende Durchgänge zugelassen sind. Diese Ergebnisse ergeben sich nicht aus der Summe der einzelnen Effekte, da die Wechselwirkungen der beiden Effekte nicht zu vernachlässigen sind. So ist der Betrag der Überschätzung in Abb. 17 höher als die Summe der Einzeleffekte. Dies ist hauptsächlich darauf zurückzuführen, daß das Auftreten der Koinzidenzen stark von der registrierten Tropfenzahl abhängt, aber der notwendige Ausschluß von Signalen streifender Durchgänge bei der Betrachtung der Koinzidenzen eine Verminderung dieser Anzahl darstellt.

Ähnliche Ergebnisse ergeben sich bei der Anwendung der Zeitmethode bei konvektiven Niederschlägen (Abb. 20 und 21). Die verglichen mit Abb. 17 schwächeren Effekte der Koinzidenzen und die etwas höheren Überschätzungen durch streifende Durchgänge liegen in der geringeren Tropfendichte bzw. in dem größeren Anteil der großen Tropfen am Niederschlag begründet.

Die aus der Anwendung der Anzahlmethode resultierenden Fehlinterpretationen des Niederschlages sind sehr gering, da Koinzidenzen prinzipiell seltene Ereignisse sind, die hauptsächlich dann Fehler verursachen, wenn die resultierenden Signalzeiten ausgewertet werden. Bei konvektivem Niederschlag (Abb. 23) ergibt bei mit der Anzahlmethode eine Unterschätzung des Niederschlages mit einem Maximum bei kleinen Regenraten und Windgeschwindigkeiten. Ein sehr ähnliches Muster ergaben entsprechende Rechnungen für stratiformen Niederschlag (Abb. 19).

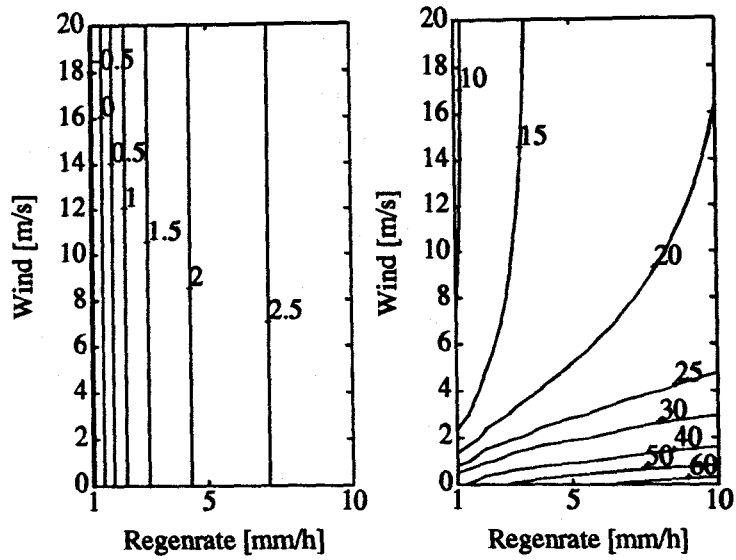


Abbildung 16: Effekt der streifenden Durchgänge (links), Effekt der Koinzidenzen (rechts). Prozentuale Überschätzung mit Zeitmethode bei Landregen

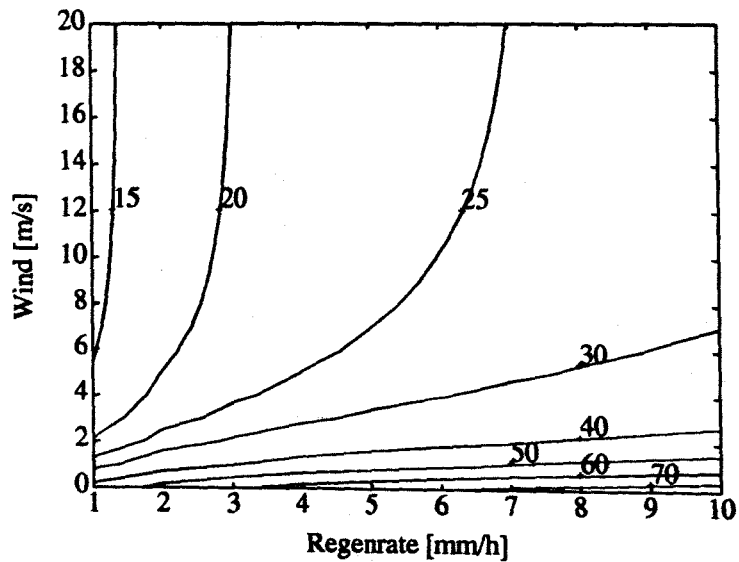


Abbildung 17: Effekt von streifenden Durchgängen und Koinzidenzen. Prozentuale Überschätzung mit Zeitmethode bei Landregen

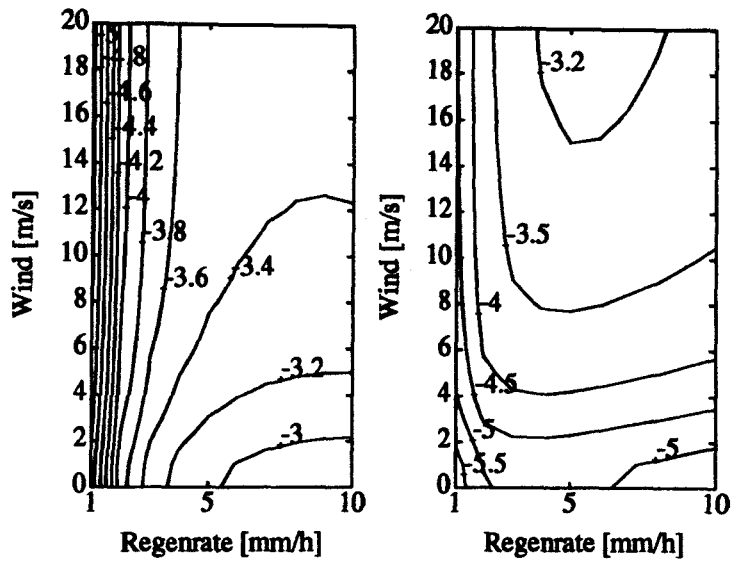


Abbildung 18: Effekt der streifenden Durchgänge (links), Effekt der Koinzidenzen (rechts). Prozentuale Überschätzung mit Anzahlmethode bei Landregen

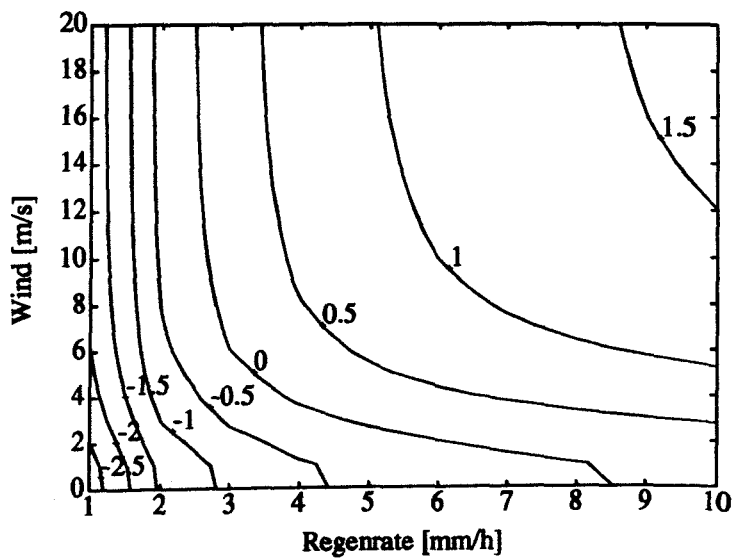


Abbildung 19: Effekt von streifenden Durchgängen und Koinzidenzen. Prozentuale Überschätzung mit Anzahlmethode bei Landregen

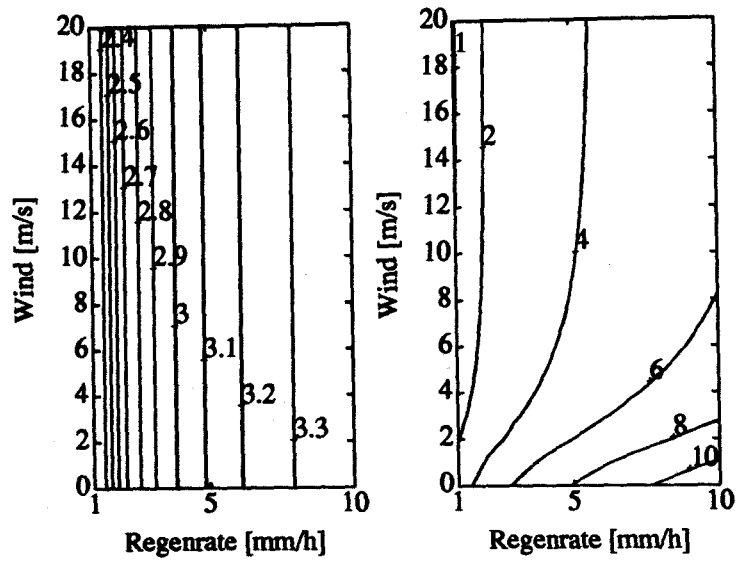


Abbildung 20: Effekt der streifenden Durchgänge (links), Effekt der Koinzidenzen (rechts). Prozentuale Überschätzung mit Zeitmethode bei Schauerregen

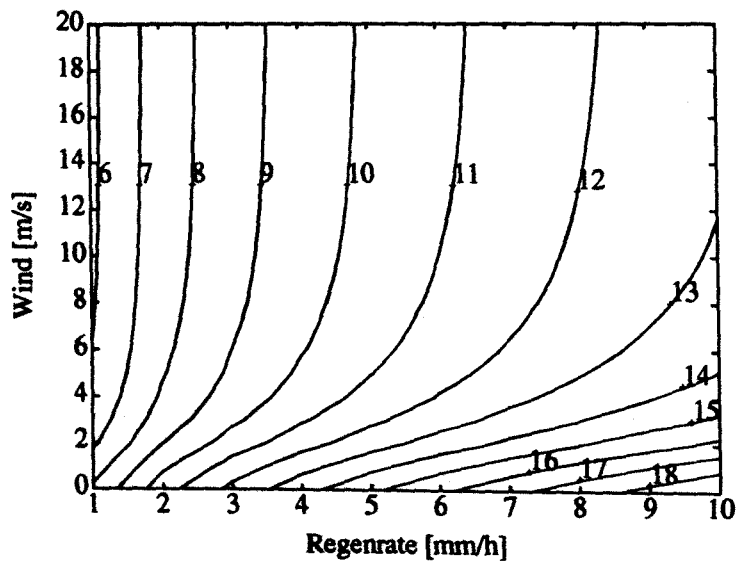


Abbildung 21: Effekt von streifenden Durchgängen und Koinzidenzen. Prozentuale Überschätzung mit Zeitmethode bei Schauerregen



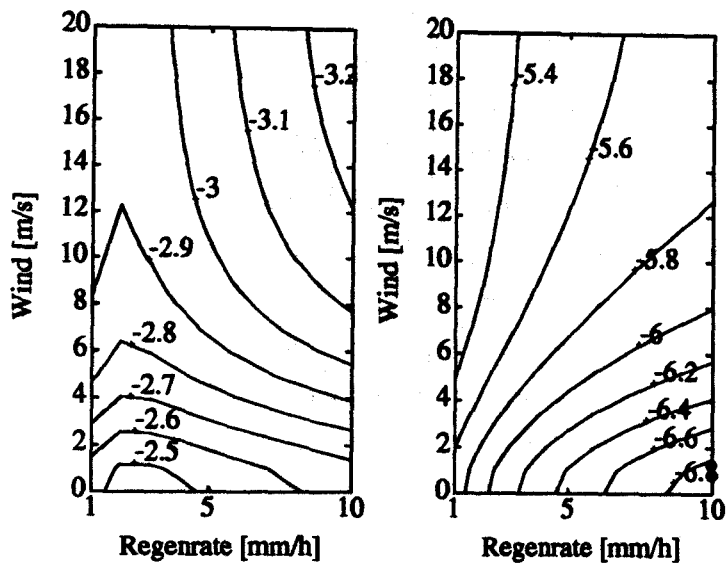


Abbildung 22: Effekt der streifenden Durchgänge (links), Effekt der Koinzidenzen (rechts). Prozentuale Überschätzung mit Anzahlmethode bei Schauerregen

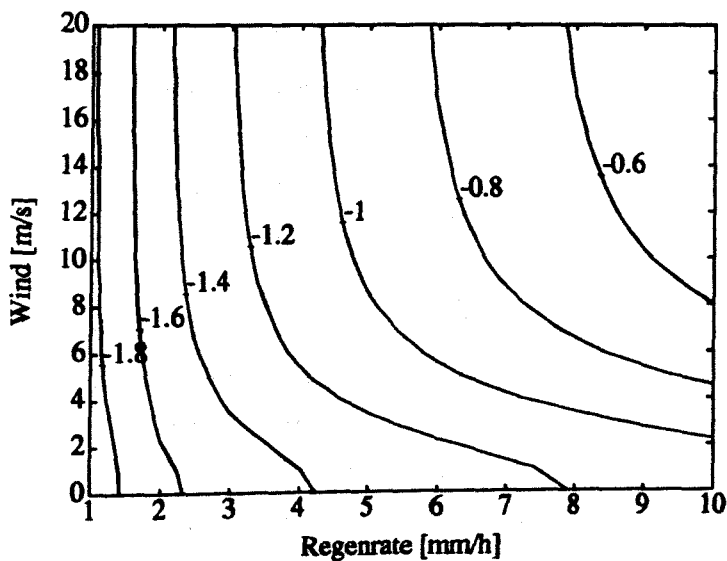


Abbildung 23: Effekt von streifenden Durchgängen und Koinzidenzen. Prozentuale Überschätzung mit Anzahlmethode bei Schauerregen

Eine detaillierte Begründung der Ergebnisse der Anzahlmethode wird aufgrund der auftretenden Wechselwirkungen zwischen den im Betrag nahezu gleich großen Einzeleffekten im Rahmen dieser Arbeit nicht gegeben.

Trotz dieser im Vergleich zur Zeitmethode sehr viel geringeren Empfindlichkeit der Anzahlmethode gegenüber den behandelten Randeffekten wurden die in den nachfolgenden Kapiteln dieser Arbeit vorgestellten Disdrometermessungen mit der Zeitmethode ausgewertet. Der Grund hierfür ist der, daß zur Anwendung der Zeitmethode keine Messungen der Anströmgeschwindigkeit an das Gerät erforderlich sind. Da die oben beschriebenen Einflüsse der Randeffekte auf die Niederschlagsmessungen systematischen Charakter haben, ist auch bei der Verwendung der Zeitmethode eine Korrektur der gemessenen Tropfenspektren möglich (Kapitel 5.3).

Durch die Aktivierung des oben erwähnten  $T_{max}$ -Filters zur Unterdrückung von Störeinflüssen (z.B. sich auf den Linsen bewegende Wassertropfen, vgl. Kap. 4.2) werden mit abnehmender Windgeschwindigkeit immer mehr der an Koinzidenzen beteiligten Tropfen bei der Niederschlagsberechnung ignoriert. Dieser Effekt wirkt den Auswirkungen der verbliebenen Koinzidenzen entgegen, bis bei sehr schwachen Winden nahezu alle Koinzidenz-Tropfen unterdrückt werden und daher eine zu geringe Regenrate aus den Meßdaten analysiert wird. Ein Vergleich der Abbildungen 17, 19, 21 und 23 mit den Ergebnissen der Modelleexperimente nach der Einführung des  $T_{max}$ -Filters (Abb. 24 und 25) verdeutlicht den Effekt dieser Maßnahme auf die analysierte Regenrate. Es zeigt sich, daß bei der Verwendung der Zeitmethode und für Windgeschwindigkeiten von  $1 < U < 3 \text{ m/s}$  die Messungen am wenigsten korrigiert zu werden brauchen.

Da die weitaus meisten Niederschläge an Land bei diesen Windgeschwindigkeiten auftreten, wird der  $T_{max}$ -Filter mit den in Kap. 4.2 gegebenen Einstellungen standardmäßig bei den Disdrometermessungen verwendet. Aus den Abbildungen 24 und 25 geht ebenfalls hervor, daß dieser Filter bei den auf Schiffen vorkommenden relativen Windgeschwindigkeiten den Effekt der Koinzidenzen kaum unterdrückt. Eine Optimierung dieses Filters bezüglich einer typischen (relativen) Windgeschwindigkeit auf fahrenden Schiffen ist nicht sinnvoll, da durch den stark variablen Anteil der Fahrt des Schiffes an der relativen Windgeschwindigkeit eine *typische* Geschwindigkeit nicht bestimmt werden kann.

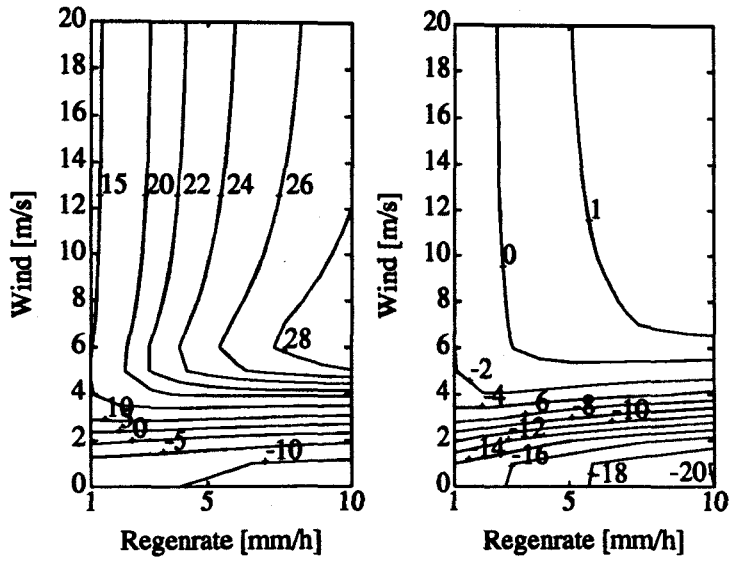


Abbildung 24: Rel. Überschätzung bei Landregen mit  $T_{max}$ -Filter. Links: Zeitmethode, rechts: Anzahlmethode

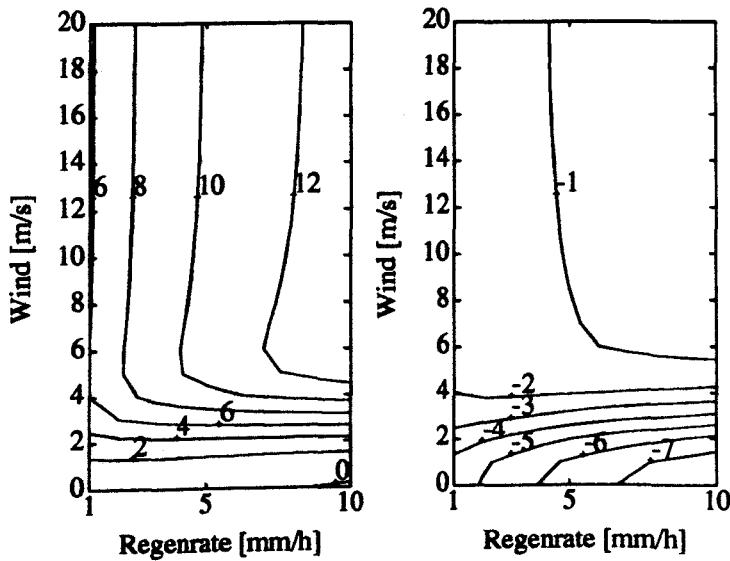


Abbildung 25: Rel. Überschätzung bei Schauer mit  $T_{max}$ -Filter. Links: Zeitmethode, rechts: Anzahlmethode

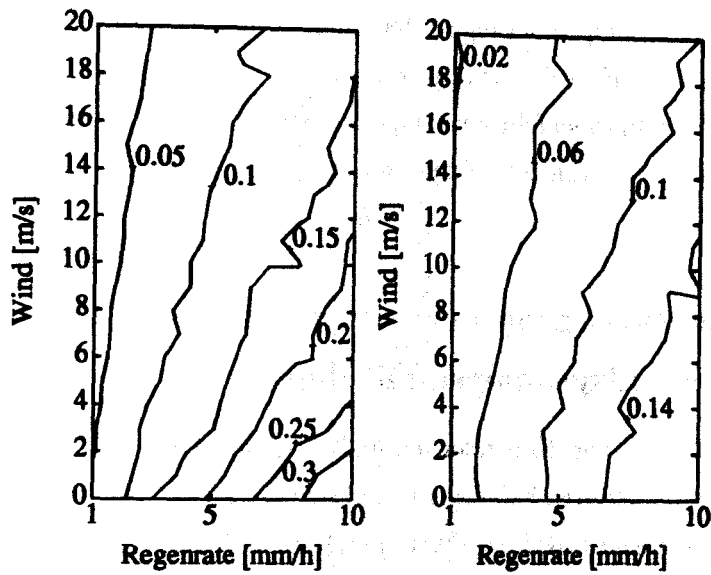


Abbildung 32: Standardabweichung einer Disdrometermessung bei Schauer in mm/h (ohne  $T_{max}$ -Filter). Links: Zeitmethode, rechts: Anzahlmethode

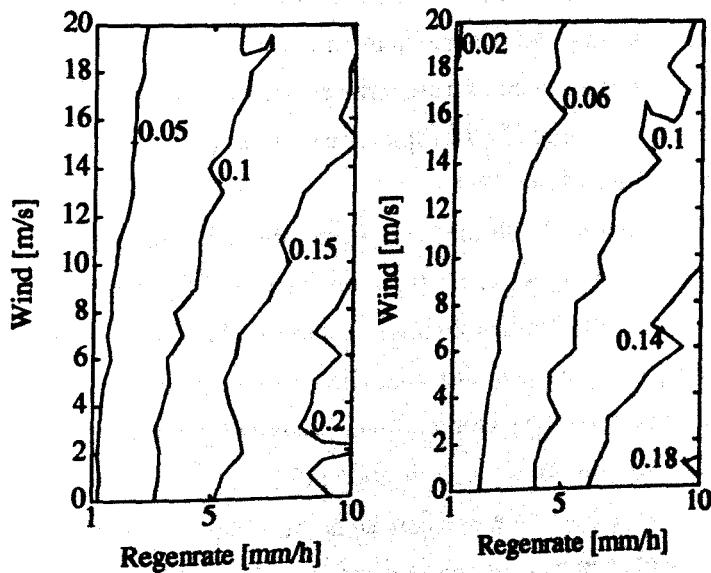


Abbildung 33: Standardabweichung einer Disdrometermessung bei Schauer in mm/h (mit  $T_{max}$ -Filter). Links: Zeitmethode, rechts: Anzahlmethode

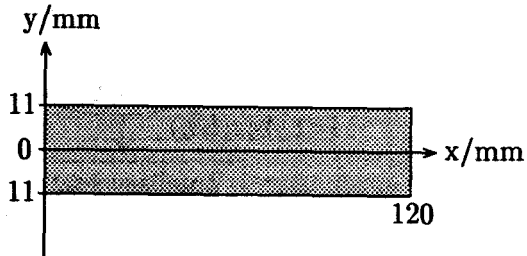
## 4.2 Monte Carlo-Modell

Das im vorangegangenen Abschnitt erklärte analytische Modell beschreibt das Verhalten des Disdrometers bei einer statistischen Verteilung der Regentropfen im Raum, wenn das Auftreten der Randeffekte exakt durch die entsprechenden Wahrscheinlichkeiten bestimmt ist. Die Ergebnisse dieses Modells sind daher geeignet, die Auswirkungen der Koinzidenzen und streifenden Durchgänge auf die Messungen des Niederschlages im statistischen Mittel zu beschreiben. Die Voraussetzung einer statistischen räumlichen Verteilung der Regentropfen kann bei einzelnen Messungen von beschränkter Dauer nicht erfüllt werden. Um untersuchen zu können, in welchem Maße das Auftreten der Randeffekte von der räumlichen Verteilung der Tropfen abhängt, und welche Varianzen sich dadurch in der berechneten Regenrate ergeben, wurde ein zweites Modell entwickelt, welches nach dem Monte Carlo-Prinzip arbeitet. Der Begriff 'Monte Carlo' soll darauf hindeuten, daß bei diesem Modell keine Annahmen über das statistische Verhalten von physikalischen Größen oder Effekten gemacht werden, sondern daß konkrete Niederschlagsmessungen simuliert werden, indem die räumliche Verteilung der Regentropfen durch einen Zufallsgenerator vorgenommen wird.

Der im folgenden Abschnitt erklärte Programmablauf ist in Abbildung 26 skizziert. Analog zum analytischen Modell werden bei diesem Modell eine Regenrate ( $RR$ ), eine Windgeschwindigkeit ( $U$ ), den Meßzeitraum ( $T$ ), die Niederschlagsform (ausgedrückt durch die Parameter  $N_0$  und  $\mu$ ) sowie für jede Tropfenklasse ( $bins$ ) eine Gleichgewichtsfallgeschwindigkeit ( $V_{fall}(bin)$ ) angenommen. Aus der Regenrate und den Parametern  $N_0$  und  $\mu$  wird unter Verwendung von Gleichung 17 der Parameter  $\Lambda$  berechnet, so daß mit Gleichung 13 ein Gamma-Tropfenspektrum  $n_g(bin)$  definiert ist. Die Länge und der Durchmesser des optischen Volumens bestimmen bei gegebener Windgeschwindigkeit und Fallgeschwindigkeit der Tropfen für jede Größenklasse ein Luftvolumen  $V_L(bin)$ , in dem sich bei Meßbeginn alle Tropfen der Klasse  $bin$  befinden, die während der Meßzeit  $T$  vom Disdrometer erfaßt werden (Gleichung 18). Die Anzahl der in diesem gedachten Volumen befindlichen Tropfen ergibt sich aus dem Produkt der Tropfendichten  $n_g(bin)$  und der Größe des Volumens  $V_L$ .

Durch einen Zufallsgenerator gesteuert wird nun die berechnete Anzahl an Tropfen im Raum verteilt. Es bietet sich an, zu diesem Zweck folgende Koordinaten einzuführen:

- Abstand zum senderseitigen Ende des Meßvolumens ( $x$ )
- Abstand zur optischen Achse des Disdrometers ( $y$ )
- Zeitspanne bis zum Eintreten in das optische Volumen ( $\tau$ )



Ein streifender Durchgang wird erkannt, falls die Summe aus der Y-Koordinate eines Tropfens und dessen Radius größer als der Radius des optischen Volumens ist. Zur Beschreibung der Auswirkungen von streifenden Durchgängen und Koinzidenzen ist die Kenntnis der Querschnittsflächen der Tropfen erforderlich, die als Schatten an der Empfängerseite des optischen Volumens abgebildet werden. Tropfen, die das Volumen streifen, bekommen eine Querschnittsfläche  $F_i$  zugeordnet, die der Schnittfläche  $F_e$  zwischen dem Tropfen und dem optischen Volumen entspricht, wobei zur Vereinfachung der Rechnungen diese Tropfen als kugelförmig angenommen werden. Bei den übrigen Tropfen wird die Verkleinerung der Querschnittsfläche bestimmt, die mit der abgeplatteten Form eines fallenden Tropfens verbunden ist (Abb. 11). Bei dieser Rechnung wird außerdem das Ergebnis der Homogenitätsuntersuchung des optischen Volumens berücksichtigt (Abb. 6). Die Bestimmung der Signalzeiten  $t_i$  erfolgt entsprechend Abb. 14 aus der Y-Koordinate des Tropfendurchganges.

Nachdem sämtlichen Tropfen aller Größenklassen auf diese Weise eine Querschnittsfläche  $F_i$ , eine Signaldauer  $t_i$  und ein Zeitpunkt des Eindringen in das Meßvolumen  $\tau_i$  zugeordnet wurden, werden die Tropfen entsprechend ihres Eindringzeitpunktes  $\tau_i$  sortiert, so daß eine Zeitserie des Meßvorganges resultiert.

Auf diese Weise kann jeder Tropfen mit den nachfolgenden auf zeitliche Überlappungen (also Koinzidenzen) untersucht werden. Wird eine n-fache Koinzidenz entdeckt, so wird diese analog zum Meßvorgang des Disdrometers als ein einziger Tropfen ge-

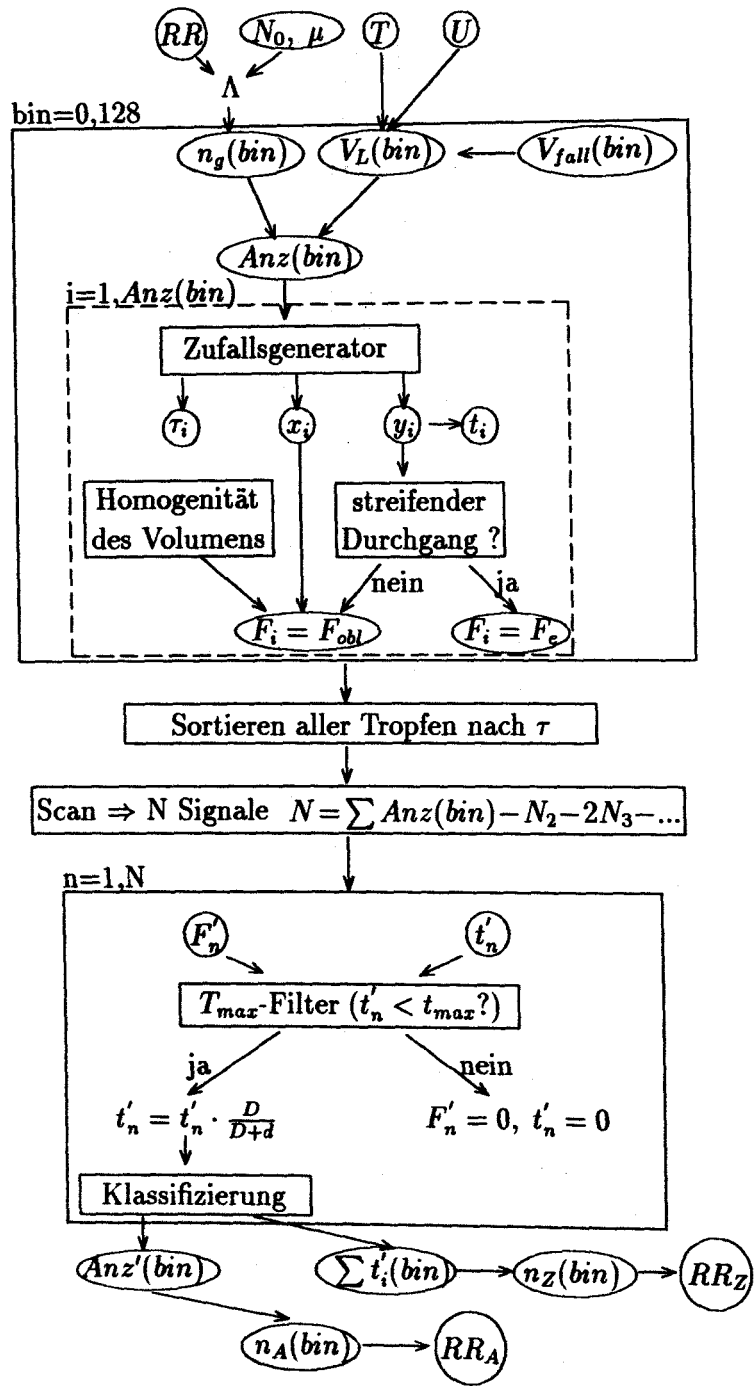


Abbildung 26: Schema des Monte Carlo-Modells

Symbol	Erklärung
$RR$	angenommene Regenrate
$N_0, \mu, \Lambda$	Gamma-Spektralparameter
$T$	Meßzeitraum
$U$	angenommene Windgeschwindigkeit
$n_g(bin)$	Gamma-Tropfenspektrum
$V_L(bin)$	Volumen, das die Tropfen der Klasse $bin$ zu Beginn der Messung beinhaltet
$V_{fall}(bin)$	Tropfenfallgeschwindigkeitsverteilung
$Anz(bin)$	Anzahl der Tropfen, die das Volumen erreichen
$\tau_i$	Zeitspanne bis zum Eintreten eines Tropfens in das optische Volumen
$x_i, y_i$	Schnittpunkt der Tropfentrajektorie mit der Längsschnitt-ebene des Meßvolumens
$t_i$	Signaldauer
$F_i$	Tropfenquerschnittsfläche, wie vom Disdrometer gemessen
$F_{obl}$	Querschnittsfläche eines abgeplatteten Tropfens
$F_e$	äquivalente Tropfenquerschnittsfläche
$N$	Anzahl der vom Disdrometer erkannten Signale
$N_x$	Anzahl der x-fachen Koinzidenzen
$F'_n$	Tropfenquerschnittsfläche, wie vom Disdrometer gemessen (durch Koinzidenzen verfälscht)
$t'_n$	Signaldauer (durch Koinzidenzen verfälscht)
$Anz'(bin)$	Tropfenanzahl der Klasse $bin$ , wie vom Disdrometer gemessen
$n_A(bin)$	Tropfendichteverteilung (Anzahlmethode)
$n_Z(bin)$	Tropfendichteverteilung (Zeitmethode)
$RR_A(bin)$	resultierende Regenrate (Anzahlmethode)
$RR_Z(bin)$	resultierende Regenrate (Zeitmethode)

Tabelle 3: Erklärung der in Abb. 26 benutzten Symbole



wertet, dessen scheinbare Fläche der Summe der Flächen der beteiligten Tropfen entspricht und dessen scheinbare Aufenthaltsdauer im Meßvolumen bestimmt ist durch den Eintrittszeitpunkt des ersten und den Austrittszeitpunkt des letzten Tropfens der Koinzidenz. Die Anzahl der Signale  $N$  ist daher immer geringer als die Summe

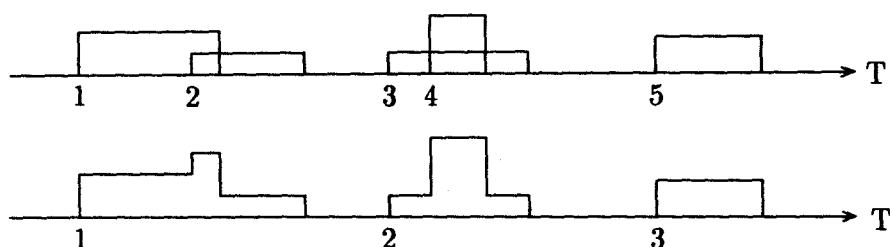


Abbildung 27: **Skizze einer hypothetischen Abfolge von Tropfensignalen.** Durch einen Vergleich der Ein- und Austrittszeiten von Regentropfen in das Meßvolumen (oben) werden vom Modell Koinzidenzen erkannt und entsprechend der Theorie weiterverarbeitet (unten)

aller das Volumen erreichenden Tropfen:

$$N = \sum_{bin} Anz(bin) - N_2 - 2 \cdot N_3 - 3 \cdot N_4 - \dots$$

wenn  $N_x$  die Anzahl der  $x$ -fachen Koinzidenzen darstellt.

Anschließend werden alle analysierten Tropfen gemäß ihrer Querschnittsfläche in eine von 129 Tropfengrößenklassen sortiert. Die auf diese Weise simulierten Disdrometer-Meßdaten durchlaufen schließlich dieselben Datenverarbeitungsmechanismen wie dies bei realen Messungen der Fall ist (siehe Abschnitt 4.2), so daß sich am Ende für die Anzahl- und die Zeitmethode jeweils eine resultierende Niederschlagsintensität sowie ein Fehler der simulierten Messung in Abhängigkeit von den vorgegebenen Parametern ergibt.

Die Verwendung einer Monte Carlo-Methode zur Beschreibung des Meßverhaltens des Disdrometers hat zur Folge, daß das jeweilige Ergebnis eines Programmlaufes von der anfänglichen Verteilung der Regentropfen im Raum abhängt. Dadurch ist eine direkte Möglichkeit gegeben, denjenigen Anteil der gesamten Varianz einer Disdrometermessung bestimmen zu können, der durch zufällig auftretende streifende

Durchgänge und Koinzidenzen verursacht wird. Ein anderer zufälliger Fehler entsteht dadurch, daß das Meßgerät bedingt durch die zufällige Verteilung der Regentropfen im Raum selbst bei konstanten Rahmenbedingungen bei aufeinanderfolgenden Messungen unterschiedlich viele Tropfen der einzelnen Größenklassen registriert. Dieser im Folgenden als *Stichprobenfehler* bezeichnete Fehler ist in der berechneten Varianz nicht enthalten, da im Modell bei konstanten meteorologischen Rahmenbedingungen die pro Tropfenklasse vorgegebene Tropfenanzahl  $Anz(bin)$  nicht variiert wird.

Der Nachteil dieser Methode zur Berechnung eines mittleren Meßfehlers des Disdro-meters ist, daß eine Vielzahl von Simulationen erforderlich ist, um ein statistisch stabiles Ergebnis zu erhalten. Die unten vorgestellten Modellergebnisse stellen jeweils Mittelwerte über 200 Simulationsrechnungen dar.

Um einen direkten Vergleich zwischen diesem Modell und dem im vorigen Abschnitt vorgestellten analytischen Modell durchzuführen, wurden die den Abbildungen 17 und 19 zugrundeliegenden Programmeinstellungen (Landregen, kein  $T_{max}$ -Filter) in das Monte Carlo-Modell eingegeben. Die vergleichenden Rechnungen wurden ohne die Beschränkung der Signalzeiten ( $T_{max}$ -Filter) durchgeführt, um die Parametrisierung der Koinzidenzen im analytischen Modell besser testen zu können. Die Abbildungen 28 und 29 zeigen die entsprechenden Ergebnisse.

Die Übereinstimmung der Ergebnisse der beiden Modelle ist gut. Signifikante Unterschiede zeigen sich nur, wenn die relative Häufigkeit der Koinzidenzen groß ist und der Niederschlag nach der Zeitmethode berechnet wird. So berechnet das analytische Modell bei Windstille und einer Regenrate von  $10\text{ mm/h}$  eine prozentuale Überschätzung des Niederschlages von ca. 77%, während aus dem Monte Carlo-Modell im Mittel eine 85%ige Überschätzung resultiert. Diese Differenz liegt darin begründet, daß beim analytischen Modell maximal dreifache Koinzidenzen zugelassen werden, aber unter den genannten Bedingungen bis zu siebenfache Koinzidenzen auftreten können (Monte Carlo-Modell). Da oberhalb einer Windgeschwindigkeit von etwa  $1\text{ m/s}$  keine systematischen Unterschiede zwischen den Ergebnissen der beiden Modelle erkennbar sind, ist eine Beschränkung des analytischen Modells auf maximal dreifache Koinzidenzen gerechtfertigt.

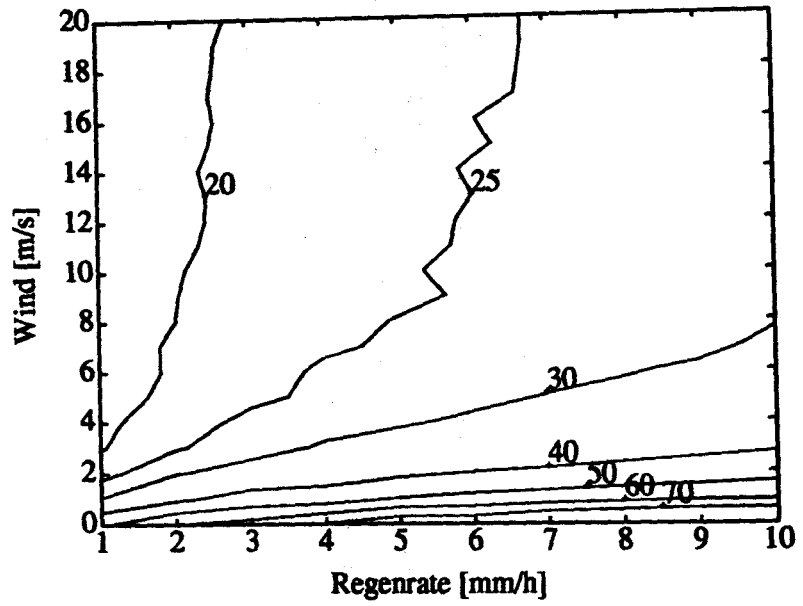


Abbildung 28: Rel. Überschätzung bei Landregen, Zeitmethode

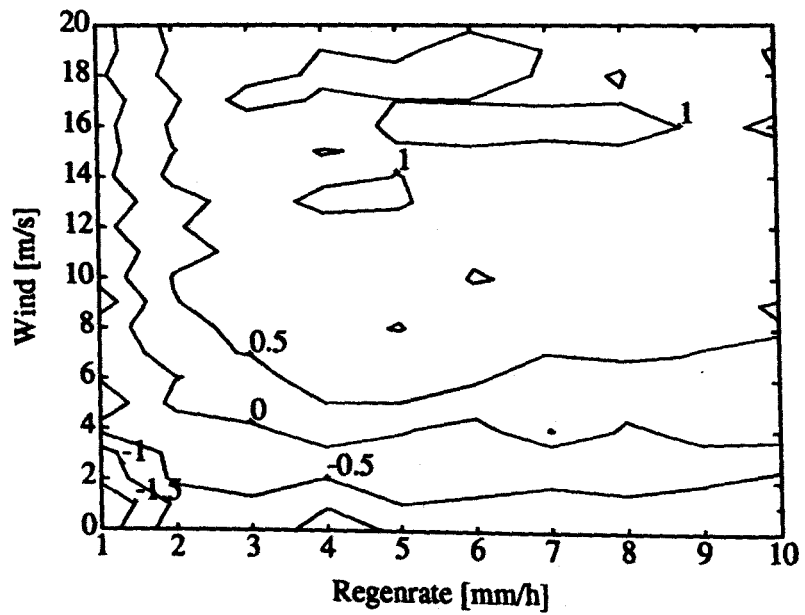


Abbildung 29: Rel. Überschätzung bei Landregen, Anzahlmethode

Die Abbildungen 30 bis 33 stellen die Standardabweichungen einer Disdrometermessung ohne Einbeziehung des Stichprobenfehlers für eine achtminütige Meßzeit dar. Die darin eingetragenen Zahlenwerte beziehen sich auf die Einheit  $mm/h$ . Wie bei den Abbildungen 28 und 29 stellt auch bei den folgenden Darstellungen jeder der 210 Gitterpunkte den Mittelwert über 200 Einzelrechnungen dar, so daß jeder Abbildung  $200 \times 210 = 42000$  Monte Carlo-Rechnungen zugrundeliegen.

Bei allen durchgeführten Modellrechnungen zeigt sich ein Maximum in der Standardabweichung bei hohen Regenraten und geringen Windgeschwindigkeiten. Diese Maxima sind auf den Einfluß der Koinzidenzen zurückzuführen, da Koinzidenzen relativ seltene Ereignisse darstellen, die aber unter diesen Bedingungen einen hohen Anteil am gemessenen Niederschlag ausmachen (siehe Abbildung 28). Die Niederschlagsberechnung mittels der Anzahlmethode resultiert bei allen Rechnungen in eine geringere Standardabweichung als bei der Zeitmethode. Diese Tatsache liegt in der geringeren Empfindlichkeit der Anzahlmethode gegenüber Koinzidenzen begründet. Bei einem direkten Vergleich der beiden Auswertemethoden ist jedoch anzumerken, daß bei der Niederschlagsberechnung mit der Anzahlmethode eine Messung der Windgeschwindigkeit erforderlich ist, mögliche Fehler in den Windmessungen bei den hier vorgestellten Ergebnissen aber nicht berücksichtigt wurden.

Ein Vergleich der Rechnungen mit und ohne  $T_{max}$ -Filter zeigt, daß mit der Unterdrückung von Koinzidenzen auch die Standardabweichung der mit der Zeitmethode berechneten Regenraten deutlich vermindert wird.

Neben den oben beschriebenen Konfigurationsmöglichkeiten ist es bei diesem Modell außerdem erlaubt, die Geometrie des Meßvolumens selbst zu variieren, um das Disdrometer für unterschiedliche Arbeitsgebiete optimieren zu können. Beispielsweise ist zur Messung von festem Niederschlag (Schnee) eine Vergrößerung der Querschnittsfläche des Meßvolumens sinnvoll. Umgekehrt wäre zur Untersuchung der Feuchtdeposition atmosphärischer Spurenstoffe eine Verkleinerung der Querschnittsfläche notwendig, um die Genauigkeit der Größenmessung bei kleinen Tropfen zu erhöhen und gleichzeitig die Wahrscheinlichkeit für Koinzidenzen zu vermindern.

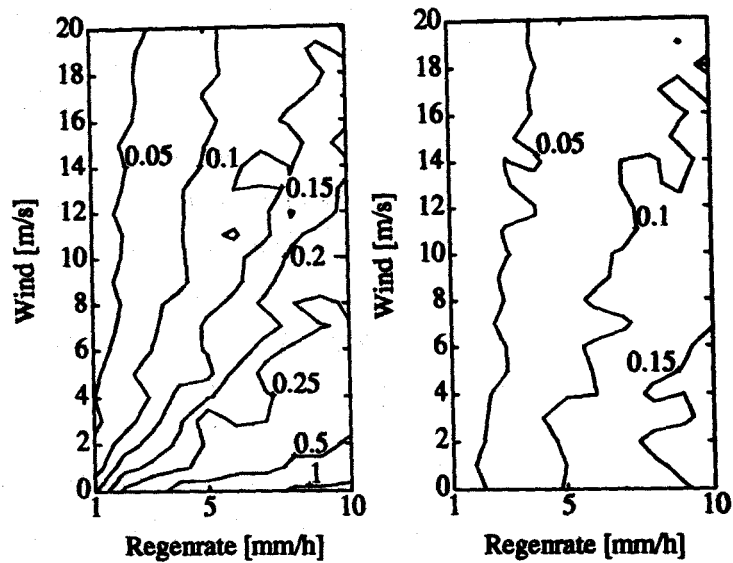


Abbildung 30: Standardabweichung einer Disdrometermessung bei Landregen in mm/h (ohne  $T_{max}$ -Filter). Links: Zeitmethode, rechts: Anzahlmethode

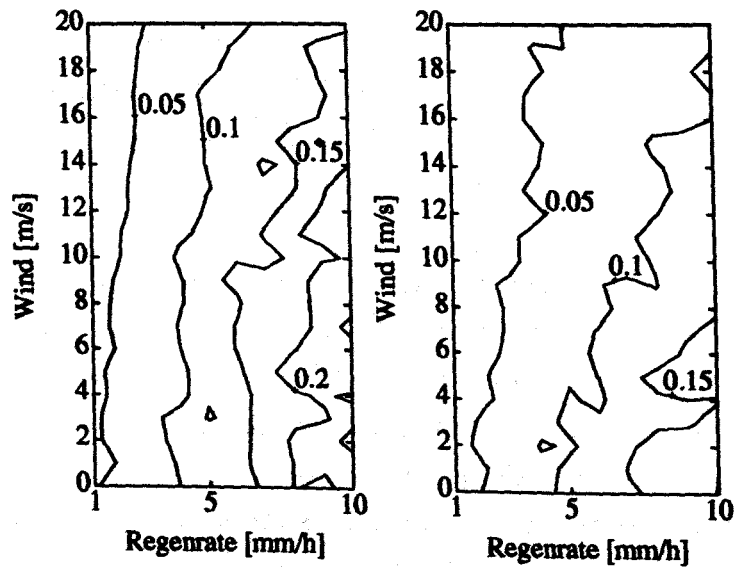


Abbildung 31: Standardabweichung einer Disdrometermessung bei Landregen in mm/h (mit  $T_{max}$ -Filter). Links: Zeitmethode, rechts: Anzahlmethode

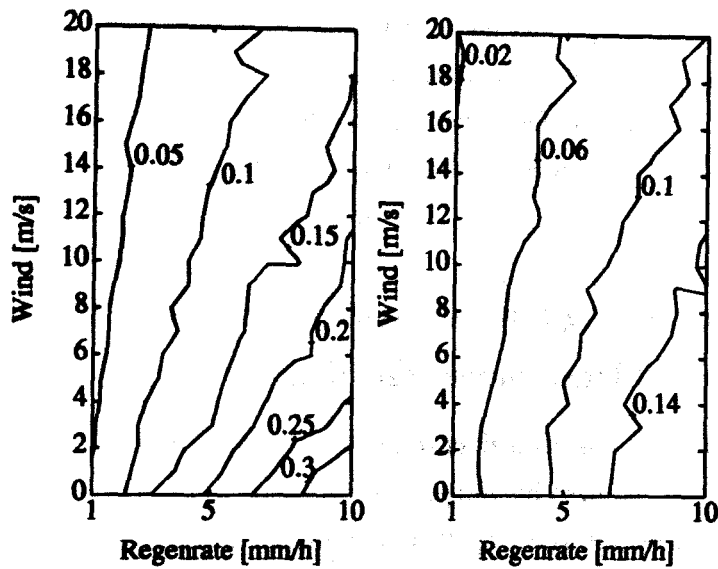


Abbildung 32: Standardabweichung einer Disdrometermessung bei Schauer in mm/h (ohne  $T_{max}$ -Filter). Links: Zeitmethode, rechts: Anzahlmethode

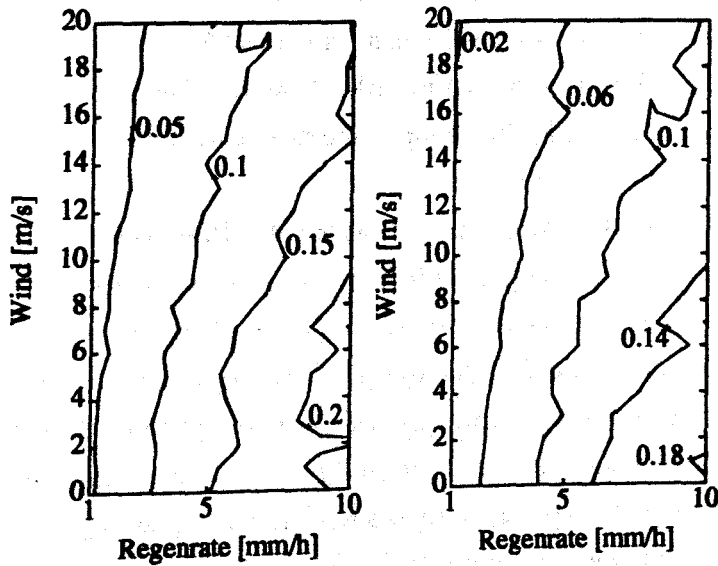


Abbildung 33: Standardabweichung einer Disdrometermessung bei Schauer in mm/h (mit  $T_{max}$ -Filter). Links: Zeitmethode, rechts: Anzahlmethode

Das Ziel einer solchen Optimierung ist die Minimierung des resultierenden zufälligen Meßfehlers. Dabei muß berücksichtigt werden, daß eine Vergrößerung des Meßvolumens zwar den Stichprobenfehler verringern, gleichzeitig aber durch das vermehrte (zufällige) Vorkommen von Koinzidenzen die Meßungenauigkeit tendentiell erhöht würde.

### 4.3 Berücksichtigung der systematischen Effekte bei der Niederschlagsanalyse mit dem optischen Disdrometer

Durch das Auftreten von Koinzidenzen und streifenden Durchgängen bzw. durch die Unterdrückung dadurch hervorgerufener Signale ( $T_{max}$ -Filter) zeigt sich ein vom Disdrometer gemessenes 'Roh'-Spektrum verbogen: Die Tropfendichten der kleinen Tropfen  $d < 0.5 \text{ mm}$  werden unterschätzt, während im restlichen Spektrum eine zu große Tropfendichte angezeigt wird. Die Niederschlagsberechnung auf der Grundlage eines unkorrigierten Spektrums resultiert zumeist in eine Überschätzung des tatsächlich gefallenen Niederschlages.

Mit dem nachfolgend beschriebenen Iterationsverfahren wird nach demjenigen Tropfenspektrum gesucht, mit dem, bei einem mittleren Auftreten der beschriebenen Randeffekte, das gemessene Spektrum erklärt werden kann. Der Einfluß dieser Randeffekte bei der Messung eines Tropfenspektrums wird dabei unter Verwendung des analytischen Modells berechnet.

Aufgrund des begrenzten Auflösungsvermögens des Disdrometers können Tropfen mit einem kleineren Durchmesser als  $0.35 \text{ mm}$  nicht erfaßt werden. Da aber gerade die in großer Dichte auftretenden kleinen Tropfen maßgeblich an den Koinzidenzen beteiligt sind, ist es erforderlich, das vom Disdrometer gemessene Tropfenspektrum in den Bereich der sehr kleinen Tropfen hinein zu extrapolieren. Diese Extrapolation erfolgt durch die Anpassung eines Gamma-Spektrums an die gemessenen Tropfendichten. Bei dieser Anpassung werden keine Annahmen bezüglich der Form des Spektrums gemacht, sondern es werden nach der Methode der kleinsten Quadrate alle drei Gamma-Spektralparameter  $N_0$ ,  $\mu$ , und  $\Lambda$  optimiert.

Die Rekonstruktion des wahren Tropfenspektrums erfolgt iterativ. Abbildung 34 illustriert das verwendete Analyseverfahren.

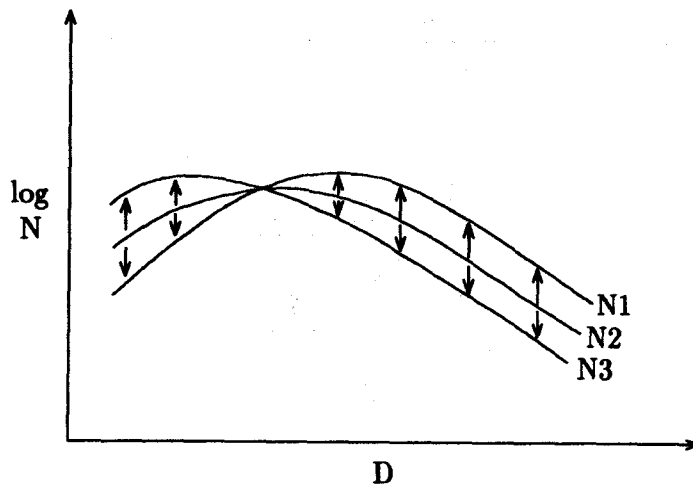


Abbildung 34: Prinzip des Iterationsverfahrens. Die Verschiebung der Spektren ist zur Verdeutlichung übertrieben dargestellt.

Im ersten Iterationsschritt wird das wie oben beschrieben ergänzte 'Roh'-Spektrum (Graph N2) als das richtige Tropfenspektrum angenommen und mit dem analytischen Modell dasjenige Spektrum berechnet, welches das Disdrometer (im statistischen Mittel) in diesem Falle anzeigen würde (Graph N1). In einer anschließenden Analyse wird aus dem vorausgesetzten und dem simulierten Tropfenspektrum das Ausgangsspektrum für den nächsten Iterationsschritt (Graph N3) berechnet, indem die Differenz der Tropfendichten zwischen dem simulierten und dem angenommenen Spektrum von letzterem abgezogen wird:

$$N3 = e^{(\log(N2) - (\log(N1) - \log(N2)))} = e^{(2 \cdot \log(N2) - \log(N1))}$$

Jeder Iterationsschritt endet mit der Berechnung der Regenrate, die dem jeweils resultierenden Tropfenspektrum (Graph N3) entspricht. (Gleichung 12). Eine Konvergenz des Verfahrens ist erreicht, sobald die Regenraten bei zwei aufeinanderfolgenden Iterationsschritten weniger als 2% voneinander differieren.

In den meisten Fällen ist die Konvergenz dieses Analyseverfahrens nach dem dritten Iterationsschritt erreicht.

In Abbildung 35 ist beispielhaft das Ergebnis der Korrektur eines vom Monte Carlo-Modell simulierten Tropfenspektrums abgebildet. Zur Überprüfung des oben be-



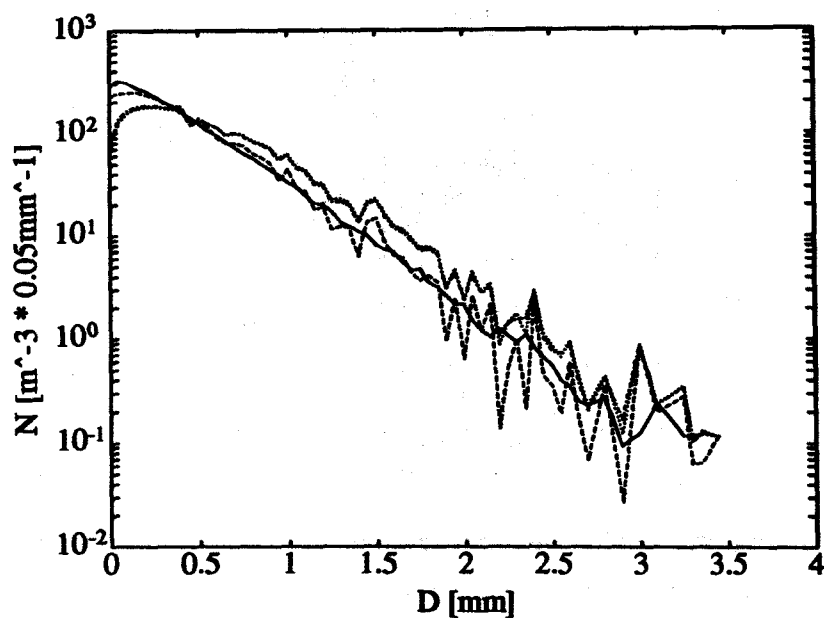


Abbildung 35: Analyse eines gemessenen Tropfenspektrums. Durchgezogene Linie: Referenzspektrum; gepunktete Linie: simulierte Messung (MC-Modell); gestrichelte Linie: analysiertes Spektrum; strichpunktierte Linie: auf der Grundlage des analysierten Spektrums simulierte Messung

beschriebenen Korrekturverfahrens sind tatsächlich gemessene Tropfenspektren ungeeignet, da in einem solchen Fall das 'wahre' Spektrum unbekannt ist. Das vom Monte Carlo-Modell simulierte Tropfenspektrum wurde ausgehend von einem Gamma-Spektrum mit einer vorgegebenen Regenrate von  $10 \text{ mm/h}$  und einer Windgeschwindigkeit von  $0 \text{ m/s}$  berechnet. Das Ergebnis der Monte Carlo-Simulation ist das in der Abbildung 35 gepunktet dargestellte Spektrum. Bei dieser simulierten Messung wurden 830 zweifache und 152 dreifache Koinzidenzen festgestellt. Eine Integration des simulierten Spektrums ergibt eine Regenrate von  $17.0 \text{ mm/h}$ , was einer relativen Überschätzung von 70% entspricht. In Abb. 35 sind ebenfalls die Ergebnisse des Korrekturverfahrens eingetragen: Die gestrichelte Linie kennzeichnet das korrigierte Tropfenspektrum und die strichpunktierte Linie dasjenige Spektrum, welches unter Verwendung des analytischen Modells ausgehend von dem korrigierten Spektrum als

Schauer		RR [mm/h]		Landregen		RR [mm/h]	
		1	10			1	10
		unkorrigiert	unkorrigiert			unkorrigiert	unkorrigiert
		korrigiert	korrigiert			korrigiert	korrigiert
U [m/s]	0	1.07	11.6	U [m/s]	0	1.60	18.2
		0.99	9.8			1.06	10.2
	10	1.05	11.2		10	1.14	12.5
		0.99	9.9			1.00	9.9
	20	1.06	11.1		20	1.14	12.6
		1.00	9.9			1.00	10.0

Schauer (mit $T_{max}$ - Filter)		RR [mm/h]		Landregen (mit $T_{max}$ - Filter)		RR [mm/h]	
		1	10			1	10
		unkorrigiert	unkorrigiert			unkorrigiert	unkorrigiert
		korrigiert	korrigiert			korrigiert	korrigiert
U [m/s]	0	0.99	9.6	U [m/s]	0	0.89	8.5
		0.98	9.6			0.99	9.9
	10	1.05	11.0		10	1.15	12.7
		0.99	9.8			1.02	10.0
	20	1.05	10.9		20	1.15	12.7
		1.00	9.8			1.01	10.0

Tabelle 4: Simulierte Disdrometermessungen mit und ohne Anwendung des Analyseverfahrens. Die Ergebnisse stellen die Mittelwerte über jeweils 10 Rechnungen dar. Die in dieser Tabelle aufgeführten Niederschlagsarten sind durch die in Tabelle 1 gegebenen Parameter definiert.

Messung des Disdrometers simuliert wurde. Dem korrigierten Spektrum entspricht eine Regenrate von 9.8 mm/h. Es ist zu sehen, daß das Korrekturverfahren in diesem Fall in der Lage ist, ein gemessenes Tropfenspektrum bezüglich streifender Durchgänge und Koinzidenzen zu korrigieren.

Zum Nachweis der Gültigkeit dieses Inversverfahrens für andere Niederschlagsarten, Regenraten und Windgeschwindigkeiten wurden weitere Rechnungen durchgeführt. Tabelle 4 zeigt die Mittelwerte von jeweils 10 simulierten Disdrometermessungen mit und ohne Anwendung des Verfahrens. Die analysierten Regenraten entsprechen in jedem Fall deutlich besser der vorgegebenen Niederschlagsintensität als die unkorrigierten Regenraten. Der leichten Unterschätzung des Niederschlages durch das Analyseverfahren bei konvektivem Niederschlag steht eine leichte Überschätzung des Regens bei Landregen gegenüber. Diese betragsmäßig sehr kleinen Abweichungen der analysierten Regenrate von dem jeweils vorgegebenen Wert zeigen die Verwendbarkeit des vorgestellten Iterationsverfahrens zur Analyse der Regenrate anhand von gemessenen Tropfenspektren.

## 5 Vergleichsmessungen bei schwachen Winden

Zur Verifikation des im vorigen Kapitel vorgestellten Analyseverfahrens für die gemessenen Tropfenspektren wurden direkte Vergleichsmessungen zwischen dem Disdrometer und einem konventionellen Regensammler nach Prof. HELLMANN durchgeführt. Da letzteres Gerät nur bei geringen Anströmgeschwindigkeiten die exakte Regenrate anzeigt (z.B. SEVRUK 1985), kann aus Ermangelung eines absoluten Niederschlagsmeßgerätes eine Kontrolle des Analyseverfahrens bei hohen Anströmgeschwindigkeiten ( $u > 10 \text{ m/s}$ ) nicht erfolgen.

Die Vergleichsmessungen zwischen dem Disdrometer und einem HELLMANN-Regensammler wurden vom 1.6.1993 bis 31.8.1994 auf dem Dach des Institutes für Meereskunde durchgeführt.

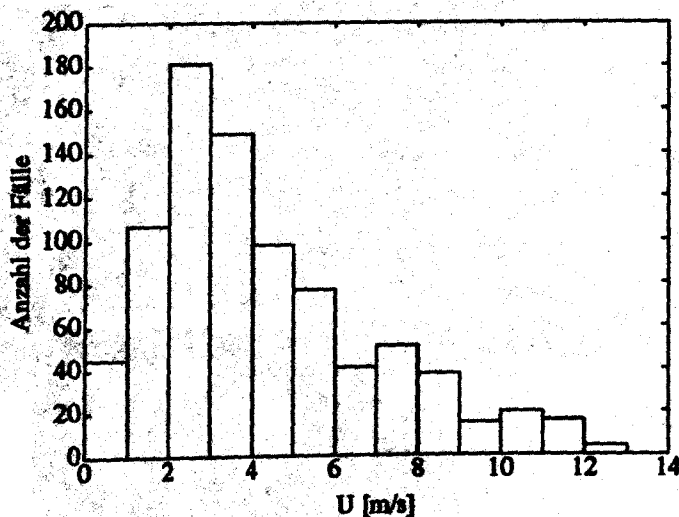


Abbildung 36: Histogramm der Windgeschwindigkeit bei Regen, gemessen auf dem Dach des IfM

Abbildung 36 stellt die Verteilung der Windgeschwindigkeiten für alle Niederschlagsmessungen des Untersuchungszeitraumes dar. Es zeigt sich, daß Windgeschwindigkeiten oberhalb von  $6 \text{ m/s}$  selten vorkommen, während der Median der Verteilung bei  $3 \text{ m/s}$  liegt. Das völlige Fehlen von Windgeschwindigkeiten  $> 12 \text{ m/s}$  in diesem

Datensatz bedeutet keinen Nachteil, da oberhalb dieses Betrages der HELLMANN-Regensammler einen zu großen Umströmungsfehler aufweist (z.B. FOLLAND 1988, SEVRUK 1991), um ihn für Vergleichsmessungen mit dem Disdrometer benutzen zu können.

Um die Messungen vor störenden Einflüssen, hervorgerufen durch auf dem Dach installierter Geräte (z.B. Lüfter), möglichst zu schützen, sind die Instrumente zusammen mit einem Schalenkreuzanemometer auf einem zu diesem Zweck aufgestellten, 2,5 m hohen Gerüst montiert. Diese Aufstellung des Hellmann-Regensammlers entspricht zwar nicht den Richtlinien des DWD, aber es lassen sich auf diese Weise die Verhältnisse an Bord eines großen Schiffes simulieren. Der horizontale Abstand zwischen dem Disdrometer und dem mechanischen Gerät beträgt ca. 4 Meter. Abbildung 37 verdeutlicht die beschriebene Meßanordnung.

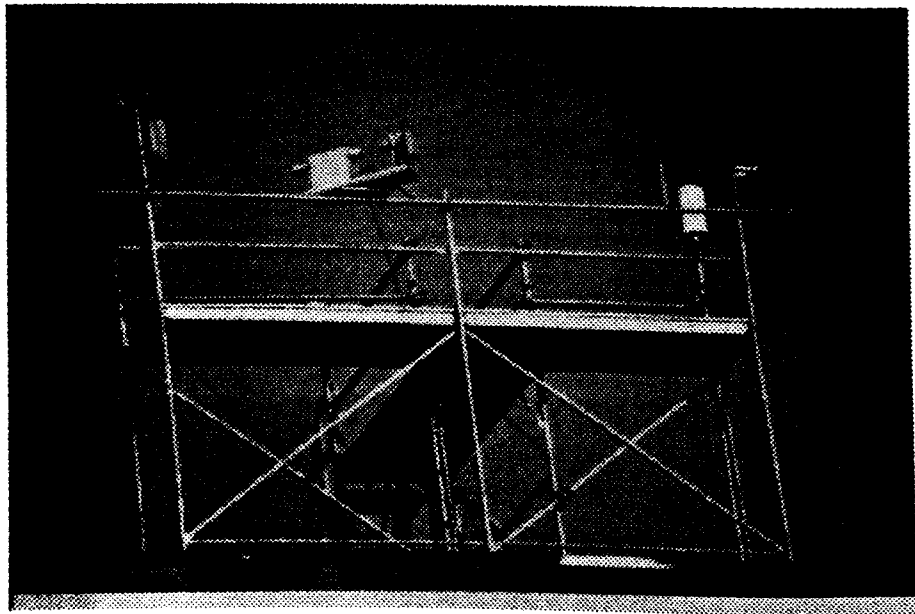


Abbildung 37: **Meßplattform auf dem Dach des IfM.** Von links nach rechts: *IfM-Disdrometer, ILLINGWORTH-Disdrometer, Anemometer, HELLMANN-Regensammler, Schiffsregensmesser*

Die Messungen beider Geräte wurden bezüglich systematischer Fehler korrigiert.

Dabei wurde für den HELLMANN-Regensammler eine von ALLERUP & MADSEN (1979) in Dänemark abgeleitete Korrekturformel zur Berücksichtigung des Umströmungsfehlers bei flüssigem Niederschlag benutzt:

$$R_{korr} = k \cdot R_H$$

$$k = \exp(-0.002 \cdot \text{Ln}(RR) - 0.0081 \cdot U_{10} \cdot \text{Ln}(RR) + 0.023 \cdot U_{10} + 0.01) \quad (22)$$

Dabei ist

$RR$  : Tagesmittelwert der Regenrate bei Regen in  $mm/h$

$R_H$  : gemessene Tagessumme des Niederschlages in  $mm$

$R_{korr}$  : korrigierte Tagessumme des Niederschlages in  $mm$

$U_{10}$  : Tagesmittel der Windgeschwindigkeit bei Regen in 10 m Höhe in  $m/s$

In diesem Korrekturalgorithmus geht die auf die Standardmeßhöhe von 10 m bezogene Windgeschwindigkeit ein, während die Niederschlagsdaten für eine Meßhöhe von einem Meter angegeben werden sollen. Da im IfM-Datensatz der Wind in der Höhe des Niederschlagssammlers vorliegt, wurde Gleichung 22 dahingehend umgeformt, daß die Windgeschwindigkeit anstatt in zehn Metern Höhe in der Höhe des Niederschlagssammlers (also 1 m) angegeben werden kann. Zur Durchführung dieser Änderung ist es erforderlich, Annahmen über die mittlere Dichteschichtung zu machen, die dem von ALLERUP & MADSEN verwendeten Datensatz zugrundeliegen. Da diesbezüglich keine Informationen vorliegen, wurde ein logarithmisches Windprofil bei neutraler Dichteschichtung angenommen:

$$u_R = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \text{Ln} \left( \frac{1m}{z_0} \right) \quad \Rightarrow \quad u_* = \frac{u_R \cdot \kappa}{\text{Ln} \left( \frac{1m}{z_0} \right)}$$

$$u_{10} = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \text{Ln} \left( \frac{10m}{z_0} \right) = u_R \cdot \frac{\text{Ln} \left( \frac{10m}{z_0} \right)}{\text{Ln} \left( \frac{1m}{z_0} \right)} \quad (23)$$

Dabei bedeuten

$u_*$  : Schubspannungsgeschwindigkeit in  $m/s$

$u_R$  : Windgeschwindigkeit in der Höhe der Regenmessung in  $m/s$

$\kappa$  : von Karman-Konstante ( $\kappa \simeq 0.4$ )

$z_0$  : Rauigkeitslänge in  $m$ .

Unter der Voraussetzung einer typischen Rauigkeitslänge  $z_0 = 0.1 \text{ m}$  für die dänischen Niederschlagsmeßfelder<sup>3</sup> vereinfacht sich Gleichung 23 zu

$$u_{10} = 2 \cdot u_R$$

Durch das Einsetzen dieser Beziehung in die Korrekturformel (Gleichung 22) resultiert ein modifizierter Algorithmus, welcher auch an anderen Meßorten unterschiedlicher Rauigkeit einsetzbar ist, wenn die Windgeschwindigkeit in der Höhe des HELLMANN-Regensammlers bekannt ist.

Um einen Vergleich der Messungen des Disdrometers mit denen des HELLMANN-Regensammlers anstellen zu können, wurden die gemessenen Niederschläge des Regensammlers zu Tagessummen zusammengefaßt und mit dem abgewandelten Algorithmus von ALLERUP & MADSEN korrigiert. Zur Korrektur der Disdrometerdaten wurde das in Abschnitt 5.3 beschriebene Inversverfahren verwendet.

Die resultierenden Tagessummen des Regensammlers zeigen eine 98%-ige Korrelation mit den entsprechenden Werten des Disdrometers, während die über den gesamten Meßzeitraum aufsummierte Niederschlagshöhe des Disdrometers diejenige des Regensammlers um 1.9% übersteigt. Dieses Ergebnis ist von der Wahl der Rauigkeitslänge  $z_0$  abhängig, da diese bei der Berechnung der 10-Meter-

$z_0$	$\sum R_{Disdrometer} / \sum R_{Hellmann}$
0.05	1.05
0.1	1.02
0.2	0.97

Tabelle 5: **Vergleich der Niederschlagssummen des Disdrometers mit denen des korrigierten Hellmann-Regensammlers.** *Die gute Übereinstimmung der Niederschlagssummen hängt nur wenig von der angenommenen Rauigkeitslänge  $z_0$  über den dänischen Meßfeldern ab.*

<sup>3</sup>Nach PANOFKY & DUTTON (1984) entspricht diese Rauigkeitslänge typischerweise offenem Gelände mit vereinzelt Hecken oder Zäunen

Windgeschwindigkeit eingeht und somit die Korrektur der Regensammler-Daten beeinflusst. Tabelle 5 zeigt den Einfluß einer Verdoppelung bzw. einer Halbierung von  $z_0$  auf die Niederschlagssummen.

Auch bei der bestehenden Unsicherheit bezüglich der Bestimmung der Rauigkeitslänge  $z_0$  zeigen diese Ergebnisse, daß die Korrektur der gemessenen Tropfenspektren zumindest hinsichtlich der resultierenden Regenrate keine groben systematischen Fehler beinhaltet.



## 6 Kalibrierung des Schiffsregennessers

Von September 1993 bis November 1994 haben an Bord von FS 'ALKOR' Vergleichsmessungen zwischen dem Schiffsregennmesser und dem optischen Disdrometer stattgefunden. Während dieses Zeitraumes war das Disdrometer auf einem speziellen, etwa 3 m hohen Mast befestigt, welcher vorn an der Steuerbordseite des Peildeckes arretiert ist. Der Schiffsregennmesser befand sich an der vorderen Reeling des Krähennestes<sup>4</sup> in einer Höhe von ca. 10 m über dem Peildeck und 16 m über dem Wasserspiegel. Die Messungen der Windgeschwindigkeit erfolgte in direkter Nachbarschaft des Schiffsregennmessers. Abbildung 38 gibt einen Überblick über die der nachfolgend beschriebenen Kalibrierung zugrundeliegenden relativen Windverhältnisse.

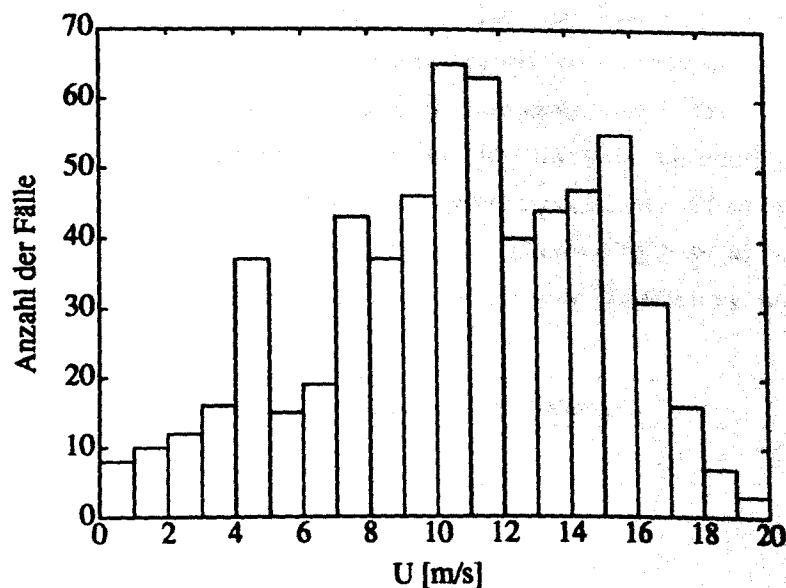


Abbildung 38: Relative Windgeschwindigkeiten auf FS 'ALKOR'. Es wurden nur die zur Kalibrierung verwendeten Meßwerte berücksichtigt.

Der gesamte Datensatz hat einen Umfang von 36615 Einzelmessungen. Davon sind jedoch nur 1809 Messungen mit Niederschlag, was einer Niederschlagshäufigkeit von

<sup>4</sup>Krähennest: höchste begehbare Plattform eines Schiffes

5% entspricht. Niederschlagsmessungen bei achterlichem Wind wurden aufgrund des hinter dem Schiffsregenschiff befindlichen Mastes ignoriert. Ebenfalls nicht verwertet wurden Messungen bei Lufttemperaturen  $T_L < 4^\circ\text{C}$  um eine Verfälschung der Messungen durch Anteile von festem Niederschlag auszuschließen, sowie die Fälle von einsetzendem Niederschlag, um bei den Messungen des Schiffsregenschiffers befeuchtete Sammelflächen voraussetzen zu können. Außerdem konnten ca. 2% der Niederschlagsdaten nicht zur Kalibrierung der Schiffsregenschiffers verwendet werden, da in einzelnen Fällen das Korrekturverfahren für die Disdrometerdaten nicht konvergierte. Der verbliebene Datensatz hat einen Gesamtumfang von 620 8-Minuten-Mittelwerten. Die in diesen Daten enthaltenen Lufttemperaturen reichen von  $4^\circ\text{C}$  bis  $23.5^\circ\text{C}$  bei einem Mittelwert von ca.  $12^\circ\text{C}$ .

Anhand dieses Datensatzes wurde eine Kalibrierung des Schiffsregenschiffers hinsichtlich der durch die Umströmung des Gerätes induzierten Randeffekte vorgenommen. Bei dieser Kalibrierung wird angenommen, daß die Fehlervarianzen des Disdrometers deutlich kleiner sind als die des Schiffsregenschiffers. Diese Voraussetzung rechtfertigt sich mit den Ergebnissen der Modellstudie des Disdrometers sowie aus der praktischen Erfahrung mit dem Schiffsregenschiff.

## 6.1 Kalibrierung der horizontalen Sammelfläche

Wie in der Einleitung zu dieser Arbeit bereits erwähnt, treten bei der Niederschlagsmessung auf See mittels einer horizontalen Auffangfläche prinzipiell zwei verschiedene windgeschwindigkeitsabhängige Randeffekte auf:

1. Durch die Umströmung des Schiffskörpers kann sich der Regenschiff in einem lokalen Auf- oder Abwindbereich befinden. Im Rahmen dieser Arbeit wurde keine Korrekturformel bezüglich durch nicht horizontale Anströmung des Gerätes hervorgerufene Fehler abgeleitet, da der Befestigungspunkt des Schiffsregenschiffers so gewählt wurde, daß dort die Luftströmung (unabhängig von der Anströmrichtung) als horizontal angenommen werden kann. Diese Aussage beruht auf den Ergebnissen der Auswertung von Windkanalversuchen mit einem Modell des FS 'ALKOR', die für die in situ-Kalibrierung

benutzt wurde. Es erscheint auch in Zukunft nicht sinnvoll eine derartige Korrektur abzuleiten, da eine dafür nötige zusätzliche Messung der Inklination der Anströmung technisch erheblich aufwendiger ist als die Anbringung eines Schiffsregennessers an einer gut exponierten Stelle über dem Schiff.

2. Ein anderer aerodynamischer Effekt entsteht bei der Umströmung des Gerätes selbst. Dabei wird ein Teil der auf das Gerät zuströmenden Luft gezwungen, über den Sammeltrichter zu fließen. Diese Umströmung ist gekennzeichnet durch eine Inklination an der Luv- und Leeseite des Trichters und eine Beschleunigung über dem Trichter.

Die Wirkung einer Störung des Windfeldes durch die Umströmung der horizontalen Auffangfläche auf deren Effektivität bei der Niederschlagssammlung hängt einerseits von der Charakteristik der Umströmung selbst und andererseits von dem vertikalen Impuls der einzelnen Regentropfen ab, denn Tropfen mit einem hohen Impuls reagieren weniger stark auf ein lokal deformiertes Windfeld als Tropfen mit einem geringen Impuls. Die oben genannte Umströmungs-Charakteristik kann als eine alleinige Funktion der Anströmgeschwindigkeit  $U$  angenommen werden, während der vertikale Impuls eines Tropfens  $P_v(r) = M_{tr}(r) \cdot V_{fall}(r)$  sich proportional zu  $r^{3.67}$  verhält. Daraus resultiert eine Abhängigkeit der Effektivität der horizontalen Sammelfläche von der Anströmgeschwindigkeit sowie vom jeweiligen Tropfenspektrum dahingehend, daß eine Verminderung der Anströmgeschwindigkeit oder des Anteils kleiner Tropfen am Niederschlag den Einfluß der Umströmung auf die Messung verringert. Die Messungen des Schiffsregennessers enthalten jedoch keine direkten Informationen über das Tropfenspektrum, weshalb zur Beschreibung des Umströmungsfehlers ein entsprechender Parameter nicht benutzt werden kann. Das Verhältnis zwischen der tatsächlichen Regenrate  $RR$  und der gemessenen Regenrate der horizontalen Sammelfläche des Schiffsregennessers ohne Berücksichtigung der aerodynamischen Effekte (Gleichung 2) wurde folgendermaßen parametrisiert:

$$\frac{RR}{C_h \cdot N_h} = 1 + a \cdot U^p$$

Wenn die Anströmgeschwindigkeit  $U$  in  $m/s$  und die Tropfrate der oberen Sammelfläche  $N_h$  in  $min^{-1}$  angegeben wird, folgt für die Konstanten  $a$  und  $p$ :

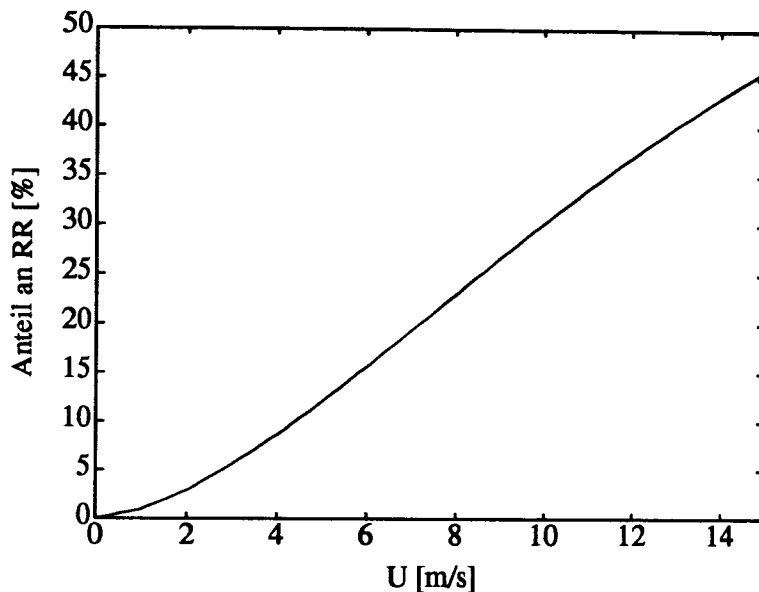


Abbildung 39: Anteil des Terms zum Ausgleich der Umströmungseffekte am berechneten Niederschlag

$a = 8.5 \times 10^{-3}$  und  $p = 1.7$ . Demnach gilt für die Berechnung der Regenrate aus den Messungen der horizontalen Fläche

$$RR_h = C_h \cdot N_h \cdot (1 + 8.5 \times 10^{-3} \cdot U^{1.7}) \left[ \frac{mm}{h} \right] \quad (24)$$

Der Einfluß des Tropfenspektrums ist in der Korrektur des gemessenen Niederschlages nicht berücksichtigt, wodurch die Varianz der Messungen mit horizontalen Sammelfläche erhöht wird. Bei der Kalibrierung der horizontalen Sammelfläche wurden nur diejenigen Vergleichsmessungen herangezogen, bei denen die Anströmgeschwindigkeit weniger als  $15 \text{ m/s}$  betrug. Diese Grenze ist ein aus der vorherigen Kalibrierung gewonnener Erfahrungswert.

Abbildung 39 stellt den prozentualen Anteil des Korrekturterms  $C_h \cdot N_h \cdot a \cdot U^{1.7}$  am berechneten Niederschlag  $RR_h$  als Funktion der Anströmgeschwindigkeit  $U$  dar. Bei  $U = 11 \text{ m/s}$  wird demnach ein Drittel des tatsächlichen Niederschlages nicht von der Sammelfläche aufgefangen. Das bedeutet, daß in diesem Fall die Korrektur einen Betrag erreicht, der 50 % des aufgefangenen Niederschlages entspricht. Oberhalb dieser Anströmgeschwindigkeit ist eine Korrektur der Messungen dieser Fläche

aufgrund des dann dominanten Einflusses des Korrekturterms in Verbindung mit der wachsenden Empfindlichkeit gegen Fehler in der Geschwindigkeitsmessung nicht sinnvoll. Die Bestimmung des Exponenten der Windgeschwindigkeit  $p$  erfolgte unter der Verwendung des Kriteriums der maximalen Korrelation zwischen der berechneten Regenrate  $RR_h$  und der korrigierten Regenrate des Disdrometers. Die Konstante  $a$  wurde so gewählt, daß die Ergebnisse des Schiffsregenmessers den Mittelwert der Referenzwerte reproduzieren.

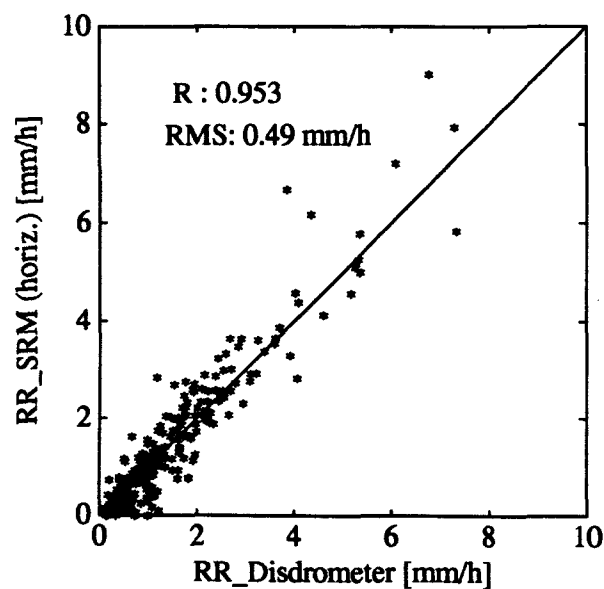


Abbildung 40: Ergebnis der Kalibrierung des horizontalen Sammeltrichters. Jeder Punkt repräsentiert einen 8-Minuten-Mittelwert. Der Korrelationskoeffizient  $R$  beträgt 0.95.

Das Ergebnis dieser Kalibrierung ist in Abb. 40 in Form eines Streudiagrammes dargestellt. Der Anteil der nicht erklärten Varianz an der Gesamtvarianz beträgt bei 8-Minuten-Mittelungsintervallen  $100 \cdot (1 - R^2) = 9.7\%$ .

## 6.2 Kalibrierung der vertikalen Sammelfläche

Im Gegensatz zur Niederschlagsmessung mit einer horizontalen Sammelfläche ist die Messung des Flüssigwassergehaltes  $LWC$  mittels einer zylindrischen, vertikal orientierten

tierten Sammelfläche unabhängig von einer Inklination in der Anströmung. Auch der Einfluß der Geräteumströmung auf die Effektivität der vertikalen Fläche ist verschieden von dem Umströmungseffekt bei dem horizontalen Sammeltrichter, da bei ersterem der *horizontale* Impuls der Regentropfen  $P_h(u, r) = u \cdot M_{tr}(r)$  relevant ist. Dieser Impuls ist eine lineare Funktion der Anströmgeschwindigkeit und zudem weniger stark von der Tropfengröße abhängig als der vertikale Impuls. Eine Erhöhung der Anströmgeschwindigkeit bewirkt eine Zunahme der Lateralbeschleunigung, die auf die Tropfen wirkt, gleichzeitig aber auch eine Zunahme des horizontalen Impulses der Tropfen. Die aus diesen beiden Effekten resultierenden Einflüsse auf die Niederschlagsmessungen wirken entgegengesetzt, heben sich aber nicht gegenseitig auf, so daß eine Windgeschwindigkeitsabhängigkeit auftritt.

Bei den Betrachtungen des Meßvorganges mit der vertikalen Sammelfläche darf ein weiterer windgeschwindigkeitsabhängiger Effekt nicht vernachlässigt werden: Tropfen mit hohem Impuls zerplatzen beim Auftreffen auf die Sammelfläche, wobei ein Teil des dabei entstehenden Spritzwassers nicht zur Messung gelangen kann.

Alle oben beschriebenen physikalischen Prozesse können aufgrund der im vorigen Abschnitt dargelegten Gründe nicht einzeln parametrisiert werden. Da diese Effekte sämtlich von der Anströmgeschwindigkeit  $U$  abhängen, wurde die Gleichung 4 wie folgt modifiziert um den Effekt der Geräteumströmung auf die Messung des Flüssigwassergehaltes zu berücksichtigen:

$$LWC_v = b_1 + C_v \cdot \frac{N_v}{U} \cdot (1 + b_2 \cdot U^q) \quad [g/m^3] \quad (25)$$

Im Gegensatz zu Gleichung 24 wurde zusätzlich eine additive Konstante  $b_1$  eingeführt. Der Grund hierfür ist, daß wegen des in Kapitel 3.2 erläuterten Abschattungseffektes die zu korrigierende Unterschätzung des Flüssigwassergehaltes durch die vertikale Sammelfläche bei geringen Anströmgeschwindigkeiten nicht verschwindet. Die Parameter  $b_1$ ,  $b_2$  und  $q$  wurden mittels nicht-linearer Regression nach MARQUARDT (1963) zu

$$b_1 = 0.026 \quad b_2 = 4 \times 10^{-4} \quad q = 2$$

bestimmt, wobei die Tropfrate  $N_v$  in  $min^{-1}$  und die Anströmgeschwindigkeit  $U$  in  $m/s$  angegeben werden.

In einem nächsten Schritt wurde ein Verfahren entwickelt, aus den Messungen der vertikalen Sammelfläche Aussagen über die Regenraten abzuleiten:

Der Flüssigwassergehalt  $LWC$  ist definiert durch die Beziehung

$$LWC = \int_0^{D_{max}} N(D) \cdot M_{tr}(D) \cdot dD. \quad (26)$$

Durch Einsetzen von Gleichung 13 in Gleichung 26 folgt

$$LWC = N_0 \cdot \int_0^{D_{max}} D^\mu \cdot e^{-\Lambda \cdot D} \cdot M_{tr}(D) \cdot dD. \quad (27)$$

Diese Gleichung kann nach dem Parameter  $\Lambda$  aufgelöst werden. Dazu sind folgende Rechenschritte erforderlich:

$$\begin{aligned} LWC &= N_0 \cdot \frac{4}{3} \frac{1}{8} \cdot \int_0^{D_{max}} D^\mu \cdot e^{-\Lambda \cdot D} \cdot D^3 \cdot dD \\ &= N_0 \cdot 0.523 \cdot \int_0^{D_{max}} D^{\mu+3} \cdot e^{-\Lambda \cdot D} \cdot dD \end{aligned} \quad (28)$$

Zur Auswertung des Integrales wird Gleichung 15 angewendet. Damit vereinfacht sich Gleichung 28 zu

$$LWC = 0.523 \cdot N_0 \cdot \frac{\Gamma(4 + \mu)}{\Lambda^{4+\mu}}$$

Eine Auflösung dieser Gleichung nach  $\Lambda$  führt zu der gesuchten Funktion  $\Lambda(LWC)$

$$\Lambda(LWC) = \left( \frac{0.523 \cdot N_0 \cdot \Gamma(4 + \mu)}{LWC} \right)^{\frac{1}{4+\mu}}. \quad (29)$$

Das Einsetzen der Gleichung 29 in Gleichung 16 resultiert in der gesuchten Beziehung  $RR(LWC)$ :

$$RR(LWC) = 33.31 \cdot N_0 \cdot \frac{\Gamma(4.67 + \mu)}{\Lambda(LWC)^{4.67+\mu}}. \quad (30)$$

Für diese Beziehung 30 wurde eine nicht-lineare Regression gerechnet um mittlere Parameter  $N_0$  und  $\mu$  an den vorhandenen Datensatz anzupassen. Das Ergebnis dieser Rechnung ist in Abbildung 41 dargestellt. Diese Optimierung ergab für  $\mu$  einen Wert von  $-1.7$  und für  $N_0$  den Wert  $250 \text{ m}^{-3} \text{ cm}^{-1-\mu}$ . Der Vergleich zwischen der angepaßten Funktion  $RR(LWC)$  mit derjenigen, die aus der Annahme eines exponentiellen Tropfenspektrums nach MARSHALL & PALMER

( $\mu = 0$ ,  $N_0 = 8 \times 10^5 \text{ m}^{-3} \text{ cm}^{-1}$ ) resultiert, zeigt, daß im letzteren Fall die berechneten Regenraten bei hohen Flüssigwassergehalten systematisch unterschätzt werden. Die Umrechnung des Flüssigwassergehaltes in Regenraten kann erheblich vereinfacht werden, indem Gleichung 30 durch eine Potenzfunktion angenähert wird. Die entsprechende Funktion lautet

$$RR(LWC) = 24.6 \cdot LWC^{1.3} \quad (31)$$

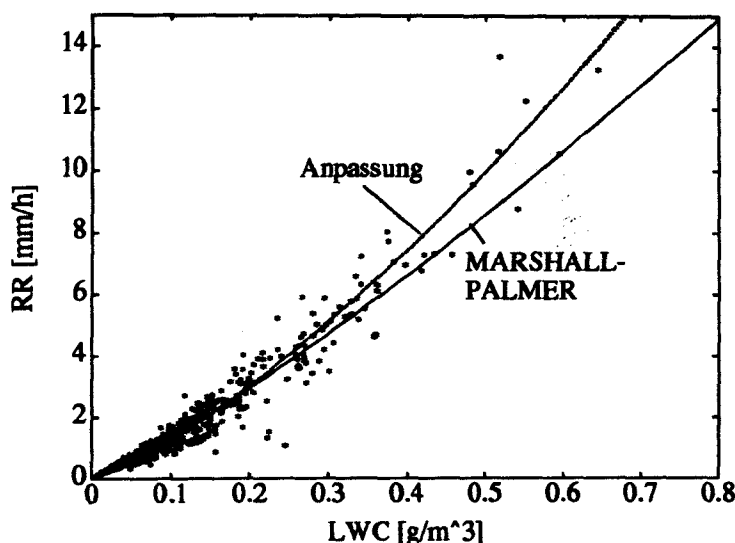


Abbildung 41: Zusammenhang zwischen  $LWC$  und  $RR$ . Dargestellt sind die Messungen des Disdrometers (Punkte), der funktionale Zusammenhang nach Gleichung 30 mit den Parametern  $\mu = -1.7$  und  $N_0 = 250 \text{ m}^{-3} \text{ cm}^{-1-\mu}$  (gestrichelte Linie), und der Zusammenhang nach MARSHALL & PALMER (1948) (durchgezogene Linie). Der gestrichelten Linie ist außerdem eine punktierte Linie überlagert, die eine Anpassung durch ein Potenzgesetz nach Gleichung 31 darstellt.

Diese Funktion weicht von der durch Gleichung 30 beschriebenen Kurve um maximal 0.8% ab. Der Gebrauch dieser Näherung ist gerechtfertigt durch die damit verbundene Vereinfachung der resultierenden Kalibrierung der vertikalen Sammelfläche:

$$RR_v = 24.6 \cdot \left( 0.026 + C_v \cdot \frac{N_v}{U} \cdot (1 + 4 \times 10^{-4} \cdot U^2) \right)^{1.3} \quad [mm/h] \quad (32)$$



Abbildung 42 zeigt die Messungen der seitlichen Sammelfläche (Gleichung 32) in Abhängigkeit von den Referenzwerten des Disdrometers.

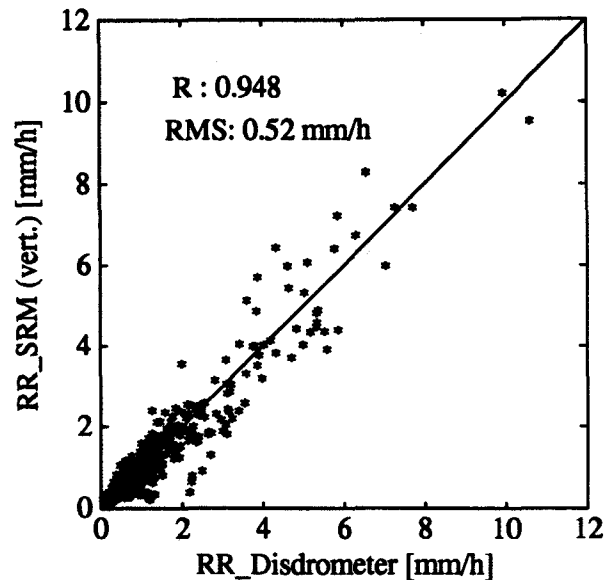


Abbildung 42: Ergebnis der Kalibrierung der vertikalen Sammelfläche. Jeder Punkt repräsentiert einen 8-Minuten-Mittelwert. Der Korrelationskoeffizient  $R$  beträgt 0.95.

Aufgrund des oben beschriebenen Abschattungseffektes sind nur die Messungen bei Anströmgeschwindigkeiten  $U > 8 \text{ m/s}$  eingetragen. Die Korrelation ist mit 95% genauso hoch wie bei den Ergebnissen der horizontalen Sammelfläche, obwohl bei den Vergleichsmessungen mit der vertikalen Sammelfläche deutlich höhere Anströmgeschwindigkeiten vorlagen.

### 6.3 Ableitung einer Wichtungsfunktion

In den vorausgegangenen Abschnitten wurde die Berechnung einer Regenrate jeweils aus den Messungen der horizontalen und der vertikalen Sammelfläche beschrieben. Es liegt nahe, diese voneinander unabhängigen Messungen zur Berechnung einer resultierenden Regenrate heranzuziehen. Dabei wird die Tatsache genutzt, daß beide

Sammelflächen unterschiedliche windgeschwindigkeitsabhängige Eigenschaften aufweisen. Auf diese Weise ist es möglich, bei bestimmten Anströmgeschwindigkeiten die Nachteile der einen Sammelfläche durch die Vorteile der anderen Fläche in dem gleichen Geschwindigkeitsbereich wettzumachen. Beispielsweise ist die horizontale Sammelfläche bei geringen Anströmgeschwindigkeiten am zuverlässigsten, während die Messungen der vertikale Fläche bei kleinen Geschwindigkeiten aufgrund der teilweisen Abschattung durch den darüberliegenden Trichter beeinträchtigt sind (siehe Abb. 3). Deshalb wurde eine Wichtungsfunktion gesucht, die der horizontalen Fläche bei geringen und der vertikalen Sammelfläche bei höheren Anströmgeschwindigkeiten mehr Gewicht verleiht. Der einfachsten Ansatz für eine derartige Funktion ist eine lineare Interpolation der Ergebnisse der beiden Sammelflächen in einem geeigneten Geschwindigkeitsintervall  $U_a \leq U \leq U_b$ . Bei kleineren und größeren Geschwindigkeiten soll die alleinige Messung der horizontalen bzw. der vertikalen Sammelfläche gelten:

$$RR = \begin{cases} RR_h & U < U_a \\ RR_v & U > U_b \\ (1 - \frac{U-U_a}{U_b-U_a}) \cdot RR_h + \frac{U-U_a}{U_b-U_a} \cdot RR_v & U_a \leq U \leq U_b \end{cases}$$

Abbildung 43 stellt die Korrelationskoeffizienten zwischen den resultierenden Messungen des Schiffsregennessers und den Referenzwerten des Disdrometers in Abhängigkeit von der Wahl des oben genannten Interpolationsbereiches dar.

Die höchste Korrelation erhält man für  $U_a = 6 \text{ m/s}$  und  $U_b = 18 \text{ m/s}$ . Obwohl oberhalb von ca.  $16 \text{ m/s}$  bei der horizontalen Sammelfläche die Umströmungskorrektur das eigentliche Niederschlagsignal überwiegt (Abb. 39), verbessert die Einbeziehung dieser Informationen bei Anströmgeschwindigkeiten von bis zu  $18 \text{ m/s}$  die Messungen des Schiffsregennessers. Diese Tatsache ist damit zu erklären, daß die Umströmungskorrektur für die horizontale Sammelfläche aus dem vorliegenden Datensatz abgeleitet und daher auch für die in ihm enthaltene Charakteristika (Verteilung der Windgeschwindigkeiten, Niederschlagsformen) optimiert wurde. Die Anwendung dieser Umströmungskorrektur auf einen unabhängigen Datensatz könnte daher bei hohen Windgeschwindigkeiten zu Fehlinterpretationen des Niederschlages führen. Deshalb wird für den operationellen Einsatz des Schiffsregennessers eine

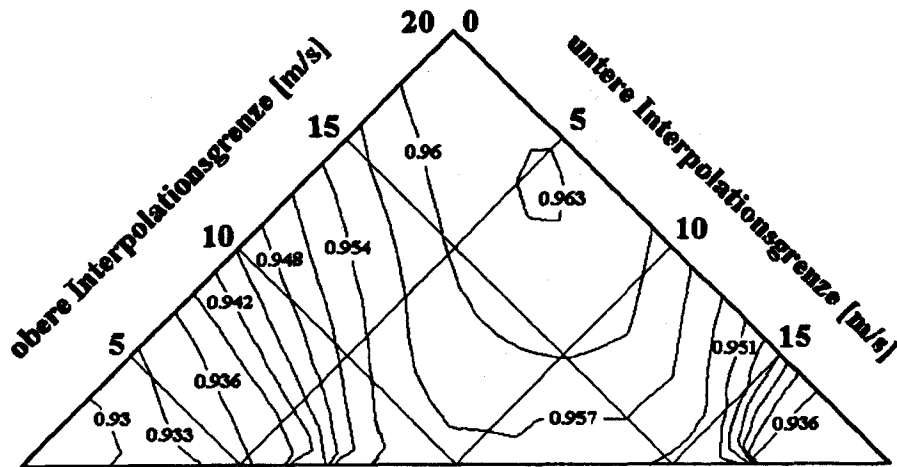


Abbildung 43: Korrelation der Vergleichsmessungen zwischen dem Disdrometer und dem Schiffsregmesser.

Herabsetzung des Meßbereiches der horizontalen Sammelfläche empfohlen, so daß der Betrag der Umströmungskorrektur ein Drittel des tatsächlichen Niederschlages nicht übersteigt. Entsprechend der Ergebnisse in Kapitel 7.1 bedeutet dieses Kriterium die Festsetzung der oberen Interpolationsgrenze  $U_b$  auf  $11 \text{ m/s}$  (Abb. 39).

Bei Windgeschwindigkeiten, die größer sind als die obere Interpolationsgrenze, sind die Messungen Schiffsregmessers aufgrund der speziellen Eigenschaften der vertikalen Sammelfläche invariant gegen eventuell auftretende Inklinationen in der Anströmung des Gerätes. Das Auftreten von Inklinationen bei geringen Geschwindigkeiten führt hingegen zu Fehlinterpretationen des gemessenen Niederschlages, da die Kalibrierung der horizontalen Sammelfläche eine inklinationsfreie Anströmung voraussetzt. Durch die Beschränkung der Verwendung der horizontalen Sammelfläche auf kleine Anströmgeschwindigkeiten sind auch die aus einer Inklinations resultierenden Vertikalbeschleunigungen der Regentropfen und somit der bewirkte Meßfehler begrenzt. Eine Herabsetzung der oberen Interpolationsgrenze führt daher auch zu einer verminderten Empfindlichkeit der Messungen gegenüber den Effekten der Schiffsumströmung.

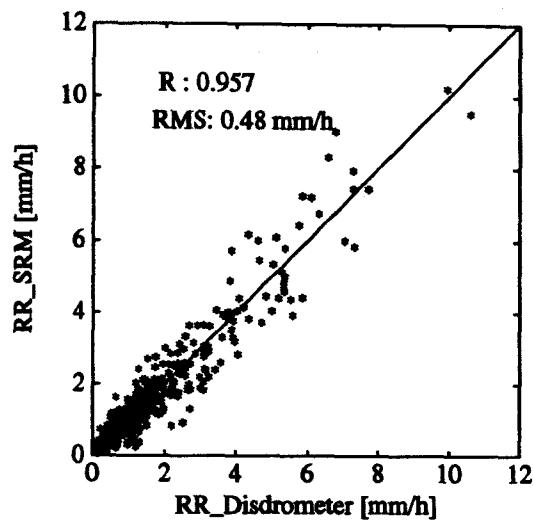


Abbildung 44: Gesamtergebnis der Schiffsregensmesser-Kalibrierung (ALKOR-Datensatz). Jeder Punkt repräsentiert einen 8-Minuten-Mittelwert. Der Korrelationskoeffizient  $R$  beträgt 0.96.

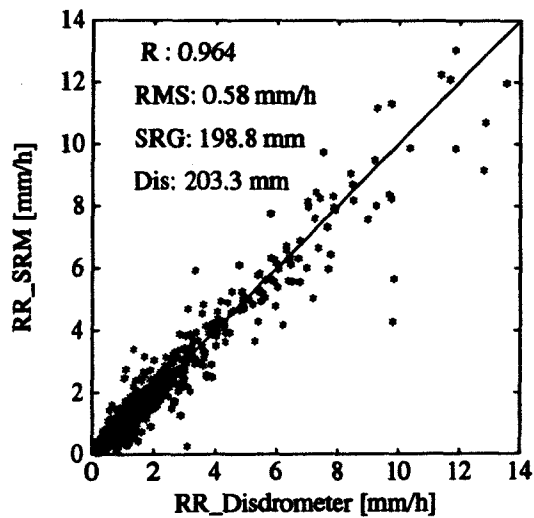


Abbildung 45: Test der Schiffsregensmesser-Kalibrierung anhand der Vergleichsmessungen auf dem Dach des IfM. Jeder Punkt repräsentiert einen 8-Minuten-Mittelwert. Der Korrelationskoeffizient  $R$  beträgt 0.96.

Ebenfalls im Hinblick auf eine Vergrößerung des Gültigkeitsbereiches der abgeleiteten Kalibrierung wurde bei den nachfolgenden Rechnungen die untere Interpolationsgrenze heraufgesetzt. Der neue Grenzwert wurde auf der Grundlage der Studie über die Abschattung der vertikalen Sammelfläche durch den darüberliegenden Sammeltrichter (Abb.3) zu 8 m/s bestimmt.

In Abbildung 44 sind die auf diese Weise berechneten Regenraten den vom Disdrometer gemessenen Referenzdaten gegenübergestellt.

Die oben abgeleitete Kalibrierung des Schiffsregennessers wurde abschließend unter Verwendung eines unabhängigen Datensatzes getestet. Zu diesem Zweck sind die in Kapitel 6 beschriebenen Vergleichsmessungen verwendet worden, an denen auch ein Schiffsregennmesser beteiligt war. Das Ergebnis dieses Tests ist in Abbildung 45 dargestellt. Bei Verwendung der in diesem Kapitel beschriebenen Kalibrierung des Schiffsregennessers reproduziert dieses Gerät 97.8 % der vom Disdrometer gemessenen Niederschlagssumme. Die Korrelation zwischen den beiden Meßinstrumenten beträgt 0.96. Wegen der meist geringen Windgeschwindigkeiten während dieser Vergleichsmessungen (siehe Abb. 36) beruhen diese Ergebnisse jedoch fast ausschließlich auf den Messungen der horizontalen Sammelfläche.

## 6.4 Fehlerabschätzung

Die in dem oben beschriebenen Datensatz enthaltene Gesamtvarianz  $\sigma_{Dis}^2$  der Disdrometermessungen von  $2.6 \text{ mm}^2/h^2$  setzt sich zusammen aus der natürlichen Varianz  $\sigma_{nat}^2$  des Niederschlages sowie der Fehlervarianz  $\mathcal{F}_{Dis}$  des Disdrometers:

$$\sigma_{Dis}^2 = \sigma_{nat}^2 + \mathcal{F}_{Dis} = 2.6 \text{ mm}^2/h^2 \quad (33)$$

Entsprechendes gilt für die Gesamtvarianz des Schiffsregennessers:

$$\sigma_{SRM}^2 = \sigma_{nat}^2 + \mathcal{F}_{SRM} = 2.75 \text{ mm}^2/h^2 \quad (34)$$

Da die beiden Geräte zeitlich synchron und in räumlich geringem Abstand gemessen haben, beinhalten deren Messungen dieselbe natürliche Varianz  $\sigma_{nat}^2$ . Das aus den unabhängigen Gleichungen 33 und 34 bestehende Gleichungssystem wird gelöst, indem die Fehlervarianz des Disdrometers  $\mathcal{F}_{Dis}$  abgeschätzt wird. Dazu wird ange-

nommen, daß die unten aufgeführten Effekte den zufälligen Fehler einer Disdrometermessung bestimmen:

- Der in Kapitel 5.3 beschriebene Algorithmus zur Berechnung einer Regenrate aus den gemessenen Tropfenspektren setzt voraus, daß die registrierten Koinzidenzen und streifenden Durchgänge mit den im Abschnitt 4.3 erklärten Wahrscheinlichkeiten aufgetreten sind. Da diese Voraussetzung durch die zeitliche Begrenzung des Meßintervalls nie exakt erfüllt ist, resultiert daraus ein Teil der Varianz der Referenzmessungen.
- Durch die geringen Ausmaße des optischen Volumens beim Disdrometer würden die Disdrometermessungen auch bei konstanter Regenrate und ohne jegliche Randeffekte eine Varianz aufweisen. Dieser *Stichprobenfehler* wird ebenfalls berücksichtigt.
- Von sekundärer Bedeutung ist der zufällige Fehler, der durch die in Kapitel 4.1 beschriebenen Inhomogenitäten in der Ausleuchtung des Meßvolumens hervorgerufen wird (siehe Abb. 6).

Die durch Koinzidenzen und streifende Durchgänge sowie durch die Inhomogenitäten in der Ausleuchtung des Meßvolumens hervorgerufene Varianz in den Disdrometermessungen  $\sigma_{KS}^2$  wurde unter Verwendung des in Kapitel 5.2 beschriebenen Monte Carlo-Modells bestimmt. Dazu wurden simulierte Tropfenspektren mit dem (auch bei den realen Messungen verwendeten) Analyseverfahren (Abschnitt 5.3) ausgewertet und die resultierende Varianz berechnet. In dieser Varianz ist ein Stichprobenfehler nicht enthalten, da bei den Monte Carlo-Rechnungen die Anzahl der Tropfen, die das Meßvolumen erreichen, konstant gehalten wurde und nur der Ort sowie die Zeit des Eindringens in das Volumen variiert wurde. Dadurch ergibt sich die Möglichkeit, die Varianzen der Disdrometermessungen detaillierter untersuchen zu können.

Die durch den Stichprobenfehler verursachte Varianz  $\sigma_{ST}^2$  wurde mit dem von GERTZMAN & ATLAS 1977 vorgestellten Verfahren bestimmt: Wenn vorausgesetzt werden kann, daß die gemessenen Tropfenzahlen jeder Klasse poissonverteilt

um ihren erwarteten Mittelwert  $\overline{Anz}(bin)$  sind, gilt

$$\sigma_{Anz(bin)}^2 = \overline{Anz}(bin).$$

Der mittlere Beitrag der Tropfenklasse  $bin$  am gemessenen Niederschlag  $RR(bin)$  ergibt sich aus dem Niederschlagsbeitrag eines einzelnen Tropfens dieser Klasse  $R_1(bin)$  multipliziert mit der mittleren gemessenen Tropfenanzahl:

$$RR(bin) = R_1(bin) \cdot \overline{Anz}(bin)$$

Die Varianz des Niederschlages einer bestimmten Tropfenklasse  $\sigma_{ST}^2(bin)$  ist das Produkt von  $R_1^2(bin)$  und der Varianz der Tropfenanzahl

$$\begin{aligned} \sigma_{ST}^2(bin) &= R_1^2(bin) \cdot \sigma_{Anz(bin)}^2 = R_1^2(bin) \cdot \overline{Anz}(bin) \\ &= R_1(bin) \cdot RR(bin) = \frac{RR^2(bin)}{\overline{Anz}(bin)} \end{aligned} \quad (35)$$

Demnach gilt für die (durch den Stichprobenfehler verursachte) Varianz einer einzelnen Niederschlagsmessung  $\sigma_{ST}^2$ :

$$\sigma_{ST}^2 = \sum_{bin=0}^{128} \frac{RR^2(bin)}{\overline{Anz}(bin)} \quad (36)$$

Die gesamte Fehlervarianz des Disdrometers  $\mathcal{F}_{Dis}$  ergibt sich aus

$$\begin{aligned} \mathcal{F}_{Dis} &= \sigma_{KS}^2 + \sigma_{ST}^2 \\ &= 0.0040 + 0.0062 \simeq 0.01 \text{ mm}^2/\text{h}^2 \end{aligned}$$

Diese Fehlervarianz entspricht einer Standardabweichung von  $0.1 \text{ mm}/\text{h}$ . Bezogen auf die dem Datensatz zugrundeliegende mittlere Regenrate von  $1.7 \text{ mm}/\text{h}$  ergibt sich ein relativer zufälliger Fehler von ca. 6% bei einer Meßperiode von 8 Minuten. Setzt man diese Abschätzung der Fehlervarianz des Disdrometers in Gleichung 33 ein, so läßt sich die natürliche Varianz des Niederschlages während der Vergleichsmessungen bestimmen:

$$\begin{aligned} \sigma_{nat}^2 &= \sigma_{Dis}^2 - \mathcal{F}_{Dis} \\ &= 2.60 - 0.01 = 2.59 \text{ mm}^2/\text{h}^2 \end{aligned}$$

Die Fehlervarianz des Schiffsregennessers ergibt sich schließlich aus der Differenz zwischen der gesamten Varianz des Schiffsregennessers  $\sigma_{SRM}^2$  und der natürlichen Varianz  $\sigma_{nat}^2$  (Gleichung 34):

$$\begin{aligned}\mathcal{F}_{SRM} &= \sigma_{SRM}^2 - \sigma_{nat}^2 \\ &= 2.75 - 2.59 = 0.16 \text{ mm}^2/\text{h}^2\end{aligned}$$

Diese Fehlervarianz resultiert bei einer 12-stündigen Niederschlagsmessung in einen relativen zufälligen Fehler von etwa 2.4% bezogen auf die in dem Datensatz enthaltene mittlere Regenrate von 1.7 mm/h.

Ähnlich wie bei der Fehlervarianz des Disdrometers läßt sich auch diejenige des Schiffsregennessers auf unterschiedliche physikalische Effekte zurückführen:

- Sowohl der Effekt der Geräteumströmung als auch die Umrechnung des gemessenen Flüssigwassergehaltes (der vertikalen Sammelfläche) in eine entsprechende Regenrate hängt vom jeweiligen Tropfenspektrum ab. Da die Daten des Schiffsregennessers aber keine Informationen über die Tropfengrößen beinhalten, wird ein optimiertes Tropfenspektrum angenommen, welches nur von der Regenrate, nicht aber von der Niederschlagsart (Schauer/Landregen/Niesel) abhängt. Abweichungen von dem angenommenen Tropfenspektrum können daher zu Varianzen in den Schiffsregennesser-Daten führen.
- Verglichen mit dem Querschnitt des optischen Volumens beim Disdrometer sind die Sammelflächen des Schiffsregennessers größer. Trotzdem treten bei beiden Sammelflächen Stichprobenfehler auf, die Varianzen in den Daten des Schiffsregennessers erzeugen.
- Das von den Sammelflächen aufgefangene Wasser wird durch Röhren und Schläuche in die Tropfenformer geleitet und dort gesammelt, bis eine ausreichende Menge zur Bildung eines Tropfens erreicht ist. Erst nach der Ablösung des Tropfens wird der gesammelte Niederschlag registriert. Dadurch weist der Schiffsregennesser besonders bei geringen Regenraten eine Trägheit auf, welche bei kurzen Integrationszeiten ebenfalls zur Varianz des Schiffsregennessers beiträgt.



- Die Größe der von den Tropfenformern gebildeten Tropfen bestimmt das Auflösungsvermögen des Schiffsregennessers: Je kleiner die Tropfen sind, desto mehr von ihnen werden erzeugt und desto kleiner ist die entsprechende Quantisierungsvarianz einer Niederschlagsmessung. BENDAT & PIERSOL (1968) bestimmen diese Varianz folgendermaßen:

Wenn  $p(x)$  die Wahrscheinlichkeitsdichte-Funktion des Quantisierungsfehlers mit der Eigenschaft

$$p(x) = \begin{cases} 1 & -0.5 \leq x \leq 0.5 \\ 0 & \text{sonst} \end{cases}$$

ist, dann ist der Mittelwert  $\mu_x$  gleich Null, da  $p(x)$  symmetrisch bezüglich des Wertes  $x = 0$  ist. Für die Varianz gilt dann

$$\sigma_x^2 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu_x)^2 \cdot p(x) \cdot dx = \int_{-0.5}^{0.5} x^2 \cdot dx \simeq 0.083 \quad [\text{Skaleneinheit}^2]$$

Bei einer typischen Meßperiode des Schiffsregennessers von 8 Minuten lautet die entsprechende Skaleneinheit  $\frac{\text{Tropfen}}{8 \text{ Min.}}$  und die Quantisierungsvarianz der Tropfrate beträgt  $0.083 \left(\frac{\text{Tropfen}}{8 \text{ Min.}}\right)^2$ . Da bei der Niederschlagsberechnung die Tropfrate  $N_h$  in der Einheit [Tropfen/Minute] angegeben werden soll, lautet die auf diese Einheit bezogene Quantisierungsvarianz

$$\sigma_x^2 = \frac{0.083}{8^2} = 1.29 \times 10^{-3} \quad [\text{Tropfen/Minute}]$$

Diese Varianz kann man entsprechend der Kalibrierungsbeziehung des Schiffsregennessers in einen Anteil der Fehlervarianz des gemessenen Niederschlages umrechnen. Beispielsweise gilt für die Niederschlagsbestimmung mit der horizontalen Sammelfläche bei Windstille (Gleichung 2)

$$RR_h = C_h \cdot N_h \simeq 0.3 \cdot N_h.$$

Für die Varianz der Niederschlagsmessung folgt demnach

$$\sigma_{RR_h}^2 = C_h^2 \cdot \sigma_x^2 \simeq 1.2 \times 10^{-4} \quad [mm^2/h^2]$$

Der daraus resultierende Standardabweichung  $\sigma_{RR_h}$  von etwa  $0.011 \text{ mm/h}$  ist, abgesehen von sehr kleinen Regenraten, vernachlässigbar.

## 7 Schlußbetrachtungen

Die Notwendigkeit von in situ Niederschlagsmessungen auf den Ozeanen ist offensichtlich. Die im ersten Kapitel dieser Arbeit dargelegte Problematik der Niederschlagsmessung auf einem fahrenden Schiff verhinderte bislang die Einführung konventioneller Regenmesser auf Schiffen, die Wetterbeobachtungen durchführen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Eigenschaften eines neuartigen Schiffsregenmessers studiert, der zur Niederschlagsmessung bei hohen Anströmgeschwindigkeiten mit einer vertikalen Auffangfläche versehen ist. Die Messungen mit dieser Sammelfläche sind unbeeinflusst von einer durch die Umströmung des Schiffes induzierten Inklination des lokalen Windfeldes. Bei geringen Anströmgeschwindigkeiten wird der Niederschlag mit einem aerodynamisch gestalteten horizontalen Sammeltrichter gemessen. Um die Tauglichkeit dieses Gerätes für den schiffsgestützten Einsatz zu überprüfen, wurden Vergleichsmessungen zwischen diesem Schiffsregenmesser und einem neuentwickelten optischen Disdrometer an Bord des Forschungsschiffes 'ALKOR' durchgeführt. Die Auswertung dieser Vergleichsmessungen ergab einen relativen zufälligen Fehler des Schiffsregenmessers von 2.4% bei einer 12-stündigen Integrationszeit. Zusätzlich durchgeführte langzeitliche Niederschlags-Vergleichsmessungen auf dem Gelände der Station des DWD in Harzgerode verdeutlichten die gegenüber einem herkömmlichen HELLMANN-Regensammler deutlich besseren aerodynamischen Eigenschaften des Schiffsregenmessers auch bei geringen Windgeschwindigkeiten (siehe Anhang E).

Der Schiffsregenmesser hat sich als geeignet erwiesen, über lange Zeiträume auf fahrenden Schiffen eingesetzt zu werden (siehe Anhang B). Aufgrund dieser positiven Ergebnisse wird eine internationale Einführung des Schiffsregenmessers empfohlen. In diesem Zusammenhang werden derzeit im Auftrage der WMO (World Meteorological Organisation) durch den DWD Vergleichsmessungen zwischen einem Schiffsregenmesser und anderen Meßgeräten durchgeführt. Ergebnisse dieser Untersuchungen liegen leider noch nicht vor.

Die in dieser Arbeit abgeleitete Kalibrierung des Schiffsregenmessers wurde auf der Grundlage eines Datensatzes abgeleitet, der hauptsächlich auf dem Gebiet der Nord-

und Ostsee gewonnen wurde. Eine Überprüfung dieser Kalibrierung in tropischen Gewässern ist für Ende 1995 geplant. Zu diesem Zweck wird FS 'POLARSTERN' im Sommer dieses Jahres mit einem optischen Disdrometer ausgerüstet werden.

Sowohl der Schiffsregenschwimmer wie auch das Disdrometer sind zur Messung von flüssigem Niederschlag optimiert worden, da auf der weitaus überwiegenden Fläche der Weltmeere, die von Handelsschiffen befahren werden, fast ausschließlich flüssiger Niederschlag zu erwarten ist. Gegenwärtig befinden sich am Institut für Meereskunde von beiden Geräten spezielle Varianten in der Erprobung, anhand derer die Möglichkeit zur Messung von Schnee, Graupel oder Hagel überprüft wird. Diese Erweiterung des Einsatzbereiches wird beim Schiffsregenschwimmer durch eine Heizung der Sammelflächen erreicht, während beim Disdrometer eine logarithmische Klasseneinteilung eingeführt wurde, so daß Körper mit einem Durchmesser von bis zu 2.2 cm aufgelöst werden können.

Das optische Disdrometer wurde bislang hauptsächlich als Referenzgerät bei der Kalibrierung des Schiffsregenschwimmers benutzt. Diese in den gemessenen Tropfenspektren enthaltenen Informationen können außerdem zur Diskussion anderer Fragestellungen herangezogen werden. In Anhang A werden Beispiele dazu vorgestellt.

# Anhang A

## Empirische Analyse der Disdrometerdaten

ULBRICH (1983) ermittelte eine Abhängigkeit zwischen den Parametern  $N_0$  und  $\mu$ , wodurch sich eine GAMMA-Verteilung näherungsweise auf eine zwei-Parameter-Verteilung reduzieren läßt ohne dabei die Fähigkeit zu verlieren, ein Maximum beschreiben zu können. Die aus den Disdrometernessungen ermittelten Parameter sind auf diesen Zusammenhang hin untersucht worden:

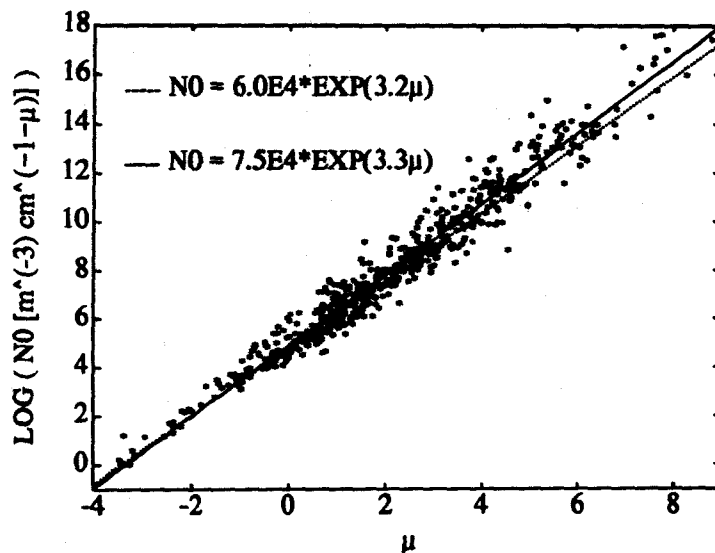


Abbildung 46: Zusammenhang zwischen  $N_0$  und  $\mu$ .

Abbildung 46 zeigt das Ergebnis dieser Untersuchung. Der von ULBRICH festgestellte lineare Zusammenhang zwischen dem Logarithmus von  $N_0$  und  $\mu$  ist deutlich zu erkennen. Unterschiede ergeben sich jedoch in der Steigung der Regressionsgeraden:

$$N_0 = 6.0 \times 10^4 \cdot e^{3.2\mu} \quad (\text{ULBRICH})$$

$$N_0 = 7.5 \times 10^4 \cdot e^{3.3\mu} \quad (\text{ALKOR-Datensatz})$$

Quelle	$N_0$	$\mu$	$\alpha$	$\beta$
<b>Orographischer Regen:</b>				
Wexler (1948)	$4.27 \times 10^4$	-0.27	208	1.53
Ramana Murty & Gupta (1959)	$9.82 \times 10^3$	-1.03	109	1.64
Blanchard (1953)	$1.59 \times 10^4$	-1.39	31	1.71
<b>Gewitterregen:</b>				
Jones (1956)	$2.05 \times 10^6$	1.63	486	1.37
Blanchard (1953)	$1.24 \times 10^6$	1.01	290	1.41
Savaramakrishnan (1961)	$2.46 \times 10^6$	1.01	219	1.41
Fujiwara (1965)	$7.05 \times 10^4$	0.40	450	1.46
<b>Niesel-, stratiformer Regen:</b>				
Jones (1956)	$6.40 \times 10^{10}$	4.65	313	1.25
Atlas & Chmela (1957)	$7.53 \times 10^5$	1.01	255	1.41
Fujiwara (1965)	$1.96 \times 10^5$	0.18	205	1.48
Marshall & Palmer (1948)	$7.24 \times 10^3$	-0.79	220	1.60
<b>Schauerregen:</b>				
Jones (1956)	$9.20 \times 10^{10}$	5.04	380	1.24
Fujiwara (1965)	$7.54 \times 10^6$	1.63	300	1.37
Imai (1960)	$1.09 \times 10^5$	-0.01	200	1.50
Muchnik (1961)	$1.31 \times 10^3$	-1.34	204	1.70
Foote (1966)	$9.13 \times 10^1$	-1.79	520	1.81
Higgs (1952)	1.29	-3.42	127	2.87

Tabelle 6: Ergebnisse der empirischen Analyse von Niederschlagsdaten  
Aus: ULBRICH, 1983

Im Rahmen von Kapitel 7.2 wurde die Ableitung von mittleren Werten für  $N_0$  und  $\mu$  aus den Messungen des optischen Disdrometers beschrieben:

$$N_0 = 250 \text{ m}^{-3} \text{ cm}^{-1-\mu} , \quad \mu = -1.7$$

ULBRICH (1983) beschreibt in seiner Arbeit eine Methode, aus diesen Werten empirische Parameter  $\alpha$  und  $\beta$  zu bestimmen, welche die Umrechnung einer Regenrate  $RR$  in den entsprechenden Radar-Reflektivitätsfaktor  $Z$  ermöglichen:

$$Z = \alpha \cdot RR^\beta$$

Eine Beschreibung dieser Methode kann im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen. Das Ergebnis dieser Rechnung lautet

Quelle	$\alpha$	$\beta$
ULBRICH (1983)	366	1.42
diese Arbeit	293	1.78

Tabelle 6 gibt einen Überblick über die entsprechenden Werte, die ULBRICH aus den Tropfenspektren anderer Autoren berechnet hat.

## Anhang B

### Ergebnisse 'METEOR' 1992–1994

Nach Ablauf der ersten Einsatz-Erprobungen des Schiffsregennessers an Bord von FS 'METEOR' während der Reisen Nr. 18 und 20 befindet sich seit Beginn der 23. Reise (Sept. 1992) permanent ein Schiffsregennesser auf diesem Schiff.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine Auswertung der bis einschließlich September 1994 aufgenommenen Daten vorgenommen. Da dieser Datensatz nur die Messungen eines einzigen Schiffes beinhaltet, hat er bei der bekannten Variabilität der Niederschlagsereignisse sehr beschränkte Aussagekraft. Die unten vorgestellten Ergebnisse der Auswertung dieses Datensatzes haben daher nur illustrativen Charakter. Für die nachfolgend beschriebenen Berechnungen wurde wegen der geringen Datendichte eine grobe räumliche Auflösung von  $10 \times 10$  Grad gewählt. Um dem Leser einen Eindruck von der Quantität des betrachteten Datenmaterials zu vermitteln, ist in Abbildung 47a für jedes Gitterpunktfeld die gesamte Meßdauer eingetragen. Die höchsten Datendichten liegen entlang der Ostküste Südamerikas, im östlichen Nordatlantik (zwischen Irland und den Kanarischen Inseln) und in den europäischen Randmeeren vor, während sich minimale Werte hauptsächlich im tropischen Atlantik und im zentralen Nordatlantik finden. Diese Verteilung der Daten ist bei der Bewertung der nachfolgend vorgestellten Ergebnisse zu berücksichtigen.

Anschließend wurde das Feld der Niederschlagshäufigkeit über dem Atlantischen Ozean berechnet. Die Niederschlagshäufigkeit ist der prozentuale Anteil der Niederschlagsmeldungen an der Gesamtzahl der Beobachtungen an einem Gitterpunkt. Das Ergebnis ist in Abbildung 47b dargestellt. Eine Übereinstimmung des resultierenden Feldes mit den aus der Klimatologie zu erwartenden Strukturen ist erkennbar: Maximale Werte treten in den Westwindzonen der beiden Hemisphären auf, während der östliche Südatlantik sowie das Gebiet zwischen 10 und 30 Grad Nord minimale Niederschlagshäufigkeiten aufweisen. In den Gebieten der größten Datendichte (östl. Nordatlantik und Südamerikanische Ostküste) ist zudem eine quantitative Übereinstimmung erkennbar.

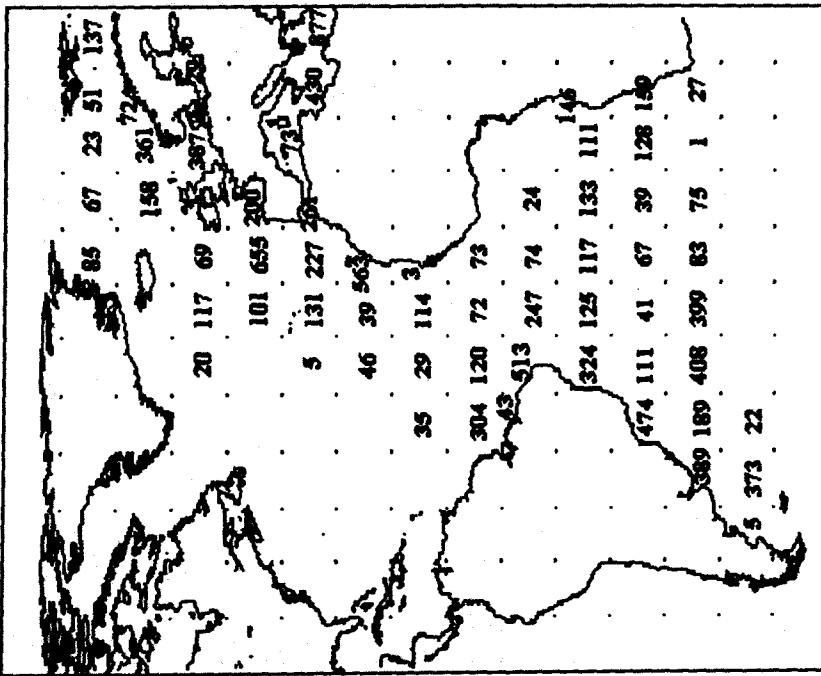


Abb. 47a: Gesamte Aufenthaltszeiten der ME-TEOR in Stunden

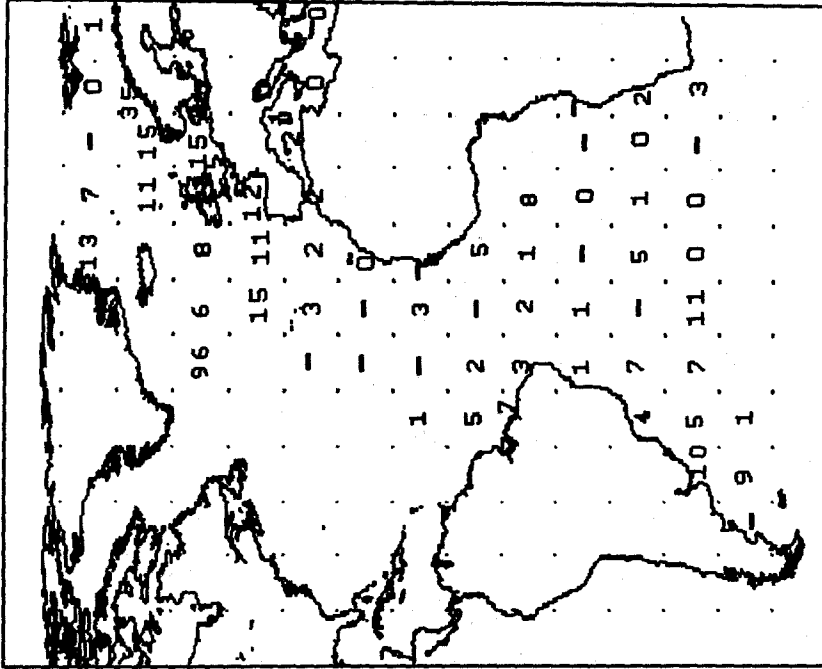


Abb. 47b: Niederschlagshäufigkeit in %





Bei der Bewertung der METEOR-Niederschlagsfelder ist dringend zu beachten, daß lokal hohe Gradienten auch dadurch entstehen, wenn benachbarte Felder zu unterschiedlichen Jahreszeiten befahren wurden.

Im Gegensatz zu anderen Datensätzen, welche keine gemessenen Niederschlagsintensitäten beinhalten, bietet der neue METEOR-Datensatz die Möglichkeit, Felder der gemittelten Niederschlagsintensitäten zu berechnen. Abbildung 48a zeigt die räumliche Verteilung der gemessenen Regenraten. Ein Vergleich dieses Feldes mit der Niederschlagshäufigkeit zeigt, daß diese beiden Größen kaum miteinander korreliert sind. So befinden sich die Maxima der Regenraten erwartungsgemäß im Bereich der ITCZ, wo, gegeben durch den konvektiven Charakter des Niederschlages, die Niederschlagshäufigkeit eher gering ist (Abb. 47b).

Das Produkt aus der Niederschlagshäufigkeit und der mittleren Regenrate kann zur Ermittlung einer mittleren Jahresniederschlagshöhe herangezogen werden. Das entsprechende Feld ist in Abb. 48b dargestellt. Es zeigt sich, daß abgesehen von den Gebieten geringer Datendichte (zentraler und östlicher Südatlantik, südlicher Nordatlantik) realistisch erscheinende Niederschlagshöhen berechnet wurden. Anhand der auftretenden Extremwerte wird offensichtlich, daß es sich hierbei in keiner Weise um statistisch stabile Ergebnisse handelt. Beispielsweise führte ein einziges, mehrstündiges Niederschlagsereignis südlich von Grönland zu einer extrapolierten Niederschlagshöhe von fast 29 Metern pro Jahr.

Die derzeit umfangreichste Sammlung meteorologischer in situ-Meßdaten auf den Weltmeeren ist der COADS<sup>5</sup>-Datensatz. Dieser Datensatz enthält jedoch keine Informationen über den *gemessenen* Niederschlag, dafür aber visuelle Beobachtungen der Wettergeschehens in Form von synoptischen Schlüsselzahlen. Zwar existiert ein von TUCKER 1961 abgeleiteter Algorithmus, welcher die Umrechnung einer gemeldeten Schlüsselzahl in eine entsprechende Niederschlagshöhe erlaubt, doch ist diese Methode aus Landmessungen abgeleitet und daher nicht ohne weiteres auch auf See anwendbar. Dadurch, daß die 'METEOR' über eine Bordwetterwarte verfügt, ist die Möglichkeit gegeben, die auf der 'METEOR' durchgeführten visuellen Be-

---

<sup>5</sup>COADS = Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set

obachtungen mit dieser Methode in Niederschlagshöhen umzurechnen und mit den gemessenen Niederschlägen zu vergleichen. Mittelfristig könnten auf diese Weise die auf 'METEOR' und 'POLARSTERN' gesammelten Daten zu einer Überprüfung oder gegebenenfalls zu einer Modifizierung der Koeffizienten von TUCKER genutzt werden. Damit wäre eine Nutzung des COADS-Datensatzes zur Berechnung ozeanischer Niederschlagsfelder möglich. Um einen ersten Vergleich zwischen den gemessenen Regenraten und dem mit der Methode von TUCKER berechneten Niederschlag anstellen zu können, wurden aus den gemessenen Niederschlagsdaten die Intensitäts-Mittelwerte der letzten drei Stunden vor einer jeden synoptischen Regenmeldung berechnet, sowie die gemeldete Schlüsselzahl entsprechend der Parametrisierungen von TUCKER in eine Regenrate umgerechnet, welche ebenfalls einen dreistündigen Mittelwert darstellt.

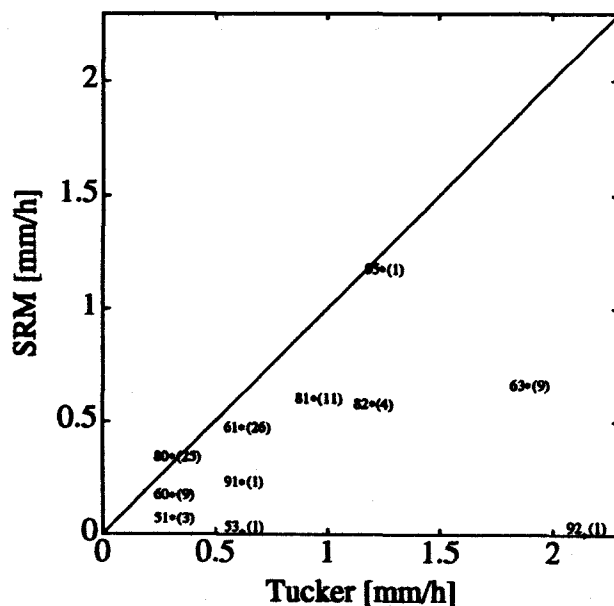


Abbildung 49: Überprüfung der TUCKER-Methode. Die in Klammern angeführten Zahlen bedeuten die absolute Häufigkeit, mit der eine Klassifizierung auftritt.

Abbildung 49 stellt die für alle Klassifizierungen gemittelten Niederschlagsmessun-

Schlüsselzahl	Bedeutung
51	leichter Sprühregen, ohne Unterbrechung
53	mäßiger Sprühregen, ohne Unterbrechung
60	leichter Regen, mit Unterbrechung
61	leichter Regen, ohne Unterbrechung
63	mäßiger Regen, ohne Unterbrechung
80	leichter Schauer
81	mäßiger oder starker Schauer
82	sehr starker Schauer
91	Gewitter während der letzten Stunde, leichter Regen z.Z. der Beobachtung
92	Gewitter während der letzten Stunde, mäßiger oder starker Regen z.Z. der Beobachtung
95	leichtes oder mäßiges Gewitter

**Tabelle 7: Bedeutung der synoptischen Schlüsselzahlen** *Es sind nur die im METEOR-Datensatz vorkommenden Schlüsselzahlen aufgeführt*

gen in Abhängigkeit vom Intensitätsäquivalent nach TUCKER dar. Es fällt auf, daß bei den mit dem Attribut 'leicht' charakterisierten Niederschlags-Klassen (51, 60, 61, 80, 91 und 95) die Übereinstimmung der TUCKER-Parametrisierungen mit den Messungen des Schiffsregenmessers gut ist. Die in Abb. 49 eingetragenen Wetter-Schlüsselzahlen sind entsprechend Tabelle 7 definiert. Bei den gemeldeten 'mäßigen' oder 'starken' Niederschlagsereignissen hingegen führt eine Berechnung der Regenrate nach TUCKER zu einer teilweise erheblichen Überschätzung des Niederschlages. Diese Ergebnisse widersprechen den Resultaten von REED et al. (1977), welche im Mittel eine Unterschätzung des Niederschlages unter Anwendung der TUCKER-Methode feststellen. Die Ergebnisse von REED beruhen auf Niederschlagsschätzungen an Bord des NOAA<sup>6</sup> Forschungsschiffes 'Oceanographer', das für einen Zeitraum von einem Jahr mit einem Niederschlagssammler ausgerüstet wurde. Aufgrund

<sup>6</sup>NOAA = National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)

des seltenen Auftretens der mittleren und starken Niederschlagsintensitäten kann eine Diskussion dieser Differenzen auf der Grundlage des vorliegenden METEOR-Datensatzes noch nicht erfolgen.

Da bei den Wetterdiensten ein Interesse besteht, Regenmessungen auf freiwillig wetterbeobachtenden Schiffen einzuführen, kann man hoffen, daß Betrachtungen wie die vorstehenden in Zukunft mit umfangreicherem Datenmaterial durchgeführt werden können.

# Anhang C

## Vergleichsmessungen in Itzehoe

Im Zeitraum vom 24.6.-30.8.1994 haben auf dem vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg betriebenen Meßfeld bei Itzehoe Niederschlagsvergleichsmessungen stattgefunden. Folgende Meßgeräte waren daran beteiligt:

- ein Schiffsregenschirm des IfM/Kiel
- ein Niederschlags-Dopplerradar der Fa. METEK (24 GHz)
- ein in den Boden eingelassenes JOSS-WALDVOGEL-Disdrometer (RD69)
- ein kugelförmiger Niederschlagsmesser ("DIGIRAIN")
- ein Hydrophon-Disdrometer der FWG<sup>7</sup>/Kiel

Die folgenden Abbildungen (50 und 51) zeigen die Ergebnisse des Gewitterregens vom 4./5. Juli 1994. Meßergebnisse des Hydrophon-Disdrometers lagen nicht vor, da für dieses Gerät noch keine Kalibrierung verfügbar war. Bei der Betrachtung der Abbildungen ist zu bedenken, daß die an diesem Vergleich beteiligten Instrumente durch voneinander unabhängige Rechner gesteuert wurden, so daß die zeitliche Synchronisation zwischen zwei Geräten unterschiedlich gut sein kann.

Als Referenzgerät für alle nachfolgenden Betrachtungen wurde das Disdrometer von JOSS & WALDVOGEL verwendet, da zum Zeitpunkt der Vergleichsmessungen ein IfM-Disdrometer nicht zur Verfügung stand. Bei der Berechnung der Niederschlagssummen  $R$  sowie der Korrelationen mit den Messungen des Referenz-Disdrometers  $r_{RD69}$  wurden jeweils nur diejenigen Messungen verwendet, bei denen auch das J.-W.-Disdrometer Niederschlag zeigte. Durch letztgenannte Einschränkung verbesserte sich die Korrelation der Radarmessungen mit den Referenzwerten erheblich, da das Radargerät in niederschlagsfreien Fällen wegen des Empfängerrauschens kontinuierlich geringen Niederschlag anzeigte.

---

<sup>7</sup>FWG = Forschungsanstalt der Bundeswehr für Wasserschall und Geophysik

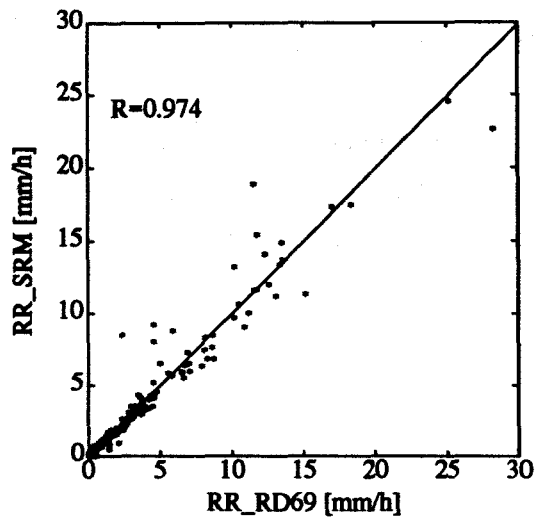


Abbildung 50: Messungen des Schiffsregennessers. Die Ergebnisse des RD69 stellen die Referenzwerte dar. Mittelungszeit: 2 Minuten.

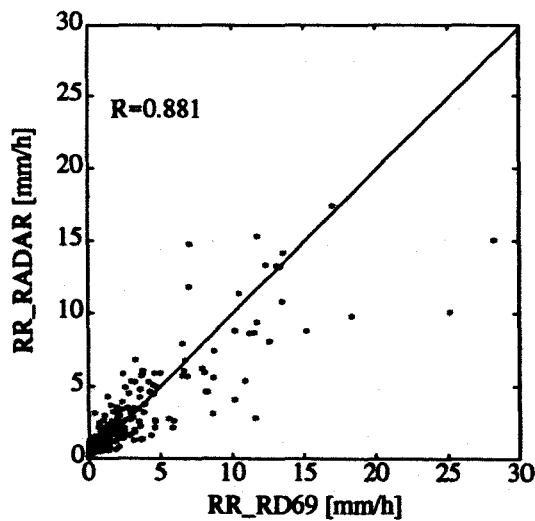


Abbildung 51: Messungen des Niederschlagsradars. Die Ergebnisse des RD69 stellen die Referenzwerte dar. Mittelungszeit: 2 Minuten.

	RD 69	S.R.M.	Radar	DIGIRAIN
$r_{RD69}$	1.00	0.97	0.88	0.95
R [mm]	23.8	23.7	23.6	20.4

Tabelle 8: Ergebnisse der Vergleichsmessungen in Itzehoe. Der Parameter  $r_{RD69}$  bedeutet die Korrelation mit den Messungen des RD69-Disdrometers. Die gute Übereinstimmung der gemessenen Niederschlagssummen des Radargerätes mit denen des Disdrometers resultiert daraus, daß das Radar an das Disdrometer angeeicht wurde.

In der Tabelle 8 sind die Ergebnisse zusammengefaßt aufgeführt. Die beste Übereinstimmung mit dem J.-W.-Disdrometer zeigt der Schiffsregenmesser, während die Messungen des Radargerätes die geringste Korrelation zum J.-W.-Disdrometer aufweisen. Der DIGIRAIN-Regensammler zeigte trotz der geringen Windgeschwindigkeiten von durchgehend weniger als 2.5 m/s systematisch zu wenig Niederschlag an.

Abschließend sei an dieser Stelle bemerkt, daß derzeit an einer Verbesserung der Dopplerradars gearbeitet wird, um einen Einsatz des Gerätes auf einem fahrenden Schiff möglich zu machen. Direkte Vergleichsmessungen eines solchen Radargerätes mit dem IfM-Disdrometer könnten auf FS 'ALKOR' durchgeführt werden, sobald ein geeignetes Dopplerradar verfügbar ist.



## Anhang D

### Niederschlagsmessungen auf der Ostsee

Zur Erforschung des Wasserhaushaltes der Ostsee wurde 1994 das BALTEX-Experiment gestartet. Einer der den Wasserhaushalt dominierenden Prozesse ist der Frischwassereintrag in die Ostsee durch Niederschlag. Auch wegen fehlender In-Situ-Messungen des Niederschlages ist dieser Teil des Wasserhaushaltes jedoch am wenigsten genau bekannt. Aus diesem Grund wurde Anfang Mai 1994 damit begonnen, Fährschiffe, die auf der Route Lübeck-Helsinki verkehren, mit Schiffsregenmessern auszustatten. Diese Schiffe sind durch ihre kurzen Hafenaufenthaltszeiten und lange Fahrstrecke besonders für die Gewinnung von Niederschlagsdaten geeignet. Abb. 52 veranschaulicht die Fahrstrecke dieser Fähren.

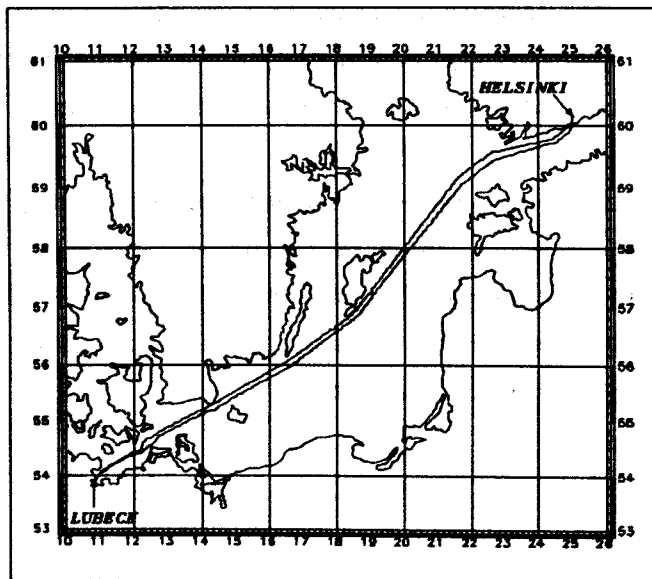


Abbildung 52: Fahrtroute der Ostsee-Fähren. *Nördliche Route: Richtung Lübeck, südliche Route: Richtung Helsinki*

Bis Ende 1994 waren zwei Fährschiffe mit Schiffsregenmessern versehen. Zur Zeit werden zwei weitere Schiffe ausgerüstet.

## Anhang E

### Vergleichsmessungen in Harzgerode

Jahr	Windgeschw. 1.5 m	Schiffsregenschreiber 1.5 m	Hellmann 1.5 m	Gesamtmenge Grube
1992	< 5 m/s	96.0 %	91.6 %	100 % = 486 mm
	> 5 m/s	99.9 %	84.9 %	100 % = 81 mm
1993	< 6.5 m/s	99.2 %	92.2 %	100 % = 498 mm
1994	< 6.4 m/s	99.3 %	90.9 %	100 % = 573 mm
1995 <sup>8</sup>	< 5.7 m/s	99.6 %	92.1 %	100 % = 422 mm

Tabelle 9: **Ergebnisse der Vergleichsmessungen in Harzgerode.** Als Referenzgerät dient ein Standard-Niederschlagsschreiber nach Hellmann, der in einer trichterförmigen Grube so aufgebaut ist, daß seine Oberfläche mit der Erdoberfläche auf einer Höhe liegt. Verglichen werden die Niederschlagsmessungen des Schiffsregenschreibers und eines Standard-Niederschlagsschreibers nach Hellmann (Kipp-Waage), beide mit 200 cm<sup>2</sup> horizontaler Auffangfläche in 1m Höhe. Die Vergleiche beziehen sich auf Tageswerte, da die Messungen der Hellmann-Geräte nur als Tagessummen vorliegen. Entsprechend ist die Windgeschwindigkeit, ebenfalls in 1m Höhe gemessen, als Tagesmittel angegeben. Durch das seltene Auftreten hoher Windgeschwindigkeiten gehen fast ausschließlich Regenmessungen der oberen Sammelfläche des Schiffsregenschreibers in den Vergleich ein. Es wurden nur die Tage ausgewertet, bei denen kein fester Niederschlag beobachtet wurde.

Seit März 1992 wird ein Schiffsregenschreiber auf dem Niederschlagsmeßfeld des DWD (Deutscher Wetterdienst) in Harzgerode betrieben. Dieses Niederschlagsmeßfeld ist auch schon früher für internationale Kalibrierungsprogramme benutzt worden. Als Referenz wird dort ein in den Boden eingelassener Niederschlagsmesser nach Hellmann benutzt, dessen Oberfläche mit der Erdoberfläche abschließt, so daß keine

<sup>8</sup>Die Ergebnisse des Jahres 1995 wurden dieser Dissertation bei der Veröffentlichung hinzugefügt.

nennenswerten Umströmungseffekte an diesem Gerät auftreten. Der Schiffsregemesser wurde in der konventionellen Meßhöhe von 1.5 m aufgestellt. Es ergab sich eine sehr gute Übereinstimmung, die im wesentlichen auf die günstige aerodynamische Form zurückzuführen ist (Tab. 9). Die Resultate beruhen auf Messungen der oberen Sammelfläche, da hohe Windgeschwindigkeiten mit gleichzeitigem Niederschlag auch in Harzgerode selten auftreten, so daß praktisch keine Messungen mit mehr als 10 m/s Wind vorliegen.

# Abbildungsverzeichnis

1	Skizze des IfM-Schiffsregennessers <i>Sketch of the IfM Ship Rain Gauge</i> . . . . .	5
2	Skizze des Sammel-Trichters nach FOLLAND (1988) <i>Sketch of the funnel after FOLLAND (1988)</i> . . . . .	7
3	Effekt der Abschattung der vertikalen Auffangfläche <i>Effect due to shading of the lateral collector</i> . . . . .	9
4	Kalibrierung der Tropfenformer <i>Calibration of the drop forming devices</i> . . . . .	11
5	Skizze des Disdrometers <i>Sketch of the disdrometer</i> . . . . .	13
6	Homogenität des optischen Volumens <i>Homogeneity of the sensitive volume</i> . . . . .	14
7	Kalibrierung des Disdrometers <i>Calibration of the disdrometer</i> . . . . .	15
8	Signal einer 2 mm-Stahlkugel <i>Electronic signal caused by a 2 mm-ball</i> . . . . .	18
9	Signal einer 2-fachen Koinzidenz <i>Electronic signal caused by a coincidence of two balls</i> . . . . .	21
10	Signal einer 2 mm-Stahlkugel, streifender Durchgang <i>Electronic signal caused by a grazing incidence of a 2 mm-ball</i> . . . . .	22
11	Effekt der Tropfenabplattung <i>Effect of drop oblateness</i> . . . . .	23
12	Berechnung der mittleren Signalzeiten (Analytisches Modell) <i>Calculation of the mean signal duration (analytical model)</i> . . . . .	29
13	Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für streifende Durchgänge <i>Calculation of the probability for grazing incidences</i> . . . . .	31
14	Berechnung der Signalzeiten <i>Calculation of the signal durations</i> . . . . .	32
15	Schema des analytischen Modells <i>Flow diagram of the analytical model</i> . . . . .	34

16	Ergebnis des an. Modells für Landregen, 'Zeitmethode' (Anteile) <i>Result of the an. model for widespread, 'Zeitmethode' (portions)</i> . . .	38
17	Ergebnis des an. Modells für Landregen, 'Zeitmethode' <i>Result of the an. model for widespread, 'Zeitmethode'</i> . . . . .	38
18	Ergebnis des an. Modell für Landregen, 'Anzahlmethode' (Anteile) <i>Result of the an. model for widespread, 'Anzahlmethode' (portions)</i> .	39
19	Ergebnis des an. Modells für Landregen, 'Anzahlmethode' <i>Result of the an. model for widespread, 'Anzahlmethode'</i> . . . . .	39
20	Ergebnis des an. Modells für Schauerregen, 'Zeitmethode' (Anteile) <i>Result of the an. model for showers, 'Zeitmethode' (portions)</i> . . . .	40
21	Ergebnis des an. Modells für Schauerregen, 'Zeitmethode' <i>Result of the an. model for showers, 'Zeitmethode'</i> . . . . .	40
22	Ergebnis des an. Mod. für Schauerregen, 'Anzahlmethode' (Anteile) <i>Result of the an. model for showers, 'Anzahlmethode' (portions)</i> . . .	41
23	Ergebnis des an. Modells für Schauerregen, 'Anzahlmethode' <i>Result of the an. model for showers, 'Anzahlmethode'</i> . . . . .	41
24	Ergebnis des an. Modells für Landregen (mit $T_{max}$ -Filter) <i>Result of the an. model for widespread (with <math>T_{max}</math>-filter)</i> . . . . .	43
25	Ergebnis des an. Modells für Schauer (mit $T_{max}$ -Filter) <i>Result of the an. model for showers (with <math>T_{max}</math>-filter)</i> . . . . .	43
26	Schema des Monte Carlo-Modells <i>Flow diagram of the Monte Carlo-model</i> . . . . .	46
27	Skizze zur Identifizierung von Koinzidenzen <i>Identification of drop coincidences</i> . . . . .	48
28	Ergebnis des MC-Modells für Landregen, 'Zeitmethode' <i>Result of the MC-model for widespread, 'Zeitmethode'</i> . . . . .	50
29	Ergebnis des MC-Modells für Landregen, 'Anzahlmethode' <i>Result of the MC-model for widespread, 'Anzahlmethode'</i> . . . . .	50
30	Standardabw. des Disdr. bei Landregen (ohne $T_{max}$ -Filter) <i>Standard dev. of the disdr. for widespread (without <math>T_{max}</math>-filter)</i> . . .	52
31	Standardabw. des Disdr. bei Landregen (mit $T_{max}$ -Filter) <i>Standard dev. of the disdr. for widespread (with <math>T_{max}</math>-filter)</i> . . . . .	52

32	Standardabw. des Disdr. bei Schauerregen (ohne $T_{max}$ -Filter)	
	<i>Standard dev. of the disdr. for showers (without <math>T_{max}</math>-filter)</i> . . . . .	53
33	Standardabw. des Disdr. bei Schauerregen (mit $T_{max}$ -Filter)	
	<i>Standard dev. of the disdr. for showers (with <math>T_{max}</math>-filter)</i> . . . . .	53
34	Prinzip des Iterationsverfahrens	
	<i>Scheme of the iteration procedure</i> . . . . .	55
35	Analyse eines gemessenen Tropfenspektrums	
	<i>Analysis of a measured droptime distribution</i> . . . . .	56
36	Histogramm der Windgeschwindigkeiten bei Regen (IfM Dach)	
	<i>Histogram of the wind speed on the roof of the IfM</i> . . . . .	59
37	Meßplattform auf dem Dach des IfM	
	<i>Platform on the roof of the IfM</i> . . . . .	60
38	Histogramm der Windgeschwindigkeiten auf FS 'ALKOR' 1993/94	
	<i>Histogram of the wind speed on RV 'ALKOR' 1993/94</i> . . . . .	64
39	Anteil des Terms zum Ausgleich der Umströmungseffekte am berechneten Niederschlag	
	<i>Portion of the term to compensate wind induced undercatch to the calculated precipitation</i> . . . . .	67
40	Ergebnis der Kalibrierung der horizontalen Sammelfläche	
	<i>Result of the calibration of the horizontal collector</i> . . . . .	68
41	Zusammenhang zwischen $LWC$ und $RR$	
	<i>Relationship between <math>LWC</math> and <math>RR</math></i> . . . . .	71
42	Ergebnis der Kalibrierung der vertikalen Sammelfläche	
	<i>Result of the calibration of the lateral collector</i> . . . . .	72
43	Wichtung von $RR_h$ und $RR_v$ zur Niederschlagsberechnung	
	<i>Weighting of <math>RR_h</math> and <math>RR_v</math> to calculate precipitation</i> . . . . .	74
44	Gesamtergebnis der Schiffsregenschiff-Kalibrierung	
	<i>Final result of the calibration of the Ship Rain Gauge</i> . . . . .	75
45	Test der Schiffsregenschiff-Kalibrierung	
	<i>Test of the calibration of the Ship Rain Gauge</i> . . . . .	75
46	Zusammenhang zwischen $N_0$ und $\mu$	
	<i>Relationship between <math>N_0</math> and <math>\mu</math></i> . . . . .	83

47a	Übersicht über das Datenmaterial im Atlantik (FS 'METEOR')	
	<i>Amount of data collected by RV 'METEOR' on the Atlantic Sea . . .</i>	87
47b	Niederschlagshäufigkeit im Atlantik	
	<i>Rainfall probability on the Atlantic Sea . . . . .</i>	87
48a	Mittlere Regenrate im Atlantik	
	<i>Mean rain rate on the Atlantic Sea . . . . .</i>	88
48b	Jahresniederschlag im Atlantik	
	<i>Annual precipitation on the Atlantic Sea . . . . .</i>	88
49	Überprüfung der TUCKER-Methode	
	<i>Validation of TUCKER's method . . . . .</i>	90
50	Vergleichsmessung zwischen Schiffsmessgerät und RD69	
	<i>Intercomparison between Ship Rain Gauge and RD69 . . . . .</i>	94
51	Vergleichsmessung zw. Niederschlags-Radar und RD69	
	<i>Intercomparison between precipitation radar and RD69 . . . . .</i>	94
52	Fahrtroute der Ostsee-Fähren	
	<i>Track of the Baltic Sea - ferries . . . . .</i>	96

## Tabellenverzeichnis

1	Parameter der Gamma-Verteilung nach FUJIWARA (1965) <i>Parameters of the gamma distribution after FUJIWARA (1965)</i> . . . . .	27
2	Erklärung der in Abb. 15 benutzten Symbole <i>Explanation of the symbols used in figure 15</i> . . . . .	35
3	Erklärung der in Abb. 26 benutzten Symbole <i>Explanation of the symbols used in figure 26</i> . . . . .	47
4	Test des Verfahrens zur Niederschlagsanalyse <i>Test of the procedure for the analysis of precipitation</i> . . . . .	57
5	Ergebnis der Niederschlagsvergleichsmessungen am IfM <i>Result of the precipitation intercomparison measurement at the IfM</i> . . . . .	62
6	Empirische Analyse von Niederschlagsdaten <i>Empirical analysis of precipitation data</i> . . . . .	84
7	Bedeutung der synoptischen Schlüsselzahlen <i>Explanation of the synoptic code numbers</i> . . . . .	91
8	Niederschlagssummen in Itzehoe <i>Cumulated Precipitation at Itzehoe</i> . . . . .	95
9	Niederschlagssummen in Harzgerode <i>Cumulated Precipitation at Harzgerode</i> . . . . .	97



## Symbolverzeichnis

$RR$	Niederschlagsintensität <i>Rain rate</i>	$mm/h$
$RR_h$	RR, aus der horizontalen Sammelfläche berechnet <i>RR, calculated from the horizontal collector</i>	$mm/h$
$RR_v$	RR, aus der vertikalen Sammelfläche berechnet <i>RR, calculated from the lateral collector</i>	$mm/h$
$RR_{ref}$	RR, aus den Daten des Referenzgerätes berechnet <i>RR, calculated from the reference instrument</i>	$mm/h$
$LWC$	Flüssigwassergehalt <i>Liquid water content</i>	$g/m^3$
$W_h$	von der horizontalen Sammelfläche aufgefangene Wassermasse <i>Amount of water caught by the horizontal collector</i>	$kg$
$W_v$	von der vertikalen Sammelfläche aufgefangene Wassermasse <i>Amount of water caught by the lateral collector</i>	$kg$
$N_h$	Tropfrate des Tropfenformers der horizontalen Fläche <i>Dropping rate of the drop forming device of the horizontal collector</i>	$min^{-1}$
$N_v$	Tropfrate des Tropfenformers der vertikalen Fläche <i>Dropping rate of the drop forming device of the lateral collector</i>	$min^{-1}$
$U$	lokale Anströmgeschwindigkeit <i>Velocity of the local flow</i>	$m/s$
$r$	Tropfenradius <i>Drop radius</i>	$m$
$d$	Tropfendurchmesser <i>Drop diameter</i>	$m$
$V_{fall}$	Tropfenfallgeschwindigkeit <i>Terminal fall velocity of rain drops</i>	$m/s$
$M_{Tr}$	Tropfenmasse <i>Drop mass</i>	$kg$
$N(r)$	Tropfengrößevertelung <i>Distribution of rain drops with size</i>	$m^{-3}mm^{-1}$

Fortsetzung:

$V$	Meßvolumen <i>Sensitive volume of the disdrometer</i>	$m^3$
$A_v, A_h$	Größe der Sammelflächen <i>Size of the collecting surfaces</i>	$m^2$
$C_v$	Eichkonstante für die vertikale Sammelfläche <i>Constant of calibration of the lateral collector</i>	
$C_h$	Eichkonstante für die horizontale Sammelfläche <i>Constant of calibration of the horizontal collector</i>	

## Literaturverzeichnis

- Allerup** , P. and H. Madsen, 1979: Accuracy of Point Precipitation Measurements. Danish Meteorol. Inst., Climatolog. Pap., No 5, Charlottenlund, 84 pp.
- Atlas** , D. and C.W. Ulbrich, 1977: Path- and aera-integrated Rainfall Measurements by Microwave Attenuation in the 1-3 cm Band. J. Appl. Meteor., Vol 16, 1322-1331.
- , and A.C. Chmela, 1957: Physical-synoptic Variations of Dropsizes Parameters. Proc. Sixth Weather Radar Conf., Boston, Am. Met. Soc., 21-30.
- Austin** , P.M. and G. Geotis, 1980: Precipitation Measurements over the Oceans. In: Dobson, Hasse, Davis (eds.) "Air Sea Interaction - Instruments and Methods", Plenum Press, New York, 532-541.
- Bendat** , J.S. and A.G. Piersol, 1968: Measurement and Analysis of Random Data. Verlag John Wiley & Sons Inc., New York, 390 pp.
- Best** , C.A., 1950: Empirical Formulae for the terminal Velocity of Water Drops falling through the Atmosphere. Q. J. of the R. Met. Soc., Vol 76, 302-311.
- Blanchard** , D.C., 1953: Raindrop Size Distributions in Hawaiian Rains. J. Meteor., Vol 10, 457-473.
- Brown** , P.S. and S.N. Whittlesey, 1992: Multiple Equilibrium Solutions in Bleck-type Models of Drop Coalescence and Breakup. J. Atm. Sc., Vol 49(23), 2319-2324.
- Campistron** , B., G. Despaux and J.-P. Lacaux, 1987: A Microcomputer Data-Acquisition System for Real-Time Processing of Raindrop Size Distribution with the RD69 Disdrometer. J. of Atm. and Oc. Tech., Vol 4, 536-540.
- Chandrasekar** , V. and V.N. Bringi, 1987: Simulation of Radar Reflectivity and Surface Measurements of Rainfall. J. of Atm. and Oc. Tech., Vol 4, 464-478.

- , and V.N. Bringi, 1988: Error Structure of Multiparameter Radar and Surface Measurements of Rainfall, *J. of Atm. and Oc. Tech.*, Vol 5, 783-795.
- , and E.G. Gori, 1991: Multiple Disdrometer Observations of Rainfall. *J. Appl. Meteor.*, Vol 30, 1514-1520.
- Donnadieu** , G., 1980: Comparison of Results Obtained with the VIDIAZ Spectropluviometer and the Joss-Wadvogel Rainfall Disdrometer in a "Rain of a Thundery Type". *J. Appl. Meteor.*, Vol 19, 593-597.
- Dorman** , C.E., and R.H. Bourke, 1978: A Temperature Correction for Tucker's Ocean Rainfall Estimates. *Q. J. of the R. Met. Soc.*, Vol 104, 765-773.
- Feingold** , G. and Z. Levin, 1986: The lognormal Fit to Raindrop Spectra from frontal convective Clouds in Israel. *J. of Cl. and Appl. Meteor.*, Vol 25, 1346-1363.
- , and Z. Levin, 1986: Application of the Lognormal Raindrop Distribution of Differential Reflectivity Radar Measurement. *J. of Atm. and Oc. Tech.*, Vol 4, 377-382.
- Folland** , C.K., 1988: Numerical Models of the Raingauge Exposure Problem, Field Experiment and improved Collector Design. *Q. J. of the R. Met. Soc.*, Vol 114, 1485-1516.
- Foote** , G.B., 1966: A Z-R Relation for Mountain Thunderstorms. *J. Appl. Meteor.*, Vol 2, 229-231.
- Fujiwara** , M., 1965: Raindrop-Size Distribution from individual Storms. *J. Atm. Sc.*, Vol 22, 585-591.
- Galloway** , J.N., A.H. Knap and T.M. Church, 1983: The Composition of Western Atlantic Precipitation using Shipboard Collectors. *J. Geophys. Res.*, Vol 88, 10.859-10.864.
- Gertzman** , H.S., and D. Atlas, 1977: Sampling Error in the Measurement of Rain and Hail Parameters. *J. of Geophys. Res.*, Vol 82, 4955-4966.

- Großklaus** , M., 1992: Entwicklungen zur Niederschlagsmessung auf See. Diplomarbeit am Institut für Meereskunde, Kiel, 75 pp.
- Gunn** , R., and G.D. Kinzer, 1949: The terminal Velocity of Fall for Water Droplets in stagnant Air. *J. Meteor.*, Vol 6, 243-248.
- Hasse** , L., and M. Großklaus, 1993: Measurement of Precipitation at Sea. In: B. Sevruck and M. Lapin (eds.): *Precipitation Measurement and Quality Control*. Slovak Hydromet. Inst., Bratislava, and ETH, Zürich, 36-41.
- , L., M. Großklaus, H.J. Isemer, and K. Uhlig, 1994: New Ship Rain Gage. In: *Instruments and Observing Methods*. Report No. 57 WMO, Geneva, WMO/TD-No. 588, 97-101.
- Hauser** , D., P. Amayenc, B. Nutten, and P. Waldteufel, 1984: A New Optical Instrument for Simultaneous Measurement of Raindrop Diameter and Fall Speed Distributions. *J. of Atm. and Oc. Tech.*, Vol 1, 256-269.
- Higgs** , A.J., 1952: The Measurement of Precipitation by Radar. Proc. Third Weather Radar Conf., Mc Gill University, Montreal, Am. Met. Soc., D49-D50.
- Illingworth** , A.J. and C.J. Stevens, 1987: An Optical Disdrometer for the Measurement of Raindrop Size Spectra in Windy Conditions. *J. of Atm. and Oc. Tech.*, Vol 4, 411-421.
- Imai** , I., 1960: Raindrop Size-Distributions and Z-R Relationships. Proc. Eighth Weather Radar Conf., Boston, Am. Met. Soc., 211-218.
- Jones** , D.M.A., 1956: Raindrop-Size Distribution and Radar Reflectivity. Res. Rep. No.6, Illinois State Water Survey, Meteor. Lab., Urbana, 20 pp.
- Joss** , J. and A. Waldvogel, 1967: A Raindrop Spectrometer with automatic Readout. *Pure Appl. Geophys.*, Vol 68, 240-246.
- , J. and A. Waldvogel, 1969: Raindrop Size Distribution and Sampling Size Errors. *J. of Atm. Sc.*, Vol 26, 566-569.

- Klaassen , W.**, 1988: Determination of Rain Intensity from Doppler Spectra of Vertically Scanning Radar. *J. of Atm. and Oc. Tech.*, Vol 6, 552-562.
- Lee , T.H., J.E. Janowiak and P.A. Arkin**, 1991: Atlas of Products from the Algorithm Intercomparison Project 1: Japan and Surrounding Oceanic Regions June-August 1989. University Corporation for Atmospheric Research, 132 pp.
- Marquardt , D.W.**, 1963: An Algorithm for least-squares Estimation of nonlinear Parameters. *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, Vol 11, 431-441.
- Marshall , J.S. and W.Mck. Palmer**, 1948: The Distribution of Raindrops with Size. *J. of Met.*, Vol 5, 165-166.
- McFarquhar , G.M. and R. List**, 1992: The Effect of Curve Fits for the Disdrometer Calibration on Raindrop Spectra, Rainfall Rate and Radar Reflectivity. *J. Appl. Meteor.*, Vol 32, 774-782.
- Muchnik , V.M.**, 1961: The Accuracy of Radar Rain Intensity Measurements. *Meteor. Gidrol.*, Vol 2, 44-47.
- Olbrück , G.**, 1979: Precipitation Measurements at Sea. WMO, Marine Meteorological and Related Oceanographic Activities, Rep. No. 1, 39 pp.
- Panofsky , H.A. and J.A. Dutton**, 1984: Atmospheric Turbulence. Verlag John Wiley & Sons Inc., New York, 397 pp.
- Pruppacher , H.R. and R.L. Pitter**, 1970: A Semi-Empirical Determination of the Shape of Cloud and Rain Drops. *J. of Atm. Sc.*, Vol 28, 86-94.
- Ramana Murty , B.V. and S.C. Gupta**, 1959: Precipitation Characteristics based on Raindrop Size Measurements at Delhi and Khandala during southwest Monsoon. *J. Sci. Ind. Res.*, Vol 18A, 352-371.
- Reed , R.K. and W.P. Elliot**, 1977: A Comparison of Oceanic Precipitation as measured by Gage and assessed from Weather Reports. *J. Appl. Meteor.*, Vol 16, 983-986.

- Ruprecht** , E., 1993: Observation and Analysis of Global Rainfall. In: Raschke, Jacob (eds.) "Energy and Water Cycles in the Climate System", NATO ASI Series, Vol. I5, Springer Verlag, 165–184.
- Russchenberg** , H.W., 1993: Doppler Polarimetric Radar Measurements of the Gamma Dropsize Distribution of Rain. *J. Appl. Meteor.*, Vol 32, 1815–1825.
- Seliga** , T.A., K. Aydin and H. Direskeneli, 1985: Disdrometer Measurements during an Intense Rainfall Event in Central Illinois: Implications for Differential Reflectivity Radar Observations. *J. of Cl. and Appl. Meteor.*, Vol 25, 835–846.
- Sevruk** , B., 1985: Correction of Precipitation Measurements. Workshop on the Correction of Precipitation Measurements.
- , 1990: Comments on 'Numerical Models of the Raingauge Exposure Problem,...' (Folland,1988). *Q. J. of the R. Met. Soc.*, Vol 116, 239–242.
- , J.-A. Hertig and R. Spiess, 1991: The Effect of a Precipitation Gauge Orifice Rim on the Wind Field Deformation as investigated in a Wind Tunnel. *Atmospheric Environment*, Vol 25A.
- Sheppard** , B.E., 1989: Effect of Irregularities in the Diameter Classification of Raindrops by the Joss–Waldvogel Disdrometer. *J. of Atm. and Oc. Tech.*, Vol 7, 180–183.
- Simmer** , C., 1994: Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen. Verlag Dr. Kovacheck, 313 pp.
- Sivaramakrishnan** , M.V., 1961: Studies of Raindrop Size Characteristics in different Types of tropical Rain using a simple Raindrop Recorder. *Indian J. Meteor. Hydrol. Geophys.*, Vol 12, 189–217.
- Smith** , P.L., Z. Liu, and J. Joss, 1993: A Study of Sampling–Variability Effects in Raindrop Size Observations. *J. Appl. Meteor.*, Vol 32(7), 1259–1269.

- Stow** , C.D. and K. Jones, 1981: A Self-Evaluating Disdrometer for the Measurement of Raindrop Size and Charge at the Ground. *J. Appl. Meteor.*, Vol 20, 1160-1176.
- Tucker** , G.B., 1961: Precipitation over the North Atlantic Ocean. (*Q. J. of the R. Met. Soc.*, Vol 87, 147-158.
- Ulbrich** , C.W., 1983: Natural Variations in the Form of Raindrop Size Distribution. *J. of Cl. and Appl. Meteor.*, Vol 22, 1764-1775.
- , 1985: The Effects of Drop Size Distribution Truncation of Rainfall Integral Parameters and empirical Relations. *J. of Cl. and Appl. Meteor.*, Vol 24, 580-590.
- Verploegh** , G., 1957: Rainfall Measurement aboard the Netherlands Ocean Weather Ships 'CIRRUS' and 'CUMULUS'. *K. Ned. Met. Inst. Wetenschappelijk Rapport 57 - 003 (IV-014), De Bilt, 13 pp.*
- Wexler** , R., 1948: Rain Intensities by Radar. *J. Meteor.*, Vol 5, 171-173.
- Wiesinger** , T., 1993: Improved Design of Precipitation Gauges based on aerodynamic Principles. In: B. Sevruc and M. Lapin (eds.): *Precipitation Measurement and Quality Control*. Slovak Hydromet. Inst., Bratislava, and ETH, Zürich, 36-41.
- Willis** , P.T., 1984: Functional Fits to some observed Dropsizes Distributions and Parameterization of Rain. *J. Atm. Sc.*, Vol.41(9), 1648-1661.
- , and P. Tattelman, 1989: Dropsizes Distributions associated with intense Rainfall. *J. Appl. Meteor.*, Vol 28(1), 3-15.



# Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei meinem Doktorvater, Herrn Professor Dr. Lutz Hasse bedanken, mit dessen Betreuung ich diese Dissertation erfolgreich abschließen konnte.

Für eine fruchtbare und angenehme Zusammenarbeit gilt mein Dank den Herren Dr. Klaus Uhlig, Peter Timm und Rolf Völz, die die in dieser Arbeit beschriebenen Meßgeräte maßgeblich entwickelt, gebaut und instandgehalten haben.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) danke ich für die Finanzierung der Projekte, in deren Rahmen diese Arbeit angefertigt wurde.

Ohne eine Überwachung der langfristig auf Schiffen und Landstationen installierten Meßanlagen wäre die Gewinnung der Meßdaten kaum möglich gewesen. Ich danke deshalb den Offizieren und Technikern der Forschungsschiffe 'ALKOR' und 'METEOR', der Fährschiffe 'TRANSLUBECA' und 'TRANSFINLANDIA' sowie in besonderem Maße Herrn und Frau Rönsch, die seit mehreren Jahren die Niederschlagsmessungen auf der Station des DWD in Harzgerode betreut und dokumentiert haben.