Fernerkundung warmen Regens mit dem Satelliten der "Tropical Rainfall Measuring Mission"(TRMM)

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

vorgelegt von

Lars-Christian Schanz

aus Hamburg

Hamburg 2004

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Hartmut Graßl und Dr. Peter Bauer

Hamburg, den 14.12.2004

Prof. Dr. H. Schleicher

Dekan

des Fachbereichs Geowissenschaften

Lebenslauf

| Name: | Lars-Christian Schanz |
|-------------|---|
| Geboren: | Hamburg, 15. April 1963 |
| Eltern: | Gerhard und Ingeborg Schanz geb. Tiek |
| Adresse: | Buckhorn 27 |
| | 22359 Hamburg |
| 1969 - 1973 | Besuch der Grundschule Friedrichsgabe (Norderstedt). |
| 1973 - 1982 | Besuch des Lessing-Gymnasiums in Norderstedt. |
| 1982 - 1983 | Grundwehrdienst in Schwarzenbek. |
| 1984 - 1985 | Praktikum bei der Stadt Norderstedt. |
| 1985 | Beginn des Studiums der Meteorologie in Hamburg. |
| 1988 | Heirat mit Luise Girlich. |
| 1987 - 1994 | Nebenbeschäftigungen während des Studiums an der Technischen |
| | Universität Hamburg-Harburg im Fachbereich Meerestechnik, |
| | an der Universität der Bundeswehr Hamburg |
| | im Fachbereich Elektrotechnik, Arbeitsgruppe Atomphysik, |
| | an der Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften (Meteorologie). |
| 1993 - 1994 | Diplomarbeit in Meteorologie mit dem Titel "Die tropische |
| | Gegenstrahlung - Feldmessung, Simulation und Fernerkundung" |
| | (Note: Sehr Gut). |
| 1995 | Diplomprüfung in Meteorologie (Gesamtnote: Sehr Gut). |
| 1998 | Geburt unserer Tochter Antonia. |
| 1995 - 2000 | Wissenschaftlicher Mitarbeiter im Deutschen Zentrum für Luft- |
| | und Raumfahrt, Hauptabteilung Systemanalyse Raumfahrt. |
| Ab 2000 | Wissenschaftlicher Mitarbeiter beim DLR-Projektträger des |
| | BMBF / Umweltforschung und -technik |
| 2002 | Geburt unseres Sohnes Arthur |

Inhaltsverzeichnis

| 1 | Bed | leutung des Niederschlags | 1 | | |
|----------|---|--|----------------|--|--|
| 2 | Wa | armer Regen | | | |
| | 2.1 | Klimatologische Erkenntnisse | | | |
| | 2.2 | Lokale Messkampagnen – Hawaii | 7 | | |
| | | 2.2.1 Doppler-Radarmessungen | 8 | | |
| | | 2.2.2 Wolkenmikrophysikalische Messungen | 11 | | |
| | | 2.2.3 Interpretation der Messungen - Modellvorstellungen | 13 | | |
| | 2.3 | Relevanz für die Tropical Rainfall Measuring Mission | 19 | | |
| 3 | Fer | nerkundung von atmosphärischen Parametern | 21 | | |
| | 3.1 | Fernerkundung im sichtbaren und infraroten Bereich | 21 | | |
| | 3.2 | Passive Fernerkundung im Mikrowellenbereich | 22 | | |
| | 3.3 | Kombination von VIS/IR- mit Mikrowellenverfahren | 23 | | |
| | | | | | |
| | 3.4 | Aktive Fernerkundung im Mikrowellenbereich (Radar) | 23 | | |
| | 3.4 3.5 | Aktive Fernerkundung im Mikrowellenbereich (Radar) | 23 24 | | |
| | 3.43.53.6 | Aktive Fernerkundung im Mikrowellenbereich (Radar) | 23 24 26 | | |

INHALTSVERZEICHNIS

| | 4.1 | Der Sa | tellit der Tropical Rainfall Measuring Mission | 0 |
|---|------|--------|--|---|
| | 4.2 | Der T | RMM Microwave Imager (TMI) | 1 |
| | 4.3 | Der Vi | sible and Infrared Scanner (VIRS) | 3 |
| | 4.4 | Das P | ecipitation Radar (PR) $\ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots 30$ | 6 |
| | 4.5 | Weiter | e Instrumente | 7 |
| | | 4.5.1 | Der Lightning Imaging Sensor (LIS) | 7 |
| | | 4.5.2 | Das Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) 39 | 9 |
| | 4.6 | Valida | tionsdaten | 9 |
| | | 4.6.1 | Radardaten | 1 |
| | | 4.6.2 | Regensammlerdaten | 2 |
| F | Deco | L.1 | hai dan Niadana dalamafanna alama | 4 |
| Э | Pro | bieme | bei der iniederschlagsfernerkundung 44 | Ŧ |
| | 5.1 | VIS/II | | 4 |
| | 5.2 | Passiv | e Mikrowellenverfahren | 8 |
| | | 5.2.1 | Niederschlagserkennung | 0 |
| | | 5.2.2 | Klassifikation des Niederschlag-Regimes | 2 |
| | | 5.2.3 | Abschätzung der Niederschlagsraten | 4 |
| | 5.3 | Aktive | Mikrowellenverfahren | 4 |
| | | 5.3.1 | Fehler in Einzelmessungen | 5 |
| | | 5.3.2 | Quellen für systematische Fehler | 5 |
| | | | 5.3.2.1 Wahl einer geeigneten Tropfenverteilung | 5 |
| | | | 5.3.2.2 Störungen durch Beugungseffekte | 6 |
| | | | 5.3.2.3 Niederschlagsklassifikation und -ableitung | 9 |
| | | | 5.3.2.4 Korrekturmöglichkeiten kombinierter Verfahren 6 | 1 |

| | | | 5.3.2.5 | Messungen in Küstennähe | . 62 |
|---------------|---------------------------------------|--------|-------------|--|------|
| | | 5.3.3 | Darstellı | ıng am Fallbeispiel Hawaii | . 62 |
| 6 | Sen | sor-Ko | ombinatio | on zur Niederschlagsbestimmung | 77 |
| | 6.1 | Unters | suchung g | lobaler Felder | . 78 |
| | | 6.1.1 | Beschrei | bung des Referenzdatensatzes | . 78 |
| | | 6.1.2 | Anwend | ung auf die TRMM-Daten | . 79 |
| | | 6.1.3 | Vergleich | und Interpretation der Ergebnisse | . 80 |
| | | | 6.1.3.1 | Untersuchung des mittleren Jahresniederschlags $\ .\ .\ .$ | . 80 |
| | | | 6.1.3.2 | Untersuchung des Jahresgangs des Niederschlags | . 83 |
| | 6.2 | Konve | ktiver, str | ratiformer und warmer Regen | . 86 |
| | | 6.2.1 | Raum-ze | eitliche Verteilung des warmen Regens | . 88 |
| | 6.3 | Unters | suchung d | er Situation in Hawaii | . 91 |
| 7 | Oro | graphi | scher Ei | nfluss auf den Niederschlag | 98 |
| | 7.1 | Einbez | ziehung de | er Orographie | . 99 |
| 8 | 3 Zusammenfassung 10 | | 105 | | |
| 9 | Aus | blick | | | 108 |
| D | anksa | agung | | | 110 |
| \mathbf{Li} | terat | urverz | eichnis | | 111 |
| Ve | Verwendete Symbole und Abkürzungen 11 | | | 119 | |
| \mathbf{A} | nhan | g | | | 123 |

Abbildungsverzeichnis

| 2.1 | Langjähriger mittlerer Jahresniederschlag auf Hawaii | 8 |
|-----|---|----|
| 2.2 | Schematische Darstellung der Entwicklungsphasen einer Niederschlagszelle. | 10 |
| 2.3 | Tropfenspektren für verschiedene während HaRP beobachtete Nieder- schlagsraten | 12 |
| 2.4 | Änderung der Koagulations-Wahrscheinlichkeit in der Wirbelschleppe durch die Umströmung des Tropfen. | 14 |
| 2.5 | Zeitliche Entwicklung der Albedo A und der optischen Suszeptibilität S | 17 |
| 4.1 | Globale Verteilung der Stationen, deren Meldungen vom WZN im Januar 1999 berücksichtigt worden sind | 30 |
| 4.2 | Der TRMM Microwave Imager (TMI) | 33 |
| 4.3 | Spektrale Lage der TMI Frequenzen | 34 |
| 4.4 | Der Visible and Infrared Scanner (VIRS) | 35 |
| 4.5 | Spektrale Lage der drei kurzwelligen Kanäle des VIRS | 35 |
| 4.6 | Das Precipitation Radar (PR) | 37 |
| 4.7 | Der Lightning Imaging Sensor (LIS) | 38 |
| 4.8 | Das Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) $\ . \ . \ . \ .$ | 40 |
| 4.9 | Globale Verteilung der zu Validationszwecken genutzten Bodenstationen. | 41 |
| 5.1 | Darstellung der VIRS-Beobachtungsgeometrie | 46 |
| 5.2 | Mittlere Niederschlagsrate als Funktion der Scan-Position | 64 |

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

| 5.3 | Über einen Zeitraum von drei Monaten gemittelte Niederschlags- und Re- flektivitätsprofile | 65 |
|------|--|----|
| 5.4 | Beim Wechsel von Version 4 zu Version 5 durchgeführte Korrekturen | 66 |
| 5.5 | Scheinbare Position des durch die Reflexion der Nebenkeule an der Ober- fläche hervorgerufenen Echos | 67 |
| 5.6 | Gemessenes Beugungsmuster und Interpretation der Beobachtung | 68 |
| 5.7 | Über einen Zeitraum von einem Monat gemittelte Häufigkeitsprofile der Reflektivität in den verschiedenen Niederschlagskategorien. | 69 |
| 5.8 | Mittlere Niederschlagsrate warmen Regens als Funktion der Scan-Position . | 70 |
| 5.9 | Vergleich der über einen Monat gemittelten Reflektivitätsprofile des war- men Regens | 71 |
| 5.10 | Mittlere Niederschlagsrate von Küstenpixeln in Abhängigkeit von ihrem Landanteil. | 72 |
| 5.11 | Vergleich der PR- und TMI-Messungen bei geringem (warmen) Niederschlag. | 73 |
| 5.12 | Wie Abbildung 5.11 jedoch mit den VIRS- und TMI-Helligkeitstemperaturen. | 74 |
| 5.13 | Dreidimensionale Ansicht der vom PR bestimmten Niederschlagsstruktur aus Abbildung 5.11 | 75 |
| 5.14 | Wie Abbildung 5.11 jedoch mit den Standardabweichungen der VIRS- und TMI-Helligkeitstemperaturen. | 76 |
| 6.1 | Mittlerer Jahresniederschlag im Bereich des indischen Subkontinents | 82 |
| 6.2 | Zeitliche Änderung des zwischen 10° N und 10° S gefallenen Niederschlags. | 84 |
| 6.3 | Prozentualer Anteil des warmen Regens am Gesamtniederschlag | 90 |
| 6.4 | Mittlere Jahresniederschlagsrate auf Hawaii. | 94 |
| 6.5 | Mittlere Niederschlagsrate des warmen Regens auf Hawaii | 95 |
| 6.6 | Darstellung des mittleren Jahres- und Tagesgangs der Gesamtnieder- schlagsrate über einen Zeitraum von zwei Jahren. | 96 |

viii

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

| 6.7 | Darstellung des mittleren Jahres- und Tagesgangs des warmen Regens über einen Zeitraum von zwei Jahren |
|------|---|
| 7.1 | Mittlere Jahresniederschlagsrate über Südamerika |
| 7.2 | Schematische Darstellung der zur Abschätzung des orographischen Windes angewendeten Methode |
| 7.3 | Wechselwirkung des Niederschlags mit der Horizontalkomponente des Windfelds im Jahr 1998 |
| 9.1 | Mittlere Niederschlagsrate im Jahr 1998 |
| 9.2 | Mittlere Niederschlagsrate im Januar 1998 |
| 9.3 | Mittlere Niederschlagsrate im Februar 1998 |
| 9.4 | Mittlere Niederschlagsrate im März 1998 |
| 9.5 | Mittlere Niederschlagsrate im April 1998 |
| 9.6 | Mittlere Niederschlagsrate im Mai 1998 |
| 9.7 | Mittlere Niederschlagsrate im Juni 1998 |
| 9.8 | Mittlere Niederschlagsrate im Juli 1998 |
| 9.9 | Mittlere Niederschlagsrate im August 1998 |
| 9.10 | Mittlere Niederschlagsrate im September 1998 |
| 9.11 | Mittlere Niederschlagsrate im Oktober 1998 |
| 9.12 | Mittlere Niederschlagsrate im November 1998 |
| 9.13 | Mittlere Niederschlagsrate im Dezember 1998 |
| 9.14 | Mittlere Niederschlagsrate im Januar 1999 |
| 9.15 | Zonal gemittelte Gesamtniederschlagsrate im Zeitraum Januar 1998 bis Januar 1999 |
| 9.16 | Zonal gemittelte Niederschlagsrate über den Ozeanen im Zeitraum Januar 1998 bis Januar 1999 |

| 9.17 | Zonal gemittelte Niederschlagsrate über Land im Zeitraum Januar 1998 bis Januar 1999 |
|------|--|
| 9.18 | Mittlere monatliche Niederschlagsrate auf Hawaii im Zeitraum Januar bis Dezember 1998 |
| 9.19 | Mittlere monatliche Niederschlagsrate auf Hawaii im Zeitraum Januar bis Dezember 1999 |
| 9.20 | Wie Abbildung 9.18 auf Seite 144, jedoch für den warmen Regen 146 |
| 9.21 | Wie Abbildung 9.19 auf Seite 145, jedoch für den warmen Regen 147 |
| 9.22 | Mittlere Niederschlagsrate im Januar 1998 über Südamerika |
| 9.23 | Potentieller orographischer Niederschlag im Januar 1998 |
| 9.24 | Potentieller orographischer Niederschlag im Februar 1998 |
| 9.25 | Potentieller orographischer Niederschlag im März 1998 |
| 9.26 | Potentieller orographischer Niederschlag im April 1998 |
| 9.27 | Potentieller orographischer Niederschlag im Mai 1998 |
| 9.28 | Potentieller orographischer Niederschlag im Juni 1998 |
| 9.29 | Potentieller orographischer Niederschlag im Juli 1998 |
| 9.30 | Potentieller orographischer Niederschlag im August 1998 |
| 9.31 | Potentieller orographischer Niederschlag im September 1998 |
| 9.32 | Potentieller orographischer Niederschlag im Oktober 1998 |
| 9.33 | Potentieller orographischer Niederschlag im November 1998 |
| 9.34 | Potentieller orographischer Niederschlag im Dezember 1998 |
| 9.35 | Potentieller orographischer Niederschlag im Januar 1999 |
| 9.36 | Wechselwirkung des Niederschlags mit der Horizontalkomponente des Windfelds im Januar 1998 |
| 9.37 | Wechselwirkung des Niederschlags mit der Horizontalkomponente des Windfelds im Februar 1998 |

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

| 9.38 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im März 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
|------|--|----------------------------------|
| 9.39 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im April 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.40 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im Mai 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.41 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im Juni 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.42 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im Juli 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.43 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im August 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.44 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im September 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.45 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im Oktober 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.46 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im November 1998 \ldots . | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.47 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im Dezember 1998 | mit der Horizontalkomponente des |
| 9.48 | Wechselwirkung des Niederschlags Windfelds im Januar 1999 | mit der Horizontalkomponente des |

Tabellenverzeichnis

| 4.1 | Klassifikation der Stationen, deren Meldungen vom WZN im Januar 1999 berücksichtigt worden sind | 31 |
|-----|---|----|
| 4.2 | Technische Daten des passiven Mikrowellenradiometers TMI | 32 |
| 4.3 | Technische Daten des passiven Mikrowellenradiometers SSM/I | 32 |
| 4.4 | Vergleich der Infrarotradiometer AVHRR und VIRS | 36 |
| 4.5 | Technische Daten des Lightning Imaging Sensors (LIS) | 39 |
| 4.6 | Technische Daten des Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) | 40 |
| 4.7 | Technische Daten des TRMM-PR im Vergleich zur Radarstation auf Kwa- jalein (Schumacher und Houze, 2000 [76]) | 42 |
| 5.1 | Standardklassifikation aller Messungen bei einer Wolkenoberkantentemperatur über 0°C. | 61 |
| 6.1 | Jahresgang des prozentualen Anteils des warmen Regens | 89 |
| 6.2 | Abweichung des mit TRMM bestimmten Jahresgangs des Niederschlags von den Referenzdaten im Bereich der Hawaii-Inseln | 93 |

Kapitel 1

Bedeutung des Niederschlags

Von allen Spurenstoffen der Atmosphäre kommt dem Wasser in seinen drei Aggregatzuständen die größte Bedeutung zu. Das globale Wetter- und Klimageschehen wird maßgeblich durch Kondensations-, Verdunstungs-, Schmelz- und Gefrierprozesse geprägt. Dies ist umso bemerkenswerter, betrachtet man den relativ geringen Massenanteil, den das atmosphärische Wasser sowohl in der Atmosphäre als auch im gesamten Wasserkreislauf aufweist. Die gesamte Menge des auf der Erde vorhandenen Wassers wird auf etwa $1.384 \cdot 10^{21}$ kg geschätzt. Hierzu tragen die polaren und grönländischen Eismassen zu 2.4%, Flüsse und Binnenseen zu0.009%und das Grundwasser zu0.5%bei. In den oberen Bodenschichten befinden sich etwa 0.01%, in Flora und Fauna noch einmal etwa 0.003%. Lediglich 0.001% entfallen auf die Atmosphäre. Diesen insgesamt 2.9% Süßwasser stehen 97.1% Salzwasser in den Ozeanen, Binnenmeeren und Salzseen gegenüber. Der maximale atmosphärische Volumenanteil des Wasserdampfes liegt bei etwa 4%. Würde das gesamte atmosphärische Wasser ausregnen, ergäbe dies eine Wassersäule von nur 25 mm. Verglichen mit den etwa 1000 mm durchschnittlichen globalen Jahresniederschlags (Rudolf, 1995 [74]) bedeutet dies, dass das atmosphärische Wasser im Mittel etwa alle 9 Tage vollständig umgewälzt wird.

Das Angebot an Süßwasser bestimmt, wo auf der Erde menschliches Leben überhaupt möglich ist. Ändert sich dieses häufig sehr empfindliche Gleichgewicht in die eine oder andere Richtung, kann dies katastrophale Folgen für die betroffene Bevölkerung haben. Durch die außerordentlich starken Niederschläge hervorgerufen durch den Hurrikan "Mitch" wurden Ende Oktober 1998 mehr als 17.000 Menschen in Mittelamerika getötet. In Honduras verloren 1.5 Millionen Menschen ihre Unterkunft, etwa 70 – 80% der Transportinfrastruktur wurden zerstört, für den Wiederaufbau werden 15 – 20 Jahre veranschlagt, die geschätzten Schäden liegen bei 4 Milliarden Dollar. Im Gegensatz zu Überflutungen, sind Dürren Prozesse, die sich langsam und wenig spektakulär entwickeln und somit in der Öffentlichkeit sehr viel weniger Aufmerksamkeit erhalten, dennoch müssen sie im Zeitraum von Monaten bis Jahren als die folgenschwersten Naturkatastrophen angesehen werden. Die Auswirkungen auf die Bevölkerung werden häufig durch die politische

Situation erschwert, so dass sie nur schwer auf das klimatologische Ereignis allein zurückzuführen sind. Durch die Dürre in Äthiopien im Winter 1999/2000 waren nach Angaben des amerikanischen "Famine Early Warning System" (FEWS) etwa 5 Millionen Menschen auf dringende Hilfe angewiesen. Aber nicht nur Extremereignisse wie Überflutungen oder Dürren fordern zahlreiche Opfer. Auch schleichende Prozesse, wie die langsame Versteppung und schließlich Desertifikation des Gebietes der heutigen Sahara, beginnend mit dem Atlantikum des Holozän, führten zur Verdrängung der ehemals dort ansässigen Menschen. Erst kürzlich wurde die Vermutung geäußert, dass das Ende des Alten Reiches in Ägypten (einhergehend mit dem Ende der Herrschaft von Pepi II. um 2260 v. Chr.) durch extreme Dürren hervorgerufen wurde. Paläoklimatologische Untersuchungen in Israel und Ägypten scheinen zu belegen, dass eine großräumige Abkühlung in der Region zu einem deutlichen Rückgang des Niederschlags auch in den Quellregionen des Nils geführt haben könnte und somit eine mögliche Ursache für das Ausbleiben der jährlichen Nilüberschwemmungen war (Hassan, 2001 [32]).

Die Beobachtung der Veränderung von Niederschlagsmustern ist ein deutlicher Indikator bei der Untersuchung von Klimamechanismen, wie es unter anderen das Beispiel des "El-Niño Southern Oscillation"-Phänomens demonstriert. Auch bei der Interpretation paläoklimatologischer Informationen, werden häufig Größen, die nicht nur temperatursondern auch niederschlagsabhängig sind, ausgewertet.

Von besonderer Bedeutung sind Niederschlagsprozesse für den latenten Wärmetransport in der Atmosphäre. Dies gilt lokal für den vertikalen Transport innerhalb der Troposphäre von der Oberfläche zum Kondensationsniveau, als auch global: Im Bereich der innertropischen Konvergenzzone erreicht die durch Kondensation der wasserreichen Passat-Luft freigesetzte Energie das Niveau der Netto-Strahlungsbilanz und trägt dort wesentlich zur Erwärmung der Luft und – in geringerem Maße – der Meeresoberfläche bei. Insgesamt erhält die Atmosphäre etwa drei Viertel ihrer Wärmeenergie aus der bei Niederschlagsprozessen freigesetzten latenten Wärme (Simpson, 1996 [79]). Quelle dieser Energie sind die trockenen Zonen des subtropischen Hochdruckgürtels in denen große Mengen Meerwasser verdunstet werden. Erfolgt der Transport äquatorwärts über die Passat-Winde, wird die latente Energie den mittleren Breiten gemeinsam mit der Advektion warmer Luft über die wandernden Tiefdrucksysteme zugeführt.

Aufgrund der geringeren Dichte gegenüber dem Meerwasser stellt der Niederschlag auch einen wichtigen Beitrag bei der thermohalinen Zirkulation (Simmer, 1996 [78]). So könnte ein verstärkter Süßwassereintrag durch Niederschlag und Schmelz wasser im Bereich des Nordatlantiks die Tiefenwasserbildung reduzieren oder diese ganz zum Erliegen bringen. Gegen Ende der letzten Eiszeit führten diese sogenannten DANSGARD-ØSCHGER-Ereignisse zu einer starken Abschwächung der gerade erst wieder eingesetzten Tiefenwasserbildung und daraus resultierend zu einer kurzzeitigen Abkühlung sowie einem erneuten Anwachsen der Eismassen, bevor mit dem erneuten Wiedereinsetzen der Tiefenwasserbildung der gegenwärtige stabile Zustand des Holozäns erreicht wurde. Da über 70% der Erdoberfläche mit Wasser bedeckt sind, kann ein großer Teil des globalen Niederschlags nicht direkt beobachtet werden, aber auch auf den Kontinenten ist die Dichte des synoptischen Messnetzes in vielen Bereichen unzureichend, so dass zusammenhängende Niederschlagsfelder aus Bodenmessungen nur durch Interpolation zu erreichen sind. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass die räumliche und zeitliche Verteilung des Niederschlags durchaus deutliche Unstetigkeiten aufweisen kann. Außerdem ist der Niederschlag im Gegensatz zu anderen meteorologischen Parametern wie z.B. Temperatur und Druck keine einfach zu bestimmende Größe. Während die Messgenauigkeit dieser Größen schon seit längerem im Prozent- bzw. Promille-Bereich liegt, lässt sich der flüssige Niederschlag in Einzelfällen je nach Windstärke und Verdunstung nur auf etwa 10 bis 50% genau bestimmen, im Falle von festen Niederschlag – insbesondere Schnee – kann dieser Wert sogar 500% erreichen (Ahlheim, 1989 [2]).

Selbst in Staaten wie der Bundesrepublik Deutschland kann nicht jedes einzelne Niederschlagsereignis vom herkömmlichen Bodenmessnetz erfasst werden. Die laufende Ausdünnung der Bodenstationen des DWD¹ von etwa 8000 auf 2500 wird diese Situation weiter verschärfen.

Abhilfe sollen flächendeckende Radarverbundnetze schaffen, die sowohl räumlich als auch zeitlich hochaufgelöste Informationen über den Niederschlag liefern. Beispiele hierfür sind das operationelle Radarnetz des deutschen Wetterdienstes, mit dem die gesamte Fläche der Bundesrepublik abgedeckt werden kann und das NEXRAD-Netz² in den Vereinigten Staaten, welches auch bei der Tornado-Warnung von großer Bedeutung ist. Im Aufbau befindet sich das grenzüberschreitende europäische Radarnetz CERAD (Central European Radar Network), an dem die operativen Radarnetze sowie Einzelstationen in Deutschland, Italien, Kroatien, Österreich, Polen, der Schweiz, der Slowakei, Slowenien, der tschechischen Republik und Ungarn beteiligt sind. Die "Liaison Group on Operational European Weather Radar Networking" (GORN) formulierte im "Operational Programme for the Exchange of Weather Radar Information" (OPERA) die Anforderungen an ein zukünftiges gesamteuropäisches Netzwerk, dem dann auch Belgien, Bulgarien, Dänemark, Estland, Finnland, Frankreich, Griechenland, Großbritannien, Island, Irland, Lettland, Litauen, die Niederlande, Norwegen, Portugal, Rumänien, Schweden und Spanien angehören werden, so dass dann weite Teile Europas erfasst werden können. Neben einigen Industriestaaten verfügt allein die Volksrepublik China als einziges Schwellenland über ein modernes DOPPLER-Radarnetz, welches den Oberlauf des Yang-Tse-Kiang und seiner Nebenflüsse abdeckt. Für die meisten anderen Staaten sind die Ausgaben zur Errichtung und Unterhaltung von Radarnetzen nicht zu bewältigen, häufig verfügen sie nicht einmal über eine ausreichende Anzahl von konventionellen Messstationen (Rudolf, 1994 [73]). So gibt es aus dem Staat Myanmar (östlich von Bangladesh) nicht eine Niederschlagsmeldung an das in Offenbach beheimatete Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN)

¹DWD: Deutscher Wetterdienst

²NEXRAD: Next Generation Weather Radar System

Es ist aus den oben dargelegten Gründen naheliegend, die verfügbaren Satellitendaten auf ihre Brauchbarkeit zur Beobachtung des Niederschlags zu untersuchen, entsprechende Algorithmen zu entwickeln, zu testen und anzuwenden – sowie zukünftige Satellitenmissionen für die Niederschlagsbeobachtung zu optimieren. Die Bestimmung der Niederschlagsrate kann hierbei durch die Beurteilung des Niederschlagsbildungsprozesses sinnvoll ergänzt werden, da die auf diese Weise abgeleiteten wolkenphysikalischen Parameter – wie beispielsweise Informationen über die mögliche Verteilungsfunktion der Niederschlagsteilchen oder die Wolkenoberkantentemperatur - charakteristische Merkmale dieser Prozesse sind. Diese Klassifikation erfolgt zunächst grob in die Kategorien konvektiv und stratiform, welche sich signifikant in den genannten Eigenschaften unterscheiden und die einen unterschiedlich starken Beitrag zum Transport latenter Energie in der Atmosphäre leisten. Weitere interessante Fälle in der Niederschlagsklassifikation sind der sogenannte warme Regen, dessen globale Verteilung und Intensität bisher ebenso wenig erforscht ist, wie die des orographisch induzierten Niederschlags. Die Identifikation und Beurteilung dieser Niederschlagsformen mit den Mitteln der Fernerkundung ist technisch aufwendig und konnte bislang noch nicht operationalisiert werden. Aber auch mit herkömmlichen Bodenmessungen ist dies nicht ohne weiteres möglich: Im Falle des warmen Regens sind zur eindeutigen Identifikation Informationen aus dem oberen Bereich der Wolke erforderlich, die sich nur durch die Fernerkundung oder im Einzelfall durch aufwendige in-Situ Messungen mit Sonden oder Flugzeugen bestimmen lassen. Die Bestimmung des orographisch induzierten Regens erfordert in den betreffenden Regionen im Falle von Bodenmessungen eine außerordentlich hohe Stationsdichte – die Methoden der Fernerkundung leiden im Falle des Bodenradars unter orographisch bedingten Abschattungseffekten, während Satellitenverfahren meist an der hohen Variabilität des Bodensignals und der erforderlichen Trennung dieses Signalanteils vom atmosphärischen Niederschlagssignal scheitern.

Im Rahmen dieser Arbeit soll gezeigt werden, dass mit der Kombination der auf dem TRMM-Satelliten zur Verfügung stehenden Sensoren die räumliche und zeitliche Verteilung des warmen Regens bestimmt werden kann, da sich dieser im Verlauf der Untersuchungen als Bereich von zentraler Bedeutung herausstellen wird. Der vorliegende Text gliedert sich daher wie folgt: zunächst sollen die allgemeinen Grundlagen zum warmen Regen zusammengefasst werden. Im weiteren folgt eine Übersicht der bisherigen Verfahren zur Niederschlagsabschätzung aus Messungen der verschiedenen Satellitensysteme, die im darauf folgenden Kapitel durch die Vorstellung des Satelliten der "Tropical Rainfall Measuring Mission" und seiner Sensoren ergänzt wird. Auf die speziellen Probleme die bei der Niederschlagsfernerkundung mit diesen Geräten zu berücksichtigen sind, soll dann im fünften Kapitel eingegangen werden, um daraufhin die hiermit abgeleiteten Niederschlagsfelder des warmen Regens kritisch zu betrachten. Die Möglichkeiten, welche die Sensoren dieses Satelliten bei der Betrachtung orographisch bedingter Niederschlagsphänomene bieten, sollen kurz umrissen und anhand von Beispielen illustriert werden. In der abschließenden Zusammenfassung soll – neben dem Potential der auf TRMM erstmals eingesetzten Kombination von Sensoren zur Niederschlagsbestimmung – auf darauf aufbauende mögliche zukünftige Missionen hingewiesen werden.

Kapitel 2

Warmer Regen

Die allgemeinen Probleme bei der Klassifikation und Quantifizierung von Niederschlag aus warmen, eisfreien Wolken, lassen die nähere Untersuchung dieser Systeme sinnvoll erscheinen. Warmer Regen entsteht durch Kondensations- und Koagulationsprozesse, ohne die Tropfenbildung über den – besonders in mittleren und höheren Breiten bedeutsameren – BERGERON-FINDEISEN-Prozess. Die insbesondere über den Ozeanen geringe Konzentration von Gefrierkernen, sowie deren teilweise recht niedrige Aktivierungstemperatur, erlauben auch bei Temperaturen deutlich unter dem Gefrierpunkt (Wolkenoberkantentemperatur CTT > -15° C) das Wachstum von flüssigen Wolkenteilchen. Im Experiment konnten unterkühlte Tropfen noch bei -38° C beobachtet werden (Pruppacher und Klett, 1997 [67]).

Während die Kondensation vor allem von der Art und der Anzahl an Kondensationskeimen und dem Wasserdampfdruck abhängt, ist die Koagulation, also die Fähigkeit eines Tropfens mit anderen zu verschmelzen, schwieriger zu beschreiben. Geht man von der Vorstellung aus, dass sich in einer Wolke stets Tropfen verschiedener Durchmesser befinden, entspricht die Verteilung über ihre Fallgeschwindigkeiten – idealisiert nach dem STOKES-SCHEN Fallgesetz – der Verteilung über ihre Durchmesser. Gilt für den Widerstand Rbeim Fall eines kleinen Tröpfchens mit dem Durchmesser D

$$R = 3\pi \eta \vec{w} D \quad , \tag{2.1}$$

mit der dynamischen Zähigkeit der Luft η und der Fallgeschwindigkeit \vec{w} , so folgt für die maximale Fallgeschwindigkeit \vec{w} eines Tropfens mit dem Durchmesser d und der Dichte ρ_1 in einem Medium mit der Dichte ρ_2 unter Erdbeschleunigung g:

$$\vec{w} = \frac{D^2 g(\rho_1 - \rho_2)}{18\eta} \quad . \tag{2.2}$$

Nach der einfachsten Modellvorstellung nimmt der fallende Tropfen alle auf seinem Weg befindlichen kleineren Tropfen auf, wobei mögliche Aufwinde seine effektive Weglänge vergrößern und damit das Wachstum begünstigen. Tatsächlich wirken eine Reihe von Faktoren diesem Prozess entgegen. Die Idealisierung kugelförmiger Tropfen die im STO-KESSCHEN Fallgesetz gemacht wurde, gilt nur für sehr kleine Tröpfchen $(D < 0.01 \,\mathrm{mm})$ für Wasser in Luft). Bei größeren Tropfen wird eine Abflachung beobachtet, die zu einer Reduzierung ihrer Fallgeschwindigkeit und somit zu einer Eingrenzung des gesamten Geschwindigkeitsspektrums führt, was wiederum die Zahl der potentiellen Begegnungen reduziert. Diese Abflachung, bedingt durch die geringere Oberflächenspannung und die höhere Fallgeschwindigkeit der größeren Tropfen, führt letztendlich – einhergehend mit Oszillationen – zu einem Zerplatzen des Tropfens. Aber auch die Wahrscheinlichkeit einer Kollision ist kleiner als eins, da insbesondere sehr kleine Tröpfchen von der Luftströmung um den großen Tropfen herumgeführt werden, so dass die tatsächliche Effizienz von Koagulationsprozessen geringer als zunächst angenommen ist. Kollisionen großer Tropfen mit kleineren können überdies den größeren Tropfen zum Zerplatzen bringen, womit die Größe von Regentropfen abhängig von den jeweiligen Randbedingungen – wie Tropfenspektrum und Stärke der Turbulenz – stets begrenzt ist.

2.1 Klimatologische Erkenntnisse

Obwohl seit langem bekannt ist, dass warmer Regen insbesondere in den Tropen einen durchaus beträchtlichen Anteil am Gesamtniederschlag haben kann, existieren bislang noch keine Erkenntnisse über seine globale Verteilung, sowie seinen quantitativen Beitrag. Aber auch in den mittleren Breiten kann der warme Regen den Niederschlag in der Frühphase der Bildung eines konvektiven Systems beherrschen (Illingworth, 1988 [40]), erreicht dort jedoch meist nur geringe Intensitäten. Von besonderer Bedeutung ist orographisch induzierter warmer Regen, wie er an den Luvlagen von küstennahen Gebirgszügen in Zentral-Amerika, Afrika, Hawaii oder Mauritius, sowie während des Winter-Monsuns an den östlichen Küstengebirgen der Philippinen und Vietnams beobachtet werden kann. Sehr häufig erfolgt die vertikale Begrenzung dieser Niederschlagssysteme durch Inversionsschichten in Höhen von zwei bis drei Kilometern (Ramage und Schroeder, 1999 [69]). Die Quantifizierung dieses Niederschlags ist außerordentlich schwierig, da die betreffenden Regionen nur selten über ein ausreichendes Bodenmessnetz verfügen und das Problem der Fernerkundung sowohl von warmen als auch von orographisch induzierten Niederschlag bislang noch nicht befriedigend gelöst werden konnte.

Die Messungen während des GATE¹-Experimentes bildeten die Grundlage für die Untersuchungen von Woodley (1980 [92]), Augustine (1981 [5]) sowie Szoke und Zipser (1986 [82]). Obwohl bei ihnen die Bestimmung des warmen Regens nicht vorrangig war, bildeten diese Untersuchungen doch wertvolle Grundlagen für spätere Arbeiten. So kombi-

¹Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment

nierten Liu et al. (1995 [56]) aus SSM/I-Messungen abgeleitete Niederschlagsraten mit Infrarotmessungen des geostationären Satelliten GMS-5, um auf diese Weise den Niederschlagsanteil aus Wolken mit einer Oberkantentemperatur oberhalb des Gefrierpunktes zu bestimmen. Beim Untersuchungsgebiet beschränkten sie sich auf den westlichen äquatorialen Pazifik im Zeitraum zwischen November 1992 und Februar 1993 – also den Bereich des TOGA/COARE Experimentes. Obwohl diese Region von starken konvektiven Niederschlägen aus vertikal hochreichenden Wolkensystemen (bis 18 km Höhe) geprägt ist, lag der auf diese Weise bestimmte Anteil des warmen Regens bei etwa 14% in der Häufigkeit und 9% in der Gesamtmenge. Petty (1999 [66]) verglich Messungen der Wolkenoberkantentemperatur des GMS-5 Satelliten mit synoptischen Meldungen in dessen Beobachtungsgebiet, dem westlichen Pazifik zwischen etwa 50° Nord und 50° Süd bzw. 80° Ost und 165° West. Im Bereich östlich Australiens lag der Anteil warmen Regens in allen Jahreszeiten zwischen 20% - 40% in der Häufigkeit. Eine Abschätzung des Mengenanteils bei diesem Verfahren ist jedoch schwierig, da anzunehmen ist, dass bei der Beobachtung des Gesamtniederschlags insbesondere die hohen Niederschlagsraten unterschätzt wurden und somit der warme Regen eher überbewertet wurde.

2.2 Lokale Messkampagnen – Hawaii

Während die Kenntnisse über die globale Verteilung und Intensität des warmen Regens noch große Lücken aufweisen, sind die Informationen, die an einzelnen Orten gewonnen wurden, weit detaillierter. Eine besondere Bedeutung kommt hier der Inselgruppe Hawaii zu: Aufgrund ihrer Lage bei etwa 20° Nord und 155° West befindet sie sich den größten Teil des Jahres im Bereich der Nordost-Passate; durch das persistente ostpazifische Subtropenhoch nordöstlich der Inseln (zwischen 25° und 40° N) wird diese Situation noch weiter ausgeprägt. So wird Hawaii im Sommer zu etwa 90% und im Januar wegen des dann abgeschwächten Hochs nur zu etwa 50% aus dieser Richtung angeströmt. Der Tagesgang der Hauptströmung ist relativ schwach ausgeprägt, im Mittel ist der Wind jedoch am stärksten während des Nachmittags mit einem Minimum bei Nacht. Gelegentlich auftretende Tiefdrucksysteme nördlich der Inseln können auch zu Winden aus südlichen Richtungen führen.

Mit Gipfelhöhen von bis zu 4201 Metern (Mauna Kea) hat die Orographie einen ausgeprägten Einfluss auf das Windfeld und vor allem auf den Niederschlag, mit ausgeprägten Land-See- bzw. Berg-Talwind Systemen. In Luvlagen am Waialeale (1571 m) auf der Insel Kauai wurden langjährige Mittelwerte der Jahressummen von 11415 mm gemessen (Giambelluca et al., 1986 [27]). Ein großer Teil davon fällt, insbesondere im Sommer, als warmer Regen. Hilo auf der Hauptinsel Hawaii gilt mit 2560 mm Jahresniederschlag als "nasseste" Stadt der USA. Im Gegensatz dazu fallen in einigen Leelagen der Inseln weniger als 200 mm im Jahr (siehe Abbildung 2.1).



Abbildung 2.1: Langjähriger mittlerer Jahresniederschlag auf Hawaii in mm (nach Giambelluca et al., 1986 [27]). Der weiße Pfeil zeigt die Hauptwindrichtung an. Die Isopleten sind als weiße Linien dargestellt.

2.2.1 Doppler-Radarmessungen

Die Kenntnisse über den Niederschlag auf Hawaii sind vor allem wegen des dichten Messnetzes, bestehend aus Regensammlern und insgesamt vier NEXRAD-DOPPLER-Radargeräten, außerordentlich umfassend. Konventionelle Messungen reichen bis in die vierziger Jahre des 19. Jahrhunderts zurück. Darüber hinaus wurden eine Reihe von Experimenten durchgeführt, die speziell auf die Untersuchung von Warmregenereignissen abzielten. Beginnend mit dem "Project Shower" (1954), dem "Warm Rain Project" (1965), dem "Joint Hawaii Rainband Project (JHWRP)" (1985) und schließlich dem "Hawaiian Rainband Project (HaRP)" (1990) stehen wertvolle Datensätze zur Verfügung. Eine typische Niederschlagssituation, beobachtet am 22. August 1990 während des HaRP-Experimentes, (Wang und Chen, 1998 [89]) verdeutlicht die Wechselwirkung zwischen den Passat-Winden und dem orographisch geprägten lokalen Windfeld der Inseln. In den frühen Morgenstunden zwischen 4 und 6 Uhr Lokalzeit (14:00 bzw. 16:00 UT) näherte sich ein Wolkenband aus nordöstlicher Richtung der Insel Hawaii. Bereits in mehr als 40 km Entfernung waren in Radarbeobachtungen konvektive Niederschlagszellen zu erkennen. In Küstennähe führte das Aufeinandertreffen mit der ablandigen Komponente der Land-See-Wind-Zirkulation in den niedrigeren Schichten zu einer dynamischen Verstärkung der Aufwinde im Konvergenzbereich, so dass sich ein deutlich sichtbares Niederschlagsband parallel zur Küste entwickelte. Allerdings führte die in diesen frühen Morgenstunden vergleichsweise niedrige Temperatur des Landwindes, der in den unteren Bereich dieser Wolken einströmte, zu einem raschen Zusammenbruch der Konvektion. Etwa drei Stunden später (17:00 - 19:00 UT) hatte sich die ablandige Strömung um 250 m auf einen Bereich von 500 m in vertikaler, bzw. auf 20 km gegenüber zunächst 10 km in horizontaler Richtung ausgeweitet und wurde zusätzlich intensiviert durch die Niederschlagsabkühlungen aus dem ersten Wolkenband. Das nun folgende Niederschlagsband geriet also in größerer Entfernung zur Küste in den Konvergenzbereich, erreichte mit dem nun wärmeren und feuchteren Landwind eine größere vertikale Ausdehnung, um nach dem Zusammenbruch der ablandigen Strömung und der Umkehr der Land-See-Wind-Zirkulation starke Niederschläge auf der Luvseite der Insel zu verursachen.

Bei Radarmessungen von küstennahen Wolkenbändern wurde innerhalb von nur 15 Minuten die Bildung von relativ kleinräumigen, eng umgrenzten Niederschlagszellen mit Radar-Reflektivitäten von bis zu 60 dBZ aus zunächst praktisch reflektivitätsfreiem Gebiet (-20 dBZ) beobachtet (Szumowski et al., 1997 [83]). Reflektivitäten dieser Intensität werden nur bei sehr hohem Flüssigwassergehalt oder bei außerordentlich großen Tropfen beobachtet (eine Interpretation dieser Ergebnisse soll im Anschluss erfolgen). Im Allgemeinen wurden diese Systeme durch eine Inversion in etwa 2.5 bis 3.0 km Höhe in ihrer vertikalen Ausdehnung begrenzt, so dass der aus ihnen fallende Niederschlag nie über die Eisphase gebildet werden konnte. In Einzelfällen wurden Tagessummen von mehr als 100 mm pro Tag gemessen (Kodoma und Barnes, 1997 [47]).

Aber auch in Abwesenheit einer Inversion kann der warme Regen merklich zum Gesamtniederschlag beitragen. Uyeda et al. (1995 [88]) untersuchten DOPPLER-Radarmessungen, die auf Manus-Island (Papua Neu-Guinea) während der "Intensive Observation Phase" (IOP) von TOGA/COARE zwischen dem 12. November 1992 und dem 22. Januar 1993 durchgeführt wurden. Es konnten eine Reihe unterschiedlicher Niederschlagssysteme wie Niederschlagsbänder, konvektive und stratiforme Systeme, diese teilweise mit konvektiven Kernen, aber auch isolierte konvektive Systeme über der Insel studiert werden. Aufgrund der weniger stark ausgeprägten Inversion fiel ein großer Teil des Niederschlags allerdings nicht als warmer Regen, sondern wurde über die Eisphase gebildet. Zusammenfassend kamen sie zu den in Abbildung 2.2 illustrierten Ergebnissen:

- 1. In der Anfangsphase der vom Radar beobachteten Wolkenentstehung dominiert der warme Regen mit den höchsten während des gesamten Zeitraums gemessenen Reflektivitäten.
- 2. Die maximale Wolkenoberkantenhöhe wird innerhalb von drei Stunden nach Messung des ersten Echos registriert.
- 3. Die größte horizontale Ausdehnung wurde, je nach Größe des Systems, erst einige Stunden nach Erreichen der maximalen Höhe erreicht.
- 4. In der abschließenden stratiformen Phase wurden Aufwindgebiete oberhalb der Schmelzschicht beobachtet, die teilweise völlig unabhängig von denen unterhalb der Schmelzschicht waren.



Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Entwicklungsphasen einer Niederschlagszelle: Die obere Reihe zeigt die Aufsicht mit dem Radarecho (schraffiert) und dem IR-Signal (gestrichelt). In der unteren Reihe sind die entsprechenden Vertikalschnitte – wie vom Radar aufgenommen – dargestellt (nach Uyeda et al., 1995 [88]).

Die oben aufgeführten Punkte verdeutlichen, wie problematisch die ausschließliche Verwendung von Wolkenoberkanten-Parametern – so wie sie bei der Analyse vom Satellitenmessungen im sichtbaren und infraroten Spektralbereich praktiziert wird – bei der Ableitung von Niederschlagsraten ist. In Kapitel 5 soll hierauf eingegangen werden.

2.2.2 Wolkenmikrophysikalische Messungen

Die Interpretation der auf Hawaii durchgeführten Radarmessungen wurde durch ergänzende Untersuchungen im Rahmen der JHWRP- und HaRP-Experimente erleichtert (Szumowski et al., 1998 [84]). Neben zusätzlichen Radiosondenaufstiegen waren insbesondere die Flugzeugbeobachtungen von besonderer Bedeutung. Die in den Experimenten eingesetzten Flugzeuge trugen verschiedene Teilchensonden mit Auflösungen von $200 \,\mu m$, $100 \,\mu\mathrm{m}$ bzw. $25 \,\mu\mathrm{m}$, sowie ein Spektrometer (Forward Scattering Spectrometer Probe, FSSP). Der Wolkenflüssigwassergehalt konnte zusätzlich mit einem Hitzdrahtgerät, bestimmt werden. Während die Sonden beim JHWRP-Experiment an den Flügelenden montiert werden konnten, erfolgte die Montage bei HaRP am Rumpf, wobei dessen turbulente Umströmung den Nachweis von Tropfen größer als 3 mm aufgrund ihrer Labilität nicht zuließ. Aufgabe dieser Geräte war die Ableitung von Teilchenspektren sowohl im Bereich der Wolkentröpfchen und Regentropfen, als auch im Bereich des als Kondensationskern dienenden Aerosols. Die auf diese Weise aufgenommenen Daten ermöglichten die Berechnung der Radar-Reflektivitäten als vergleichenden Konsistenztest (Szumowski et al., 1997 [83]). Ein direkter Vergleich an ausgewählten Situationen war jedoch nicht möglich, da während JHWRP keine DOPPLER-Radarmessungen durchgeführt wurden und während HaRP die Montage der Teilchensonden zu unbrauchbaren Spektren führte. Da das von den Teilchensonden beobachtete Messvolumen nur im Bereich von einigen Kubikmetern lag (ca. 100 m³ bis 500 m³ in Abhängigkeit von der Niederschlagsstärke), ist die Übertragung auf das Gesamtvolumen ohnehin zweifelhaft.

Gemeinsam mit dem aus den DOPPLER-Radarmessungen abgeleiteten Windfeld war auch die Interpretation der außerordentlich hohen Reflektivitäten in den Aufwindkernen möglich. Der Wolkenflüssigwassergehalt zeigte eine hohe Korrelation mit der vertikalen Windkomponente. Darüber hinaus wurden in Bereichen vertikaler Aufwinde von bis zu 9.7 m/s Tropfen mit volumenäquivalenten Kugeldurchmessern von über 5 mm gemessen. Die größten beobachteten Tropfen erreichten äquivalente Durchmesser von 8.2 mm. Nach Berechnungen von Komabayasi et al. (1964 [48]) liegt die mittlere Lebensdauer von Tropfen mit Durchmessern von 5.5 mm bei mehreren Minuten, während sie für Tropfen mit Durchmessern größer 7 mm unter einer Minute liegt, ihre Existenz also höchst unwahrscheinlich sein sollte. Nach Pruppacher und Klett (1997, S.413 [67]) lassen sich diese Ergebnisse jedoch nicht ohne weiteres auf atmosphärische Verhältnisse übertragen, so gelang es Pruppacher und Pitter (1971 [68]) in Windkanalexperimenten stabile Tropfen mit äquivalenten Durchmessern von bis zu 9 mm zu erzeugen. Bemerkenswert war außerdem, dass die Teilchenspektren in den Regionen der größten Tropfen keine Tropfen unter einem Millimeter Durchmesser und nur sehr wenige mit Durchmessern zwischen einem und zwei Millimetern aufwiesen. Dies entspricht auch den Beobachtungen von Kubesh und Beard (1988 [49]) die HaRP-Teilchenspektren zur Ableitung von Z-R-Beziehungen für hawaiianische Radargeräte verwendeten (siehe Abbildung 2.3).



Abbildung 2.3: Über 15 Sekunden gemittelte Tropfenspektren für verschiedene während HaRP beobachtete Niederschlagsraten: R < 0.1 (dunkelgrau), 0.1 - 1.0 (mittelgrau), 1.0 - 10.0 (hellgrau) und > 10 mm/h (weiß) im Vergleich zu den entsprechenden exponentiellen Verteilungen für konvektive Schauer (gepunktet). Ergänzend sind die mittleren Regenraten (R), die Anzahl der Stichproben (N) und das Probenvolumen (V) aufgeführt (nach Kubesh und Beard, 1988 [49]).

Aus den aufgeführten Gründen erscheinen die relativ hohen gemessenen Werte der Radar-Reflektivität Z, in den stärksten Aufwindbereichen der Wolkenzellen plausibel, da Z von der sechsten Potenz der Tropfendurchmesser abhängt:

$$Z = \sum_{V} N_i D_i^6 \quad . \tag{2.3}$$

2.2. LOKALE MESSKAMPAGNEN – HAWAII

Die Radar-Reflektivität Z folgt also aus der Summation über alle streuenden Teilchen N_i mit Durchmesser D_i im Volumen V. Es ist im folgenden Abschnitt zu klären, wie es in der relativ kurzen Zeit von nur etwa 15 Minuten zu diesem Tropfenwachstum kommen kann, ob dieses Ergebnis typisch für den warmen Regen ist oder lediglich eine Besonderheit der Niederschlagssituation auf Hawaii, und inwiefern vom Satelliten fernerkundbare Größen hiervon beeinflusst werden können.

2.2.3 Interpretation der Messungen - Modellvorstellungen

Um die Frage nach der Ursache für die extrem großen beobachteten Tropfen beantworten zu können, ist es sinnvoll zu versuchen, die gemessenen Ergebnisse mit Hilfe von Simulationen nachzuvollziehen. Die numerische Modellierung ist ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der am warmen Regen beteiligten Prozesse. Messungen geben häufig nur über einzelne Aspekte Auskunft, da sie – je nach Verfahren – entweder nur lokal erhoben werden können, wie die Tropfenspektren der Teilchensonden, oder nur über einen relativ großen Bereich zeitlich – wie Regensammlermessungen – oder räumlich integriert aufgenommen werden können – wie Radar- und Satellitenbeobachtungen. Insbesondere die Interpretation dieser Messungen erfordert immer die Zuhilfenahme von Modellannahmen. So kann beispielsweise die Radar-Reflektivität nur in Kenntnis der jeweiligen Tropfen-Verteilungsfunktion in einen Flüssigwassergehalt und dieser wiederum in eine Regenrate umgerechnet werden. Das Verhältnis zwischen Flüssigwassergehalt und der entsprechenden Niederschlagsrate wird darüber hinaus wesentlich von der Vertikalkomponente des Windfeldes geprägt. Starke Aufwinde wirken zunächst reduzierend auf die Niederschlagsrate am Boden, da größere Flüssigwassermengen in der Wolke gehalten werden können, sie erlauben aber auch das Wachstum besonders großer Tropfen, die sobald sie nicht mehr von den Aufwinden getragen werden können, wegen ihres größeren Wachstumspotentials zu entsprechend höheren Regenraten führen.

Es muss also versucht werden, einzelne Resultate von in-situ Messungen mit Hilfe von numerischen Modellen auf ihre Bedeutung für den warmen Regen zu prüfen. Zu erklären ist die Bildung der Niederschlagstropfen innerhalb der vom Radar beobachteten Zeit von ca. 15 Minuten bis zu Durchmessern, wie sie von den Teilchensonden beobachtet wurden (8.2 mm). Hu et al. (1998 [37]) untersuchten die Bedeutung der Kollisions- und Koagulations-Wahrscheinlichkeiten bei der Tropfenbildung in verschiedenen Größenbereichen. Dazu verwendeten sie ein detailliertes mikrophysikalisches Modell zur Berechnung der Tropfenspektren, des Niederschlagswassergehalts und der Radar-Reflektivität. Entgegen früheren Modellannahmen gingen sie von einer Koagulations-Wahrscheinlichkeit E_{koag} kleiner eins aus. Gemeinsam mit der Kollisions-Wahrscheinlichkeit E_{koal} ergibt sich für die Wahrscheinlichkeit E zweier Tropfen zu verschmelzen: Soweit vorhanden, wurden experimentell bestimmte Werte für E_{koag} und E_{koll} verwendet und teilweise durch Extrapolationen bzw. Modellannahmen vervollständigt. In den herkömmlichen Modellen ist die Koagulations-Wahrscheinlichkeit für Tropfen gleichen Durchmessers gleich Null, die Tropfen bewegen sich parallel, ohne ihren Abstand zueinander zu verändern. Potentielle Mechanismen, welche die Koagulation zwischen gleich großen Tropfen ermöglichen könnten, sind VAN-DER-WAALS-Kräfte, also elektrostatische Wechselwirkungen, die von den permanenten Dipol-Momenten der Wassermoleküle hervorgerufen werden, oder dynamische Effekte in der Wirbelschleppe der fallenden Tropfen (siehe Abbildung 2.4).



Abbildung 2.4: Änderung der Koagulations-Wahrscheinlichkeit in der Wirbelschleppe durch die Umströmung des Tropfen. Der linke Tropfen wird in die Wirbelschleppe des fallenden Tropfen hineingezogen, der mittlere kollidiert direkt mit ihm. Dagegen wird der rechte von der Strömung um den Tropfen herumgeführt, obwohl er in der direkten Fallrichtung des Tropfens liegt.

Trotz des sehr starken Dipol-Moments des Wassermoleküls von $|\mu_e| = 6.2 \cdot 10^{-30}$ Asm ist die Reichweite der VAN-DER-WAALS-Kraft sehr begrenzt, da sie mit der fünften Potenz des Abstandes abnimmt. Einen wesentlichen Anteil bei der Tropfenbildung kann sie daher nur bei hohen Konzentrationen von kleinen Tropfen haben. Hier führt sie jedoch nach Hu et al. (1998 [37]) insbesondere über den Kontinenten zu einer Verbreiterung der Tropfenspektren und damit einer früheren Initiierung des Koagulationsprozesses. Ihr Einfluss bei der Tropfenbildung in maritimen Wolken ist jedoch gegenüber anderen Prozessen zu vernachlässigen. Über den Ozeanen ist das dynamische Einfangen in der Wirbelschleppe fallender Tropfen von sehr viel größerer Bedeutung, besonders wenn das Tropfenwachstum von Koagulationsprozessen dominiert wird – also wie beim warmen Regen nicht über die Eisphase geht – und das Niederschlagswasserangebot groß ist (> 3 g/m³). In Fällen, in denen das Wolkenflüssigwasser bereits zu einem sehr großen Teil in Niederschlagswasser umgewandelt ist, wachsen nur noch die großen Tropfen auf Kosten der kleineren und erhöhen die Radar-Reflektivität Z bei unverändertem Niederschlagswassergehalt jedoch höherer Niederschlagsrate aufgrund der höheren Fallgeschwindigkeit.

Einen möglicherweise ergänzenden Effekt untersuchten Feingold et al. (1999 [22]) mit Hilfe eines einfachen Box-Modells, sowie eines zwei- bzw. dreidimensionalen Large-Eddy-Modells. Ausgehend von der Beobachtung, dass sehr große Kondensationskerne mit einem Radius von etwa 20 μ m in Konzentrationen zwischen 10² und 10⁴ pro m³ – abhängig von der Windgeschwindigkeit – über See gemessen wurden, prüften sie den Einfluss dieser Teilchen auf Niederschlagsprozesse. Sie konnten zeigen, dass diese Konzentrationen ausreichen, einen nichtregnenden Stratocumulus mit $5.0 \cdot 10^7$ bis $2.5 \cdot 10^8$ normalen Kondensationskernen (Radius: $0.01-5.0 \,\mu m$) pro m³ zum Regnen zu bringen. Liegen die Konzentrationen von normalen Kondensationskernen deutlich unter diesem Wert, haben die größeren Teilchen praktisch keinen Einfluss, da die Kondensation an den wenigen Kernen ohnehin zu einem verstärkten Wachstum und schließlich zu Nieselregen führt. Als problematisch bei den Simulationen erwies sich die Anwendung der KÖHLERSCHEN Gleichungen, da diese den Tropfenradius bei gegebener Feuchte und Teilchenart im Gleichgewichtszustand beschreiben. Während sich kleine Tropfen (mit Radien kleiner $0.1 \,\mu\text{m}$) innerhalb kurzer Zeit im Gleichgewicht befinden, kann dieser Prozess bei sehr großen Tropfen mehrere Stunden dauern (Mordy, 1959 [63]). Unter Berücksichtigung der Zeitskalen der dynamischen Prozesse in stratiformen Wolken ist davon auszugehen, dass sich die sehr großen Tropfen noch nicht im Gleichgewicht befinden können, also kleiner als nach KÖHLER berechnet sind. Die Autoren verwendeten aus diesem Grund Teilchenspektren, die während des "First Aerosol Characterization Experiment" (ACE-1) 1995 in der Südsee aus Spektrometer-Messungen abgeleitet wurden, als Referenz. Bei den untersuchten Stratocumuluswolken waren die erreichten Niederschlagsraten sehr niedrig (im Mittel $< 0.1 \,\mathrm{mm/h}$ über dem gesamten Modellgebiet). Dennoch führte die Berücksichtigung von besonders großen Kondensationskernen zu einer deutlichen Beeinflussung des Niederschlags: Bei Konzentrationen der sehr großen Kondensationskerne von 10³ pro m³ setzte der Niederschlag etwa eine Stunde früher ein als ohne diese Teilchen. Die mit Nieselregen assoziierte Radar-Reflektivität von $-30 \, \text{dB}Z$ wurde anderthalb Stunden vorher beobachtet. Innerhalb von sechs Stunden ergab die Beifügung von 10^3 sehr großen Kondensationskernen pro m³ zu $1.5 \cdot 10^8$ normalen Kondensationskernen pro m^3 eine Erhöhung der Niederschlagssumme um 50% bis 100%.

Wichtig für Fernerkundungsverfahren im sichtbaren und infraroten Spektralbereich aber auch von großer klimatologischer Bedeutung ist die Beeinflussung der optischen Eigenschaften der Wolke, die durch die Anwesenheit extrem großer Kondensationskerne verändert werden können. Während die Emission dieser niedrigen Wolken kaum von der der Oberfläche abweicht, haben eventuelle Änderungen in der Albedo einen deutlichen Einfluss auf den kurzwelligen Strahlungshaushalt der Erde. So konnte in den Tropen unter bestimmten Umständen beobachtet werden, dass selbst durch einen stark regnenden Cumulus Congestus die Sonnenscheibe noch mit scharfen Rand zu sehen war. Charakterisiert werden die optischen Eigenschaften von der optischen Dicke τ und der Albedo A, die wiederum stark von der Tropfengröße abhängen. Für die Simulationen wurde eine Approximation der Albedo A nach Bohren (1980) verwendet:

$$A \approx \frac{(1-g)\tau}{2+(1-g)\tau}$$
 , (2.5)

mit dem Asymmetriefaktor $g\approx 0.84$ und der optischen Dicke τ im sichtbaren Frequenzbereich:

$$\tau \approx \int_{z_b}^{z_t} \int_0^\infty 2\pi r^2 n(r) \mathrm{d}r \mathrm{d}z \quad , \tag{2.6}$$

wobei mit n(r) die Zahl der Tropfen mit Radius r zwischen der Wolkenbasis z_b und der Wolkenoberkante z_t integriert wird. Der Vergleich der Simulationen der optischen Eigenschaften zeigte eine Erhöhung der optischen Suszeptibilität $S = \frac{A(1-A)}{3N}$ um 50% und eine Reduzierung der Albedo A um 23% bei einer Konzentration sehr großer Kondensationskerne von 10³ pro m³ wie in Abbildung 2.5 zu sehen. Es ist selbstverständlich, dass dieser starke Rückgang der Albedo bei der Verwendung von Fernerkundungsverfahren im sichtbaren und infraroten Spektralbereich unbedingt Berücksichtigung finden muss. Die Eingrenzung eines sinnvollen Wertebereichs erscheint jedoch schwierig, da sie eine Berücksichtigung des jeweiligen Entwicklungsstadiums der Wolke voraussetzt.

Während die oben beschriebenen Simulationen nur Fälle mit eher geringen Niederschlägen darstellten, konzentrierten sich Szumowski et al. (1999 [85]) auf die Beschreibung von sehr starken Warmregen-Ereignissen mit Hilfe von Simulationen, die auf gemessenen, dreidimensionalen Strömungsfeldern basieren. Sie benutzten die aus den HaRP-DOPPLER-Radar-Messungen abgeleiteten vierdimensionalen Windfelder zur Untersuchung des Tropfenwachstums. Die raum-zeitliche Interpolation erfolgte nach einem von Chong und Testud (1983 [16]) vorgeschlagenen Verfahren, bei dem die Vertikalkomponente in jeder Schicht aus dem jeweiligen Divergenzfeld unter Verwendung der inelastischen Kontinuitätsgleichung erfolgte. Auf diese Weise konnte das dreidimensionale Windfeld auf einer Fläche von $15 \times 15 \,\mathrm{km^2}$, bis zu einer Höhe von 3.2 km alle 2.5 Minuten in einer Auflösung von 300 Metern horizontal und 200 Metern vertikal abgeleitet werden. Hierbei führten Unsicherheiten von $0.3 \,\mathrm{m/s}$ im radialen DOPPLER-Windfeld zu maximalen Fehlern von etwa 1.0 m/s in der Vertikalkomponente des Feldes. Die auf diese Weise gewonnenen Felder erlaubten es, das Wachstum der Tropfen entlang von Raum-Zeit-Trajektorien zu verfolgen. Die mikrophysikalische Beschreibung des Tropfenwachstums berücksichtigte im Gegensatz zu früheren Ansätzen die Eigenschaften der kleinen Tröpfchen, da diese einen teilweise beträchtlichen Einfluss auf das Wachstum der großen Tropfen haben können:



Abbildung 2.5: Zeitliche Entwicklung der Albedo A und der optischen Suszeptibilität $S = \frac{A(1-A)}{3N}$ bei einer Konzentration der Kondensationskerne mit einem mittleren Radius von $0.1 \,\mu\text{m}$ von $N = 1.5 \cdot 10^8$ pro m³, ohne große Kondensationskerne (durchgezogen), mit großen Kondensationskernen in einer Konzentration von 10^3 pro m³ (gepunktet), bzw. 10^4 pro m³ (gestrichelt) (nach Feingold et al., 1999 [22]).

$$\frac{\mathrm{d}M_i}{\mathrm{d}t} = \frac{\pi}{4} (D_i + d)^2 E(D_i, d) \chi(x, y, z, t) \rho_L \left(v(D_i) - v(d) \right) \quad , \tag{2.7}$$

mit der Masse des Tropfens M_i , den äquivalenten Tropfendurchmessern D_i bzw. d der großen und kleinen Tropfen, ihren Grenzgeschwindigkeiten $v(D_i)$ bzw. v(d), dem Wolkenflüssigwassermischungsverhältnis χ , der Kollektions-Effizienz $E(D_i, d)$ und der Luftdichte ρ_L .

Überdies konnte durch Umkehr der Zeitrichtung die ursprüngliche Verteilungsfunktion der Teilchenspektren abgeleitet und mit verschiedenen gemessenen oder angenommenen Verteilungen verglichen werden. Der Test mit der kombinierten Simulation in Vorwärtsund Rückwärtsrichtung über jeweils 15 Minuten mit Zeitschritten von 10 Sekunden und der anschließende Vergleich der Ausgangssituation mit dem resultierenden Feld zeigten Fehler von weniger als 5 Metern in der Teilchenposition und weniger als $0.05 \,\mu\text{m}$ im Teilchendurchmesser. Dieser Test erlaubte außerdem die Abschätzung der maximalen Tropfengröße im Aufwindbereich der Wolke, indem nur die Teilchen zurückverfolgt wurden, die nicht aus der Wolke ausfielen. Vier Faktoren, von denen die Modellergebnisse besonders abhängen, wurden variiert:

- 1. Die horizontale und vertikale Flüssigwasserverteilung: Hier wurden adiabatische, halb-adiabatische, bzw. gemessene Profile des Flüssigwassers verwendet.
- 2. Die Kollektionseffizien
zEzwischen den einfangenden Tropfen und den Wolkentröpfchen: Hier wurden für einfangende Tropfen zwischen 100 μm und 1 mm Durchmesser bei Wolkentröpf
chen zwischen 2 μm und 32 μm von Beard und Ochs (1984 [13]) bestimmte Kollektionseffizienzen auf den Bereich kleiner 100 μm und größer 1 mm extrapoliert. Während diese Werte zwischen 0% und 70% lagen, wurden vergleichsweise Simulationen mit einer Effizienz von 100% für alle Tropfen durchgeführt, um Grenzwerte abschätzen zu können.
- 3. Die zu niedrige Vertikalkomponente des Windfeldes: Die Interpolation der Messungen auf das Modellgitter, sowie die eher unterschätzte Fallgeschwindigkeit der großen Tropfen können zu einer Unterschätzung der Vertikalkomponente führen. Während die DOPPLER-Radar-Messungen lediglich Maximalwerte von 5.6 m/s aufwiesen, ergaben Abschätzungen aus der verfügbaren konvektiven potentiellen Energie (CAPE) Werte von 12.3 m/s. Auch Flugzeugmessungen zeigten in vergleichbaren Situationen etwa 10 m/s. Aus diesem Grund wurden die Profile zunächst unverändert, und dann um 33% bzw. um 66% erhöht verwendet.
- 4. Die Größe und Position der Teilchen zu Beginn der Simulation: Bei den Rückwärtssimulationen wurden Regentropfen mit Durchmessern zwischen 1 mm und 8 mm in der Nähe der Wolkenbasis positioniert. Bei den Vorwärtssimulationen wurden Tröpfchen mit Durchmessern von 40 μ m bis 100 μ m zwischen Wolkenbasis und der Mitte der Wolke gestartet. Die Größenverteilung beruhte auf Messungen von Woodcock (1953 [91]). Der Vergleich der Vorwärts- und Rückwärtssimulationen erlaubte eine Optimierung der Ausgangs- und Endverteilungen unter den jeweils gewählten Bedingungen.

In Kombination mit den Ergebnissen der bei HaRP und JHWRP durchgeführten Messungen ist eine Bewertung der unterschiedlichen Simulationen möglich. Zusammenfassend ergaben sich folgende Ergebnisse:

- Die Akkretion von Wolkenwasser an großen und sehr großen Kondensationskernen kann die beobachteten Tropfenbildungsprozesse hinsichtlich Größe und Zeit ausreichend erklären. Mögliche Tropfenbildungsprozesse sind dabei die frühzeitige Bildung relativ großer für den Koagulationsprozess benötigter Tröpfchen, durch extrem große Kondensationskerne, sowie das direkte Wachstum der großen Tropfen an wenigen aber außerordentlich großen Kondensationskernen.
- Regentropfen mit Durchmessern zwischen einem und vier Millimetern bildeten sich unabhängig von den gewählten Anfangsbedingungen. Die maximalen Tropfengrößen lagen zwischen 3.5 und 8.5 mm. Tendenziell wurden die großen Tropfen in Bereichen hoher Radar-Reflektivität (Z > 35 dBZ) bezogen auf die vom Radar untersuchten

18

Wolkensysteme – und die kleinen in Bereichen niedriger Radar-Reflektivität beobachtet.

• Um Tropfen mit Durchmessern über 5 mm zu erhalten, musste entweder der Wolkenflüssigwassergehalt sehr hohe Werte erreichen, die Kollektionseffizienz höher als die von Beard und Ochs bestimmte sein oder ein Teil der großen Tropfen längere Zeit im Aufwindbereich zirkulieren. Die zeitliche Beständigkeit der großen Tropfen wurde durch die geringere Zahl der kleineren Tropfen unter 2 mm, wie sie auch von Kubesh und Beard (1988 [49]) beobachtet wurde, begünstigt, da die Wahrscheinlichkeit einer Kollision und des damit verbundenen Zerplatzens der Tropfen geringer ist.

Bei der Verifikation der Ergebnisse kann der Salzgehalt der Tropfen Information über ihre Entstehung geben: Der von Woodcock (1952 [90]) auf Hawaii und Florida durchgeführte Vergleich der Chlorid-Konzentration in Regentropfen mit der von Kondensationskernen in der freien Atmosphäre legte die Vermutung nahe, dass die Bildung großer Regentropfen mit der Kondensation an großen Meersalzkristallen beginnt, die relativ salzarme kleinere Tröpfchen durch Koagulation einfangen. Auch entsprach die Verteilungsfunktion von Regentropfen in tropischen konvektiven Schauern jener der extrem großen Kondensationskerne.

2.3 Relevanz für die Tropical Rainfall Measuring Mission

Die außerordentliche Größe der auf Hawaii beobachteten Regentropfen stellt wahrscheinlich einen nur selten zu beobachtenden Grenzwert dar. Die Bildung von Tropfen dieser Größe erfordert starke, aber auch möglichst turbulenzfreie Aufwinde, die – verglichen mit der Situation auf Hawaii – nur an sehr wenigen Orten auf der Erde beobachtet werden. Existenz und Konzentration von sehr großen Kondensationskeimen sind ebenfalls limitierende Faktoren bei der Tropfenbildung. Ein Vergleich mit der vom "Visible and Infrared Scanner" (VIRS)² im Kanal 3 bestimmten Albedo bei 3.7 μ m kann eventuell zusätzliche Informationen über die globale Verteilung dieser Kondensationskerne – bzw. der durch sie gebildeten größeren Wolkentröpfchen – liefern, insbesondere bei Niederschlagssystemen, die mit einem kombinierten Verfahren aus Radar- und VIRS-Messungen als warmer Regen klassifiziert worden sind. Hierbei wird die geringere Reflektivität größerer Tröpfchen gegenüber kleineren ausgenutzt. Eine Unterscheidung zwischen unterkühltem warmen Regen und Niederschlag über die Eisphase ist jedoch nicht trivial, da der Absorptionskoeffizient von Eis fast doppelt so groß wie der von Wasser und somit auch die sehr großen Eisteilchen, die für die Initiierung von Niederschlagsprozessen wichtig sind, eine ähnlich niedrige Reflektivität wie die großen Wassertröpfchen haben (Lensky und Rosenfeld, 1997 [54]).

 $^{^2\}mathrm{Auf}$ dieses ebenfalls auf TRMM eingesetzte wird in Kapitel 4 eingegangen

Eine eindeutigere Klassifikation erlaubt die aus der Messung im Kanal 4 bei 10.8 μ m abgeleitete Wolkenoberkantentemperatur, wobei hier allerdings Störungen durch hohe dünne Wolken oder durch einen sehr hohen Wasserdampfgehalt in höheren Schichten zu niedrigeren Helligkeitstemperaturen führen können.

Die horizontale Ausdehnung der Gebiete mit großen (2-4 mm) und sehr großen (>4 mm)Tropfen lag bei den Messflügen bei 2.5 km bzw. 0.3 km entlang der Flugrichtung. Die aus dem Tropfenspektrum berechnete und über etwa einen Kilometer gemittelte Reflektivität lag bei 58 dBZ mit einer mittleren Niederschlagsrate von 47 mm/h. Liegt ein derartiges Niederschlagsgebiet im Sichtfeld des TRMM-Niederschlagsradars, dann kann dies, je nach verwendeter Z-R-Beziehung, zu deutlichen Überschätzungen in der abgeleiteten Regenrate führen.

Wie es sich bereits hier abzeichnet, ist es ausgesprochen sinnvoll, das Potential der auf TRMM zur Verfügung stehenden Sensoren in der Kombination zu nutzen, um auf diese Weise mit den Vorteilen der Verfahren mögliche Defizite kompensieren zu können. Im folgenden Kapitel sollen daher die verschiedenen Fernerkundungsverfahren zur Abschätzung des Niederschlags diskutiert werden.

Kapitel 3

Fernerkundung von atmosphärischen Parametern

Häufig ist es sinnvoller einen benötigten Parameter nicht direkt zu bestimmen, sondern ihn über physikalische oder statistische Zusammenhänge aus einfacher zu ermittelnden Größen abzuleiten. Für die Fernerkundung des Niederschlags trifft dies in nahezu allen Fällen zu, da fast immer ein Zusammenhang zwischen einer atmosphärischen Größe wie beispielsweise der Wolkenoberkantentemperatur oder dem Flüssigwassergehalt und dem Niederschlag am Boden für die Ableitung ausgenutzt werden muss. Beispiele hierfür sollen im folgenden Abschnitt dargestellt werden.

3.1 Fernerkundung im sichtbaren und infraroten Bereich

Schon in den sechziger Jahren zeichnete sich das Potential von Satellitendaten bei der Ableitung des Niederschlags insbesondere über den Ozeanen ab. So verglich Barrett (1970 [6]) Messungen des operationellen Wettersatelliten ESSA vom März bis Juli 1966 über Australien und den angrenzenden Ozeanoberflächen mit verfügbaren synoptischen Daten, um auf diese Weise Kalibrationskoeffizienten zu gewinnen, die eine Übertragung auf das gesamte Beobachtungsgebiet erlaubten. Hierzu wurden die Satellitenbilder zunächst einer manuellen Wolkenklassifikation unterzogen, um darauf jeder dieser Klassen eine aus den Stationsmeldungen abgeleitete Niederschlagswahrscheinlichkeit sowie -intensität zuzuordnen.

Griffith et al. (1978 [28]) verglichen Radar-Messungen von konvektiven Systemen in verschiedenen Entwicklungsstadien mit VIS/IR¹-Daten geostationärer Satelliten und leiteten

¹VIS/IR: Visible/Infrared (sichtbar/infrarot)

22 KAPITEL 3. FERNERKUNDUNG VON ATMOSPHÄRISCHEN PARAMETERN

für mehrere Zeitschritte Beziehungen zwischen dem Niederschlagsfeld und den beobachteten Reflektivitäten und Helligkeitstemperaturen an der Wolkenoberkante ab.

Die Verwendung einfacher Schwellwertverfahren, wie der von Arkin (1979 [4]) vorgeschlagene "GOES Precipitation Index" (GPI), der Gebieten mit einer Wolkenoberkantentemperatur unterhalb 235 K eine Regenrate von 3 mm/h zuordnet und diese Werte auf Gebiete von $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ über einen bestimmten Zeitraum mittelt, liefert für klimatologische Anwendungen sinnvolle Resultate, ist jedoch weder in der Lage instantane Ergebnisse, noch Niederschlag aus Gebieten mit einer Wolkenoberkantentemperatur oberhalb des Schwellwertes abzuleiten.

Bei den sogenannten "split-window"-Verfahren (Inoue, 1985 [41]) wird die höhere Wasserdampf-Kontinuumsabsorption im 12 μ m Kanal gegenüber dem 11 μ m Kanal ausgenutzt, um eine Trennung von Wolken- und Atmosphärenanteilen im Signal zu ermöglichen und damit Rückschlüsse auf die Emissionseigenschaften der Wolken zu ziehen. Anspruchsvollere Techniken, wie das von Xu et al. (1999 [93]) entwickelte Identifizierungsverfahren zur Unterscheidung regnender von nichtregnenden Gebieten verwenden darüber hinaus statistische Maße, wie Formparameter, Wolkengröße, Temperaturgradienten entlang der Wolkenkante, sowie die Entropie der Helligkeitstemperaturverteilung. Zur Kalibration dieser Parameter wurde der aus Messungen des passiven Mikrowellenradiometers SSM/I abgeleitete Streu-Index [(Grody, 1991 [29]), (Ferraro und Marks, 1995 [24])] verwendet. Als Referenz dienten Bodenradarmessungen des operationellen japanischen Wetterradarnetzes. Ein Vorteil der Verwendung des Streu-Index ist seine Anwendbarkeit sowohl über Land- als auch Ozeanoberflächen, nachteilig ist die Dominanz des streuenden gegenüber dem emittierten Signalanteil, die zu einer Vernachlässigung von Niederschlag, der nicht über die Eisphase gebildet wird, führt. Dies bedeutet für die abgeleiteten IR-Parameter, dass bereits der maximale Schwellwert je nach Situation bei etwa 240 K liegt und somit – ähnlich wie beim GPI – kein Niederschlag aus Systemen mit höheren Wolkenoberkantentemperaturen erkannt werden kann. So ist auch hier die Fernerkundung des warmen Regens mit diesem Verfahren nicht möglich.

3.2 Passive Fernerkundung im Mikrowellenbereich

Die Möglichkeiten, die die passive Mikrowellenfernerkundung bietet, wurden erstmals mit dem Start der polarumlaufenden amerikanische Wettersatelliten Nimbus 5 (1972) und 6 (1974) deutlich. Die "Electronically Scanning Microwave Radiometer" (ESMR) arbeiteten bei einer Frequenz von 19.35 GHz und ermöglichten eine direktere Beobachtung von Niederschlagssystemen über den Ozeanen, sowie der polaren Eisbedeckung. 1978 wurde mit dem "Scanning Multichannel Microwave Radiometer" (SMMR) auf Nimbus 7 und SEA-SAT das erste Mehrfrequenzgerät mit fünf Kanälen zwischen 6.6 und 37.0 GHz gestartet. Die Messungen erfolgten unter einem konstanten Blickwinkel von 50.8° bei vertikaler und horizontaler Polarisation. Seit 1987 wird der "Special Sensor Microwave/Imager" (SSM/I) auf den "Defense Meteorological Satellite Program" (DMSP) Satelliten betrieben. Das Gerät verfügt über sieben Kanäle in vier Frequenzen zwischen 19.35 und 85.5 GHz bei horizontaler und vertikaler Polarisation (siehe hierzu Tabelle 4.3 auf Seite 32). Wie beim SMMR wurde eine konische Abtastgeometrie jedoch unter einem Blickwinkel von etwa 53° gewählt.

3.3 Kombination von VIS/IR- mit Mikrowellenverfahren

Heymsfield und Fulton (1994 [33]) verglichen Mikrowellen-, Infrarot- und Bodenradarmessungen mesoskaliger konvektiver Systeme sowohl in den Tropen als auch den gemäßigten Breiten miteinander. Hierbei dienten die Bodenradarmessungen als Referenz für die Interpretation der von verschiedenen Satellitensystemen durchgeführten Messungen. Es zeigte sich, dass die Helligkeitstemperaturmessungen des passiven Mikrowellenradiometers SSM/I bei 85.5 GHz sehr gut mit den Radarmessungen übereinstimmten und dass darüber hinaus die Polarisationsdifferenzen eine Klassifikation in stratiforme und konvektive Bereiche zuließen. Konvektive Regionen wiesen typischerweise niedrigere Helligkeitstemperaturen und geringere Polarisationsdifferenzen als stratiforme auf. Die Autoren führten dies weniger auf die optische Dicke der Wolken als auf die mikrophysikalischen Eigenschaften der Eiskristalle zurück: Während im konvektiven Teil eher große symmetrische oder taumelnde Eisteilchen vorherrschten, dominierten im stratiformen Bereich orientiert ausgerichtete Kristalle, die zu einer höheren Polarisationsdifferenz führten. Der Vergleich mit den Helligkeitstemperaturmessungen der Infrarotradiometer auf den GOES bzw. GMS-Satelliten zeigte dagegen starke Abweichungen der beobachteten Strukturen verglichen mit dem Radarfeld. Auffällig war eine starke Verlagerung der Bereiche niedrigster Helligkeitstemperaturen gegenüber den SSM/I-Messungen von teilweise über 100 km in Bewegungsrichtung des Systems, sowie die deutlich größere Fläche, die im Infrarotbild von der Wolke eingenommen wird. Dieser Vergleich zeigt, dass einfache Infrarot-Schwellwertverfahren -trotz räumlich höherer Auflösung- nicht in der Lage sein können, die Struktur von Niederschlagssystemen besser als Mikrowellenverfahren wiederzugeben.

3.4 Aktive Fernerkundung im Mikrowellenbereich (Radar)

Unter dem Akronym RADAR (Radio Detection and Ranging) werden Verfahren zusammengefasst, den Ort eines streuenden Körpers mit Hilfe von elektromagnetischer Strahlung im Mikrowellenbereich zu lokalisieren. Schon bei der Entwicklung dieser zunächst zur militärischen Beobachtung entwickelten Technik in den frühen vierziger Jahren erkann-

24 KAPITEL 3. FERNERKUNDUNG VON ATMOSPHÄRISCHEN PARAMETERN

ten Wissenschaftler in England und den USA, dass sie sich ebenso zur Beobachtung von Niederschlagsgebieten eignet. Lange Zeit war eine quantitative Auswertung dieser Messungen nicht möglich, da die rechnerischen Kapazitäten zu ihrer Aufnahme und Auswertung fehlten. Die Registrierung erfolgte meist fotografisch unter Variation der Reflektivitätsgrenzwerte, zur Analyse wurden die Ergebnisse mit herkömmlichen Messungen verglichen. Basierend auf den theoretischen Arbeiten zur Streuung elektromagnetischer Strahlung an kleinen Teilchen von Rayleigh (1871 [70]), Mie (1908 [61]) und Gans (1912 [26]) konnten daraufhin erste Beziehungen zwischen der Radarreflektivität Z und der Regenrate Rabgeleitet werden. Da die Radarreflektivität keine direkte Funktion der Niederschlagsrate ist, sondern auch deutlich von der sechsten Potenz des mittleren Tropfenradius der Partikel abhängt, ist die Kenntnis des jeweiligen Tropfenspektrums einer gegebenen Niederschlagssituation von großer Bedeutung. Sicherlich die bekannteste Parametrisierung eines Tropfenspektrums ist die sogenannte MARSHALL-PALMER-Verteilung (1948 [57]), die ursprünglich zur Auswertung von Radarmessungen abgeleitet wurde, heute aber auch in der passiven Mikrowellenfernerkundung eine große Rolle spielt.

Mit der zunehmenden Leistungsfähigkeit elektronischer Datenverarbeitungssysteme war es möglich, die Auswertung der Messungen zu automatisieren. Darüber hinaus wurden neben der Radarreflektivität auch die Frequenzverschiebung des rückgestreuten Signals aufgrund des durch die Bewegung der streuenden Teilchen hervorgerufenen DOPPLER-Effektes ausgewertet. Je nach Beobachtungsrichtung erlaubt er die Messung des horizontalen Windfeldes beziehungsweise – abgeleitet aus der vertikalen Geschwindigkeitsverteilung Rückschlüsse auf die Größenverteilung der Teilchen. Radargeräte der neuesten Generation erlauben außerdem den Vergleich verschiedener Polarisationsformen (vertikal \Leftrightarrow horizontal bzw. linear \Leftrightarrow zirkular) die eine weitere Klassifizierung der Niederschlagsteilchen ermöglichen. So ist das "Polarisations-Diversitäts-Radar" (POLDIRAD) des DLR in der Lage, zwischen Eisteilchen in verschiedenen Klassen und flüssigen Hydrometeoren zu unterscheiden (Höller, 1994 [35]). Die weitere Miniaturisierung erlaubte den mobilen Einsatz von Radarsystemen auf Schiffen, in Flugzeugen und sogar kleineren Landfahrzeugen, die im Rahmen von Experimenten wertvolle Zusatzinformationen zu den bisher üblichen mobilen Messverfahren liefern konnten. Als Beispiele seien hier die Beobachtung von Tornados in den USA sowie die Begleitung von Messkampagnen wie TOGA/COARE im westlichen äquatorialen Pazifik genannt. Aktueller Höhepunkt dieser Entwicklung ist das erste im Erdorbit operierende Niederschlagsradar (Precipitation Radar, PR) auf dem Satelliten der "Tropical Rainfall Measuring Mission" (TRMM), der seit November 1997 fliegt und im nächsten Abschnitt kurz vorgestellt werden soll.

3.5 Satellitengestützte Radarmessungen

Bei der Auswertung von Daten des SAR-Sensors (Synthetic Aperture Radar) an Bord der europäischen ERS-Satelliten (European Remote Sensing Satellite) konnten Melsheimer et al. (2001 [60]) vergleichende Untersuchungen mit Wetterradarmessungen durchführen.
Hierbei zeigten sich deutliche Übereinstimmungen zwischen dem von den Bodenstationen aufgenommenen atmosphärischen Signal der Niederschlagsteilchen und der vom Scatterometer gemessenen Änderung der Ozeanoberflächenrauhigkeit. Da Mikrowellenstrahlung im verwendeten C-Band – also bei Wellenlängen von etwa 6 cm erst bei Regenraten ab 50 mm/h um etwa 1 dB merklich gedämpft wird, erlauben C-Band Radargeräte eine nahezu ungestörte Beobachtung der Ozeanoberflächeneigenschaften und damit auch ihrer Beeinflussung durch auftreffende Niederschlagsteilchen. Eine Interpretation dieser Beobachtungen ist jedoch nicht trivial, da bei der Wechselwirkung der Tropfen mit der Wasseroberfläche mehrere – teils wellenlängenabhängige – Effekte zum Tragen kommen. Die Scatterometer-Messungen dienen vorrangig der Ableitung des Windes. Da aber auch das Windfeld – insbesondere bei konvektiven Niederschlagsereignissen – zum Beispiel durch Böenwalzen modifiziert wird, erfordert die Interpretation der beobachteten Phänomene eine Trennung in einen niederschlags- und einen windinduzierten Anteil. Die durch die auftreffenden Regentropfen verursachten Ringwellen erhöhen zunächst die Oberflächenrauhigkeit. Gleichzeitig dämpft die durch den Aufprall hervorgerufene Turbulenz die Ausbreitung kurzer Oberflächenwellen, sogenannter BRAGG-Wellen, die die Radarrückstreuung maßgeblich beeinflussen, da ihre Wellenlänge vergleichbar mit jener des Radargerätes ist. Melsheimer et al. (1998 [59]) konnten bei einer Analyse von SIR-C/X-SAR Daten demonstrieren, dass die spektrale Energiedichte des von Wasserwellen mit Wellenlängen über 10 cm zurückgestreuten Signals von auftreffenden Regentropfen gedämpft wird, während bei Wellenlängen unter 3 cm das rückgestreute Signal stärker ist als im niederschlagsfreien Fall. Im Wellenlängenintervall zwischen 3 und 10 cm ist die Auswirkung auf das Rückstreusignal stark von der Intensität des Niederschlags abhängig. Häufig wechseln sich aus diesem Grund in Niederschlagsgebieten Bereiche relativ hoher mit solchen niedrigerer Reflektivität ab. Die experimentelle Untersuchung dieser Effekte wurde von Braun et al. (1999 [15]) in einem Windwellenkanal weitergeführt.

Während die Niederschlagsfernerkundung mit dem Scatterometer der ERS-Satelliten eher als ein Nebenprodukt zu betrachten ist, wurde im Gegensatz dazu die gemeinsam von den amerikanischen und japanischen Raumfahrtagenturen NASA beziehungsweise JAXA (vormals NASDA) geplante "Tropical Rainfall Measuring Mission" speziell auf diese Aufgabe zugeschnitten. Der am 27. November 1997 vom japanischen Tanegashima gestartete TRMM-Satellit bewegt sich – abweichend von den üblichen polarumlaufenden, sonnensynchronen Bahnen – in einer Höhe von ca. 350 km bei einer Inklination von etwa 36°. Grund für die Wahl dieses Orbits war zum einen der Wunsch, die tropischen Regionen besser als mit den polarumlaufenden Satelliten abzudecken und zum anderen die Möglichkeit, Informationen über den mittleren Tagesgang des Niederschlags in den beobachteten Regionen zu erhalten.

Wichtigstes Instrument an Bord des Satelliten ist das Precipitation Radar (PR) genannte Niederschlagsradar, welches als erstes Gerät dieser Art die flächendeckende dreidimensionale Erfassung des tropischen Niederschlags ermöglicht. Bei einer Wellenlänge von etwa 2 cm ist die Empfindlichkeit gegenüber flüssigen Hydrometeoren deutlich größer als bei dem oben beschriebenen Scatterometer. Während gefrorene Teilchen aufgrund ihrer dielektri-

26 KAPITEL 3. FERNERKUNDUNG VON ATMOSPHÄRISCHEN PARAMETERN

schen Eigenschaften nur relativ schlecht erkannt werden können, erlaubt das Gerät für flüssige Teilchen – neben der Bestimmung der Niederschlagsrate – auch die Anwendung eines einfachen Niederschlagsklassifikationsschemas. Leider wird der klimatologische Nutzen des Projektes durch die begrenzte Lebensdauer des Satelliten von etwa fünf Jahren sowie die fehlende direkte Nachfolgemission eingeschränkt.

3.6 Niederschlagsklassifikation

Neben der Ableitung der Niederschlagsrate bietet das PR auch die Möglichkeit, eine einfache Niederschlagsklassifikation durchzuführen; hierbei werden horizontale und vertikale Profile der gemessenen Reflektivitäten Z mit experimentell bestimmten Schwellwerten verglichen und auf diese Weise bestimmten Niederschlagskategorien – wie konvektivem, stratiformem oder warmem Regen – zugeordnet. Diese Klassifikation ist von großer Bedeutung für die Bestimmung der Niederschlagsrate R, da sie die Wahl einer an das vermutete Tropfenspektrum besser angepassten Z-R-Beziehung erlaubt. Darüber hinaus ermöglicht sie die Untersuchung der globalen Verteilung bestimmter Niederschlagstypen sowohl über Land- als auch über Meeresoberflächen. Die Möglichkeit, die selben Algorithmen über Land und Wasser verwenden zu können, erlaubt im Gegensatz zu den meisten passiven Mikrowellenverfahren einen direkten (sowohl qualitativen als auch quantitativen) Vergleich der tropischen Niederschlagsfelder.

Eine besondere Bedeutung kommt der Bestimmung des warmen Regens zu, da bisher keine Informationen über seine globale Verteilung und Intensität vorliegen. Besonders interessant sind hierbei die Unterschiede im Transport latenter Wärme, da die Bildungsprozesse warmen Regens nicht über die Eisphase gehen und für den Phasenübergang von flüssig zu gasförmig fast 15% weniger Energie aufgebracht werden müssen als für den Übergang fest – gasförmig.

Wie bereits in Kapitel 2 erwähnt, war die Untersuchung des warmen Regens Ziel mehrerer lokaler Messkampagnen, deren Auswertung wichtige Erkenntnisse über seine Besonderheiten erbrachte, wie Informationen über die beobachteten Tropfenspektren, Größe der Kondensationskerne und die vermuteten Tropfenbildungsprozesse. Auch die Beeinflussung durch die orographische Situation konnte nachgeprüft werden: so fielen an exponierten Hanglagen Hawaiis über 11000 mm Jahresniederschlag – gegenüber weniger als 200 mm in geschützten Leelagen. Bislang war die satellitengestützte Fernerkundung dieses orographisch induzierten Niederschlags nicht möglich, da die Geländebeschaffenheit – abhängig von der Bodenbedeckung und -Feuchte, der Rauhigkeit, der Temperatur, sowie der Exposition – insbesondere bei der Verwendung passiver Mikrowellenradiometer, die Interpretation des gemessenen Signals außerordentlich erschwert und Infrarotverfahren für Niederschlag aus Wolken mit hohen Oberkantentemperaturen im allgemeinen ungeeignet sind. Der Niederschlagsfernerkundung mit satellitengestützten Radargeräten werden vor allem durch Probleme bei der Niederschlagsklassifikation, der Erkennung von gefrorenen

3.6. NIEDERSCHLAGSKLASSIFIKATION

Teilchen und geometrischen Problemen wie der Auflösung oder Beugungseffekten Grenzen gesetzt. Auch die teilweise Abschattung des Niederschlags durch die extreme Orographie kann bei diesen Verfahren ein großes Problem darstellen. Nachdem im folgenden Kapitel der TRMM-Satellit mit seinen Sensoren vorgestellt wird, soll in Kapitel 5 auf diese Probleme vertieft eingegangen werden.

Kapitel 4

Die Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)

Das der TRMM-Mission zugrunde liegende Konzept, wurde bereits ab 1986 von der "TRMM Science Steering Group"ausgearbeitet und mündete darauf in der Formulierung eines Anforderungskatalogs mit folgenden acht Hauptzielen (Kummerow et al., 2000 [51]):

- 1. Das Verständnis des globalen Wasser- und Energiekreislaufs durch die Vertiefung von Informationen über die Verteilung des tropischen Niederschlags und des latenten Wärmetransports zu verbessern.
- 2. Die Mechanismen, über die sich Änderungen im tropischen Niederschlag auf die globale Zirkulation auswirken, verstehen lernen und die Fähigkeit, dies in Modellen zur Beschreibung der globalen Zirkulation und des Niederschlags über Zeiträume von Monaten und mehr besser zu prognostizieren.
- 3. Verteilungen des Niederschlags und der latenten Wärme zur optimierten Initialisierung von Wetter- und Klimamodellen zur Verfügung zu stellen.
- 4. Das Einsetzen und die Entwicklung von El-Niño-Ereignissen zu verstehen helfen, zu beschreiben und vorherzusagen.
- 5. Den Einfluss des Niederschlags auf die thermohaline Zirkulation und die Struktur der ozeanischen Deckschicht zu bestimmen.
- 6. Die gewonnenen Erkenntnisse durch Vergleich mit anderen Sensoren auf diese zu übertragen und damit über die Lebensdauer von TRMM hinaus nutzbar zu machen.
- 7. Die Variabilität des Tagesgangs des tropischen Niederschlags im gesamten Bereich der Tropen zu bestimmen.
- 8. Generell ein globales satellitengestütztes System zur Bestimmung des Niederschlags zu evaluieren.

Es ist sicherlich interessant, zu prüfen, inwieweit diese Anforderungen von der "Tropical Rainfall Measuring Mission"(TRMM) erfüllt werden konnten, die als gemeinsames Projekt der amerikanischen und japanischen Raumfahrtagenturen NASA beziehungsweise JAXA die erste Satellitenmission darstellt, deren primäres Ziel die Fernerkundung des Niederschlags ist. Abweichend von bisherigen Missionen wurde kein polarumlaufender, sonnensynchroner Orbit gewählt, sondern eine Umlaufbahn mit einer Inklination von etwa 36° und einer Flughöhe von 350 km, so dass der größte Bereich der Tropen und Subtropen von den Sensoren abgedeckt werden kann. Die Wahl dieser Bahngeometrie erlaubt eine Beobachtung von etwa 59% der Erdoberfläche und darüberhinaus – aufgrund der präzessierenden Bahnebene – die Abschätzung mittlerer Tagesgänge des Niederschlags, wobei nach etwa 30 Tagen der Ausgangsort zur selben lokalen Ortszeit erreicht wird. Dies war bei der bisherigen Verwendung von polarumlaufenden, sonnensynchronen Plattformen – wie zum Beispiel den amerikanischen DMSP¹- und NOAA²-Satelliten – nicht möglich, da diese die jeweiligen Breitenkreise nur zu festen Ortszeiten kreuzen. Dagegen erfassen geostationäre Satelliten den tropischen Bereich zwar in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung, die Beschränkung auf den sichtbaren und infraroten Spektralbereich erlaubt jedoch über die Messung von Wolkenoberkanteneigenschaften nur indirekte Rückschlüsse auf den Niederschlag, welche insbesondere über den Ozeanen nicht mit der Qualität der Mikrowellenverfahren zu vergleichen sind. Die Verwendung von passiven Mikrowellensensoren auf geostationären Satelliten ist aufgrund der schlechten räumlichen Auflösung bei einer Beobachtungshöhe von 36000 km bisher nicht möglich³.

Der Verzicht auf eine globale Abdeckung erscheint auf den ersten Blick nachteilig, doch erlaubt diese Beschränkung eine Konzentration auf Gebiete, die von den herkömmlichen Techniken zur Niederschlagsbestimmung nur unzureichend abgedeckt werden, wie die in Abbildung 4.1 dargestellte globale Verteilung der Stationen, deren Meldungen dem Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) als Grundlage für die dort erstellten Datensätze dienen, eindrücklich demonstriert. Der von TRMM beobachtete Bereich ist zu etwa 26% von Land bedeckt und wird, nimmt man eine Stationsmessung pro 1° × 1°-Zelle als ausreichend an, nur auf knapp 9% der Gesamtfläche von Bodenstationen erfasst (siehe Tabelle 4.1). Die Zuverlässigkeit und der Umfang dieser Beobachtungen sind zudem sehr unterschiedlich und erfordern umfangreiche Qualitätskontrollen, bevor die vorhandenen Lücken mit Hilfe von Interpolationsverfahren geschlossen werden können. Weil hierbei auch orographische Einflüsse berücksichtigt werden müssen, stellt diese Aufgabe eine der anspruchsvollsten bei der Erstellung der globalen Niederschlagsfelder dar.

Da über den Ozeanen fast keine herkömmlichen Messungen vorgenommen werden können und Schiffsbeobachtungen lediglich qualitative Hinweise für die stärker befahrenen Gebiete liefern, dienen die wenigen präzisen Inselmessungen lediglich als Ergänzung für die, aus Messungen der SSM/I-Radiometer abgeleiteten Niederschlagsfelder. Die Satelliten-

¹Defense Meteorological Satellite Programme

²National Oceanic and Atmospheric Administration

 $^{^3 \}rm Um$ die selbe Auflösung wie das passive Mikrowellenradiometer TMI auf dem TRMM-Satelliten zu erreichen, müsste die Antenne einen Durchmesser von etwa 60 m haben.

fernerkundung bietet hier die einzige Möglichkeit, zuverlässige und in sich konsistente Informationen über die Niederschlagsverteilung zu erhalten.



Abbildung 4.1: Globale Verteilung der Stationen (Anzahl pro $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ -Gitterbox), deren Meldungen vom WZN im Januar 1999 berücksichtigt worden sind. Der vom TRMM-Satelliten abgedeckte Bereich ist durch weiße Linien bei 36° nördlicher und südlicher Breite begrenzt.

4.1 Der Satellit der Tropical Rainfall Measuring Mission

Momentan verfügt der TRMM-Satellit mit dem "TRMM Microwave Imager"(TMI), dem "Visible and Infrared Scanner"(VIRS) und dem "Precipitation Radar"(PR) über die bislang geeignetste Kombination von Messgeräten zur – sowohl zwei- als auch dreidimensionalen – Erfassung der Niederschlagsverteilung in den Tropen. Diese Geräte werden durch die ebenfalls an Bord befindlichen EOS⁴-Geräte den "Lightning Imaging Sensor"(LIS) und das "Clouds and Earth's Radiant Energy System"(CERES) sowie mehrere Boden-

⁴Earth Observation System

Tabelle 4.1: Klassifikation der Stationen, deren Meldungen vom WZN im Januar 1999 berücksichtigt worden sind. Die fünf linken Spalten beziehen sich auf die Anzahl der $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ Felder. Von links nach rechts: die globale Anzahl, davon der prozentuale Anteil an der Gesamtfläche, die Anzahl im TRMM-Beobachtungsgebiet, deren prozentualer Anteil an der Gesamtfläche und schließlich der prozentuale Anteil an der Von TRMM beobachteten Fläche. Die fünf rechten Spalten beziehen sich auf den jeweiligen Flächenanteil.

| | Anzahl der $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ Felder | | | | Fläche (10^6 km^2) | | | | | |
|--------------------------|--|-------|--------|----------|------------------------------|--------|-------|--------|----------|-----------|
| | global | % | Tropen | (ges.) % | (trop.) % | global | % | Tropen | (ges.) % | (trop.) % |
| Summe | 64800 | 100,0 | 26640 | 41,1 | 100,0 | 510,0 | 100,0 | 306,9 | 60,2 | 100,0 |
| davon Land | 21282 | 32,8 | 6991 | 10,8 | 26,2 | 149,3 | 28,5 | 80,1 | 15,7 | 26,1 |
| davon Meer | 43518 | 67,2 | 19649 | 30,3 | 73,8 | 360,7 | 71,5 | 226,8 | 44,5 | 73,9 |
| Anzahl der Stationen | 6572 | 10,1 | 2937 | 4,5 | 11,0 | 61,5 | 12,1 | 32,9 | 6,4 | 10,7 |
| Zellen mit Messstationen | 4679 | 7,2 | 2312 | 3,6 | 8,7 | 44,4 | 8,7 | 26,1 | 5,1 | 8,5 |
| davon Wasser | 1194 | 1,8 | 630 | 1,0 | 2,4 | | | | | |

messstationen sinnvoll ergänzt. Im folgenden soll auf die Charakteristik der genannten Sensoren näher eingegangen werden.

4.2 Der TRMM Microwave Imager (TMI)

Der TRMM Microwave Imager (TMI) ist ein passives Mikrowellenradiometer (siehe Abbildung 4.2), das aus dem seit 1987 auf den amerikanischen DMSP-Satelliten eingesetzten Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) weiterentwickelt wurde und über insgesamt neun Kanäle verfügt. Gegenüber diesem Vorgänger wurden nur geringfügige Anderungen durchgeführt, wobei die Einführung zweier zusätzlicher Kanäle bei 10.65 GHz (vertikal und horizontal polarisiert) wegen ihrer hohen Sensitivität für insbesondere flüssige Niederschlagsteilchen am bedeutendsten ist. Wegen des höheren Wasserdampfgehalts der tropischen Atmosphäre wurde Kanal 5 vom Zentrum der Wasserdampfabsorptionslinie bei 22.235 GHz in deren Flankenbereich bei etwa 21.3 GHz verschoben, um auf diese Weise mögliche Sättigungseffekte zu vermeiden (siehe Abbildung 4.3). Während sich das Gerät mit einer Rotationsgeschwindigkeit von $0.53 \,\mathrm{s}^{-1}$ um seine Hochachse dreht, werden auf einem Sektor von 130° Messungen vorgenommen und danach eine Kalibration an einem temperierten Schwarzkörper sowie der reflektierten Hintergrundstrahlung des Weltraums vorgenommen. Aufgrund der Integrationszeit bei der jeweiligen Einzelmessung führt diese Eigenrotation gemeinsam mit der Bewegung des Satelliten über Grund zu einem "Verwischen" des beobachteten Bereichs und somit zu einer Aufweitung der effektiven 3 dB Pixelgröße⁵, die etwa zwischen $110 \,\mathrm{km}^2(85.5 \,\mathrm{GHz})$ und mehr als $7300 \,\mathrm{km}^2(10.65 \,\mathrm{GHz})$ liegt. Trotz dieser Aufweitung ist die Größe der 85.5 GHz-Pixel nicht ausreichend, die zwischen ihnen liegenden Lücken vollständig abzudecken.

 $^{^5 \}mathrm{Die}$ 3 d
B Pixelgröße ist jene Fläche, aus der 50% des Gesamtsignalante
ils stammen.

32 KAPITEL 4. DIE TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION (TRMM)

Um bestehende SSM/I-Algorithmen ohne oder nur mit geringfügigen Anpassungen verwenden zu können, wurde der Abtastwinkel relativ zur Bahnebene von 45° auf 49° erhöht, so dass der lokale Zenitwinkel an der Erdoberfläche von 52.8° im Mittel erhalten bleibt. Aufgrund der Abflachung der Erde, die bei der geringeren Flughöhe zu größeren relativen Höhendifferenzen führt, variiert dieser Winkel jedoch zwischen 52.4° und 53.1°, was insbesondere die Messung der richtungsabhängigen Oberflächenemission der Ozeane erschwert. Aufgrund der niedrigeren Flughöhe des Satelliten – etwa 350 km gegenüber 850 km beim SSM/I – ist die räumliche Auflösung des Geräts deutlich höher, allerdings bei einer entsprechend geringeren Abtastbreite von 759 km gegenüber 1394 km beim SSM/I. Der Vergleich der technischen Daten ist in den Tabellen 4.2 und 4.3 zu finden.

Ein – bedingt durch die Bauweise heutiger passiver Mikrowellenradiometer – zu berücksichtigendes Problem ist die unterschiedliche Auflösung in den Kanälen des TMI (siehe Tabelle 4.2). Verglichen mit den Wellenlängen von 28.15 mm bei 10.7 GHz bis 3.51 mm bei 85.5 GHz ist die Abmessung des Parabolspiegels mit 61 cm relativ klein. (Im sichtbaren Bereich bei etwa 500 nm entspräche dies einer Spiegelgröße von lediglich 10.8 μ m bei 10.7 GHz beziehungsweise 86.9 μ m bei 85.5 GHz, also einem Durchmesser vergleichbar dem eines menschlichen Haares⁶). Auf die hieraus resultierenden Beugungsprobleme – welche in ähnlicher Form auch das Precipitation Radar (PR) betreffen – soll in Kapitel 5 eingegangen werden.

Tabelle 4.2: Technische Daten des passiven Mikrowellenradiometers TMI: mit $NE\Delta T$ wird die dem Geräterauschen äquivalente Abweichung der Helligkeitstemperatur bezeichnet. (die entsprechenden SSM/I-Daten sind Tabelle 4.3 zu entnehmen).

| Kanal | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-------------------|----------------|
| Frequenz (GHz) | 10.65 | 10.65 | 19.35 | 19.35 | 21.3 | 37.0 | 37.0 | 85.5 | 85.5 |
| Polarisation | V | Н | V | Н | V | V | Н | V | Н |
| Linienbreite (MHz) | 100 | 100 | 500 | 500 | 200 | 2000 | 2000 | 3000 | 3000 |
| Öffnungswinkel | 3.68° | 3.75° | 1.90° | 1.88° | 1.70° | 1.00° | 1.00° | 0.42 ^o | 0.43° |
| Messungen pro Scan | 104 | 104 | 104 | 104 | 104 | 104 | 104 | 208 | 208 |
| effektive Pixelgröße $(km \times km)$ | 63×37 | 63×37 | 30×18 | 30×18 | 23×18 | 16×9 | 16×9 | 7×5 | 7×5 |
| $NE\Delta T (K)$ | 0.63 | 0.54 | 0.50 | 0.47 | 0.71 | 0.36 | 0.31 | 0.52 | 0.93 |

Tabelle 4.3: Technische Daten des passiven Mikrowellenradiometers SSM/I. Wie Tabelle 4.2: um die zu übertragende Datenmenge im Umfang zu reduzieren, wird in allen Kanälen außer bei 85.5 GHz nur jeder zweite Scan (A-Scan) und hiervon nur jede zweite Messung übertragen. Hieraus ergibt sich in diesem Kanal die Zahl von 128 Messungen pro Scan beziehungsweise 256 Messungen für A und B-Scan gemeinsam.

| - | | | | | | | |
|---------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Kanal | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Frequenz (GHz) | 19.35 | 19.35 | 22.235 | 37.0 | 37.0 | 85.5 | 85.5 |
| Polarisation | V | Н | V | V | Н | V | Н |
| Messungen pro Scan | 64 | 64 | 64 | 64 | 64 | 128(256) | 128(256) |
| effektive Pixelgröße $(km \times km)$ | 69×43 | 69×43 | 50×40 | 37×28 | 37×28 | 15×13 | 15×13 |
| $NE\Delta T (K)$ | 0.35 | 0.35 | 0.60 | 0.30 | 0.30 | 0.70 | 0.60 |

⁶Dieser liegt etwa zwischen $18 \,\mu\text{m}$ und $180 \,\mu\text{m}$.



Abbildung 4.2: Der TRMM Microwave Imager (TMI) stellt eine Weiterentwicklung des seit 1987 auf den DMSP-Satelliten des amerikanischen "Defence Meteorological Satellite Program" eingesetzten SSM/I dar. Das Gerät rotiert um eine in der Abbildungsebene senkrechte Achse. Deutlich ist die Geometrie des Haupt- und Nebenspiegels sowie der Sensoren an der Querstrebe unterhalb des Hauptspiegels zu erkennen. Die vom Hauptspiegel aufgenommene elektromagnetische Strahlung wird über den Nebenspiegel auf die Sensoren gelenkt.

4.3 Der Visible and Infrared Scanner (VIRS)

Der "Visible and Infrared Scanner"(VIRS) (siehe Abbildung 4.4) entspricht weitgehend dem seit 1978 auf den polarumlaufenden Satelliten der amerikanischen NOAA-Serie eingesetzten "Advanced Very High Resolution Radiometer"(AVHRR), welches über fünf Kanäle im sichtbaren und infraroten Wellenlängenbereich zwischen 0.6 und 12.0 μ m verfügt. Zur Reduktion der zu übertragenden Datenmenge wurde allerdings die räumliche Auflösung (in Nadir-Richtung) von etwa 1.1 km × 1.1 km beim AVHRR auf 2.1 km × 2.1 km beim VIRS verringert.

Die Abtastbreite liegt aufgrund der gegenüber dem AVHRR geringeren Flughöhe von 350 km und dem maximalen Sichtwinkel von $\pm 45^{\circ}$ bei insgesamt 720 km, ist also nur unwesentlich kleiner als die des TMI. Während sich die Pixelgröße beim konischen Scan des TMI jedoch nur geringfügig ändert, wächst sie beim VIRS auf $4.2 \text{ km} \times 2.9 \text{ km}$ in den Außenbereichen des Scans, so dass die 3 dB-Pixel in Nadir-Richtung direkt aneinander stoßen, während sie sich außen um etwa 0.9 km überlappen.

Die Lage der fünf Kanäle wurde nahezu beibehalten, lediglich der AVHRR-Kanal 2 bei $0.73 - 1.0 \,\mu\text{m}$ wurde beim VIRS nach $1.61 \,\mu\text{m}$ verschoben, so dass die Übertragung von



Abbildung 4.3: Spektrale Lage der TMI Frequenzen: die durchgezogenen vertikalen Linien stellen die Frequenzen mit Kanälen bei horizontaler und vertikaler Polarisation dar. Die gepunktete Linie zeigt Kanal 5 bei 21.3 GHz der nur vertikale Polarisation aufweist. (Ergänzend ist die Frequenz des PR gestrichelt dargestellt)

AVHRR-Algorithmen welche diesen Kanal verwenden nicht möglich ist. Die in der Filterfunktion ersichtliche Kontamination im langwelligen Bereich (siehe Abbildung 4.5) verhindert die sinnvolle Verwendung dieses Kanals leider auch für speziell auf die Spezifikation des VIRS abgestimmte Verfahren. Ein Vergleich der technischen Daten beider Geräte ist Tabelle 4.4 zu entnehmen.

Das VIRS verfügt im Gegensatz zum AVHRR über eine Kalibrationsmöglichkeit der solaren Kanäle (Kanal 1 und 2) während des Fluges durch die Beobachtung des Sonnenlichts mit einer Streueinheit, deren mögliche Degradation aus gelegentlich durchgeführten direkten Beobachtungen des abstandskorrigierten, vom Mond reflektierten, Sonnenlichts als Referenz abgeschätzt werden kann. Die thermischen Kanäle (Kanal 3, 4 und 5) werden genau wie beim AVHRR mittels eines an Bord befindlichen Schwarzkörpers beziehungsweise der 2.7 K-Hintergrundstrahlung des Weltraums geeicht. Während die AVHRR-Daten dem Nutzer bereits als Reflektivitäten (solare Kanäle 1 und 2) beziehungsweise Hellig-



Abbildung 4.4: Der Visible and Infrared Scanner (VIRS).



Abbildung 4.5: Spektrale Lage der drei kurzwelligen Kanäle des "Visible and Infrared Scanner"(VIRS) im solaren Spektrum (durchgezogene Linie). Kanal 1 ist gestrichelt, Kanal 2 punktiert und Kanal 3 strichpunktiert dargestellt. Deutlich ist das Nebenmaximum von Kanal 2 bei etwa $5.15 \,\mu\text{m}$ zu erkennen.

keitstemperaturen (thermische Kanäle 3, 4 und 5) zur Verfügung gestellt werden, liegen die VIRS-Daten lediglich als spektrale Strahldichten vor und müssen zunächst mit ge-

Tabelle 4.4: Vergleich der Infrarotradiometer AVHRR und VIRS. Mit der höheren Auflösung und der größeren Abtastbreite beim AVHRR wird vor allem Anwendungen wie der Klassifikation von Oberflächeneigenschaften Rechnung getragen.

| | AVHRR | VIRS |
|---|------------------|------------------|
| Zahl der Kanäle | 5 | 5 |
| Kanal 1 (μ m) | 0.58 - 0.68 | 0.63 |
| Kanal 2 (μ m) | 0.73 - 1.00 | 1.61 |
| Kanal 3 (μ m) | 3.55 - 3.93 | 3.75 |
| Kanal 4 (μ m) | 10.3 - 11.3 | 10.8 |
| Kanal 5 (μ m) | 11.4 - 12.4 | 12.0 |
| Pixel pro Scan | 2048 | 261 |
| Abtastbreite (km) | 2399 | 720 |
| maximale Nadir-Auflösung (km \times km) | 1.1×1.1 | 2.1×2.1 |

eigneten Verfahren bearbeitet werden. Besondere Aufmerksamkeit muss hierbei tagsüber dem Kanal 3 gewidmet werden, da in diesem Fall der solare und der thermische Signalanteil von vergleichbarer Größenordnung sind. In Kapitel 5 soll auf dieses Problem näher eingegangen werden.

4.4 Das Precipitation Radar (PR)

Als erstes Gerät seiner Art ermöglicht das in Abbildung 4.6 abgebildete "Precipitation Radar" (PR) die dreidimensionale Erfassung des tropischen Niederschlags insbesondere seiner horizontalen Struktur vom Weltraum aus. Im Gegensatz zu den Niederschlags-Fernerkundungstechniken für passive Mikrowellenradiometer ist das Verfahren weitgehend von den Oberflächeneigenschaften – vor allem dem Unterschied zwischen Wasser und Festland – unabhängig. Der Vergleich mit den anderen TRMM-Geräten auf der einen Seite sowie mit den Referenz-Stationen am Boden auf der anderen Seite erlaubt eine nahezu lückenlose Validierung der abgeleiteten Datensätze der TRMM-Mission. Die technischen Daten des PR werden in Tabelle 4.7 denen eines bei der TRMM-Mission verwendeten Bodenradars gegenübergestellt.

Die für ein Niederschlagsradar relativ hohe Frequenz von 13.8 GHz bedingt jedoch eine recht hohe Signaldämpfung bei höheren Niederschlagsraten, deren Korrektur im Kapitel 5 beschrieben werden soll.



Abbildung 4.6: Das Precipitation Radar (PR)

4.5 Weitere Instrumente

Neben den oben beschriebenen Geräten der Tropical Rainfall Measuring Mission führt der TRMM Satellit noch zwei weitere Instrumente mit sich: den Lightning Imaging Sensor (LIS) – einen Sensor zur Beobachtung von Blitzen, sowie das Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) – einen Sensor im sichtbaren und infraroten Frequenzbereich, dessen Aufgabe die Messung der von der Erde sowie der Atmosphäre emittierten bzw. reflektierten Strahlung ist. Obwohl diese Geräte kein eigentlicher Bestandteil der TRMM-Mission sind, stellen sie für sie doch eine sinnvolle Ergänzung dar.

4.5.1 Der Lightning Imaging Sensor (LIS)

Mit dem in Abbildung 4.7 dargestellten Lightning Imaging Sensor (LIS) verfügt der TRMM-Satellit über ein Gerät, welches die Untersuchung der Verteilung und Intensität von Gewittern in den Tropen erlaubt. Die Videokamera mit einem Gesichtsfeld von $600 \text{ km} \times 600 \text{ km}$ erkennt sowohl atmosphärische Blitze als auch Blitze zwischen Wolken und der Oberfläche bei einer räumlichen Auflösung von etwa 5 km. Aufgrund der Geschwindigkeit des Satelliten von etwa 7 km s⁻¹ über Grund wird dabei jeder Bildpunkt im Beobachtungsfeld des Sensors etwa 90 Sekunden lang analysiert. Weitere technische Daten können Tabelle 4.5 entnommen werden. Größte Herausforderung bei der Messung ist die Unterscheidung der Blitzsignale von Reflexionen des Sonnenlichts an der Meeresoberfläche oder auch an Wolkenoberflächen, da tagsüber das von den Wolken zurückre-

38 KAPITEL 4. DIE TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION (TRMM)

flektierte Sonnenlicht unter Umständen heller als die zu beobachtenden Blitze sein kann. Zur Identifikation wird hierbei deshalb in vier Schritten vorgegangen.

- 1. Zunächst erfolgt eine räumliche Zuordnung des möglicherweise vom Blitz beleuchteten Wolkenoberkantenbereichs in der jeweils beobachtenden Brennebene des Gerätes.
- 2. Danach wird versucht, mit Hilfe eines schmalbandigen Filters bei 777.4 nm die typische Emission des OI(1)-Multiplets im Blitzspektrum nachzuweisen.
- 3. Verglichen mit einer typischen Blitzdauer von etwa 400 μ s halten Hintergrundeffekte im Allgemeinen länger an. Eine Integrationszeit von 2 ms wurde gewählt um Blitze hinreichend von Hintergrundsignalen trennen zu können, ohne Artefakte durch Sprünge in der Sensormatrix aufgrund der Eigenbewegung des Satelliten zu erzeugen.
- 4. Schließlich wird diese Eigenbewegung zu einer differentiellen Beobachtung ausgenutzt, indem die einzelnen Bilder voneinander subtrahiert werden und der langsam variierende Hintergrund vom potentiellen Signal getrennt wird. Liegt die beobachtete Intensität über einem bestimmten Schwellwert, kann von einem Blitz ausgegangen werden.

Vergleichende Beobachtungen von Christian (1999 [17]) haben gezeigt, dass auf diese Weise etwa 90% der Blitze identifiziert werden können.





| Wellenlänge | $0.777\mu\mathrm{m}$ | | | | |
|-----------------------|--|--|--|--|--|
| zeitliche Auflösung | $2\mathrm{ms}$ | | | | |
| räumliche Auflösung | $5 \mathrm{km} (128 \times 128 \mathrm{Bildpunkte})$ | | | | |
| Sichtfeld | $600\mathrm{km} \times 600\mathrm{km}$ | | | | |
| Blickwinkel | $80^{\circ} \times 80^{\circ}$ | | | | |
| Masse | $20 \mathrm{kg}$ | | | | |
| Abmessungen | $30\mathrm{cm} \times 20\mathrm{cm}\varnothing$ | | | | |
| Leistung | $33\mathrm{W}$ | | | | |
| Datenübertragungsrate | $6\mathrm{kbs^{-1}}$ | | | | |

Tabelle 4.5: Technische Daten des Lightning Imaging Sensors (LIS)

In Verbindung mit den anderen Sensoren des TRMM-Satelliten stellt das LIS eine besonders wertvolle Ergänzung dar, da die vom Precipitation Radar gelieferte Niederschlagsklassifikation zumindest im Falle konvektiven Niederschlags mit Hilfe der LIS-Daten verglichen und verifiziert werden kann und somit einen vertiefenden Einblick in damit verbundene Phänomene, wie die Erzeugung von Stickoxiden durch Blitze, den Schwefel- und Kohlenstoffkreislauf, aber auch die Freisetzung und den Transport latenter Wärme in konvektiven Systemen, erlaubt. Außerdem kann mit den vom LIS gewonnenen Daten fehlerhaft bestimmter warmer oder stratiformer Regen ausgeschlossen werden, da Gewitter Merkmal konvektiver Systeme sind.

4.5.2 Das Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES)

Angeregt vom "Earth Radiation Budget Experiment" (ERBE) wurde der TRMM-Satellit mit einem breitbandig messenden Gerät zur Bestimmung der terrestrischen Strahlungsbilanz ausgestattet. Das in Abbildung 4.8 dargestellte "Clouds and Earth's Radiant Energy System" (CERES) besteht aus zwei identischen Radiometern, welche die spektralen Strahlungsflüsse am Außenrand der Atmosphäre messen. Diese Daten können in Kombination mit den räumlich höher aufgelösten Daten des VIRS zusätzliche Informationen über die optischen Wolkeneigenschaften sowie den Strahlungshaushalt liefern, insbesondere die Höhe der Wolkenoberkante, den Bedeckungsgrad, den Flüssigwasserweg und die effektive Tropfengröße betreffend. CERES stellt auf diese Weise eine wichtige Verbindung zwischen der Messung der Strahlungsbilanz und der Ableitung von Wolkeneigenschaften her.

4.6 Validationsdaten

Im Rahmen der TRMM-Mission werden an mehreren Standorten kontinuierlich Vergleichsdaten aufgenommen und zentral zur Auswertung zur Verfügung gestellt. Die globale Verteilung dieser Stationen ist in Abbildung 4.9 dargestellt.



Abbildung 4.8: Das Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES)

Tabelle 4.6: Technische Daten des Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES)

| Frequenzbereiche: | |
|-----------------------|---|
| total | $0.3\mu{\rm m}->100\mu{\rm m}$ |
| kurzwellig | $0.3\mu\mathrm{m} - 5\mu\mathrm{m}$ |
| Fensterbereich | $8\mu\mathrm{m} - 12\mu\mathrm{m}$ |
| räumliche Auflösung | 20 km (in Nadir-Richtung) |
| Masse (pro Gerät) | $50\mathrm{kg}$ |
| Abmessungen | $60\mathrm{cm} \times 60\mathrm{cm} \times 70\mathrm{cm}$ |
| Leistung (pro Gerät): | |
| Mittel | $47\mathrm{W}$ |
| biaxial Modus | $104\mathrm{W}$ |

Die Art der Stationen ist keinesfalls standardisiert – es werden sowohl Radardaten als auch herkömmliche Regensammlerdaten angeboten. Zur Ergänzung dieser zeitlich unbefristeten Datensammlungen wurden mehrere Experimente durchgeführt, welche durch die Kombination verschiedenster Messtechniken einen vertieften Einblick in Art und Qualität der TRMM-Daten liefern sollten.



Abbildung 4.9: Globale Verteilung der zu Validationszwecken genutzten Bodenstationen. Stationen, die ihre Rohdaten zur Aufbereitung direkt weiterleiten, sind gelb gekennzeichnet, Stationen die bereits abgeleitete Niederschlagsprodukte weitergeben sind rot und der Startort des Satelliten im japanischen Tanegashima ist grün dargestellt.

4.6.1 Radardaten

Da die bisherige Zahl der operationellen Radarstationen in den Tropen recht begrenzt gewesen ist, wurden im Rahmen der TRMM-Mission eine Reihe von zusätzlichen Radarstationen errichtet. Abgesehen von einzelnen schiffsgestützten Geräten, die bei Experimenten Verwendung finden, sind die Standorte an das Festland gebunden, so dass die Validation von ozeanischen Daten ein besonderes Problem darstellt. Insbesondere küstennahe Stationen stellen für passive Mikrowellenverfahren ein Problem dar, da die Unterschiede in der Oberflächenemissivität – besonders in den niedrigen Frequenzen – relativ hoch sind. Mögliche Abhilfe schafft hier die Verwendung von separaten Land- und Seealgorithmen unter Ausblendung der Küstenpixel oder ein reiner Streualgorithmus unter Beschränkung auf die höheren Frequenzen. Allerdings haben beide Vorgehensweisen deutliche Nachteile: während durch das Ausblenden wertvolle Informationen über möglichen orographischen Niederschlag bedingt durch die Küstennähe verlorengehen, verhindert die Beschränkung auf das Streusignal in den hohen Frequenzen – im allgemeinen hervorgerufen durch Eiskristalle im oberen Bereich der Wolken – die Berücksichtigung von Niederschlag aus relativ niedrigen und somit warmen Wolken. Am Beispiel der Station in Darwin (Australien) wird dies besonders deutlich: zwischen 20 (85.5 GHz) und etwa 85% (10.7 GHz) der TMI-Pixel im Beobachtungsbereich des Bodenradars sind Mischpixel mit sowohl Land- als auch Meeresbedeckung. Ein weiterer möglicher Nachteil der Bodenmessungen wurde am 9.12.1998 deutlich: an diesem Tag wurde Darwin von einem tropischen Wirbelsturm getroffen, der die Fortführung der Messungen nicht zuließ; die TRMM-Messungen sind dagegen systembedingt ungestört.

42 KAPITEL 4. DIE TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION (TRMM)

Eine besondere Bedeutung kommt der Station Kwajalein (8.7° Nord und 167.7° Ost) im westlichen äquatorialen Pazifik zu: auf einem Atoll der Marshall-Islands im sogenannten tropischen "Warm Pool" gelegen, befindet sich fast der gesamte Beobachtungsbereich über dem Ozean, da sich im Inneren des Atolls eine große Lagune befindet und die Inselkette selbst nur eine sehr geringe Fläche einnimmt. Aufgrund der Lage der Station kann die dortige Niederschlagscharakteristik als tropisch-maritim bezeichnet werden und ist somit für die TRMM-Mission von einzigartiger Bedeutung. Das dort betriebene Radargerät entspricht in seiner Konzeption und der technischen Auslegung den in den USA verwendeten NEXRAD-Geräten, wurde in seiner Abtastcharakteristik aber an die Anforderungen der TRMM-Mission angepasst. Der Vergleich der technischen Daten mit denen des TRMM-PR ist Tabelle 4.7 zu entnehmen.

Tabelle 4.7: Technische Daten des TRMM-PR im Vergleich zur Radarstation auf Kwajalein (Schumacher und Houze, 2000 [76])

| | PR | Kwajalein-Radar | |
|---------------------------|--|--|--|
| Frequenz | $13.796, 13.802 \mathrm{GHz} K_u$ -Band | $2.8\mathrm{GHz}\ S	ext{-Band}$ | |
| Wellenlänge | $2.17\mathrm{cm}$ | $10.71\mathrm{cm}$ | |
| Strahlweite | 0.71° | 1.12° | |
| maximale Ausgangsleistung | $500\mathrm{W}$ | $500 \mathrm{kW} (250 \mathrm{kW} \text{ horizontal})$ | |
| | | 250 kW vertikal) | |
| horizontale Auflösung | $4.3\mathrm{km}$ (Nadir) | $0.25\mathrm{km}$ (radial) | |
| vertikale Auflösung | $0.25 \mathrm{km}$ (Nadir) | $1.0\mathrm{km}$ (interpoliert) | |
| Horizontale Reichweite | $215\mathrm{km}$ Abtastbreite | 150 km Radius | |
| Pulsdauer | $1.6\mu{ m s}$ | $0.72\mu\mathrm{s}$ | |
| Empfindlichkeit | $\approx 17 \mathrm{dB}Z$ | $-108\mathrm{dB}m$ | |
| Doppler-Messung | nein | ja | |
| Puls-Wiederholung | $2776\mathrm{Hz}$ | 960 Hz | |
| Höhe der Antenne über NN | $350\mathrm{km}$ | 24.8 m | |
| Scan-Geschwindigkeit | 34° in 0.6 s | 360° in 18 s | |
| Scan-Bereich | $\pm 17^{\circ}$ | -0.4° bis 90.5° (Elevation) | |

4.6.2 Regensammlerdaten

Der Vergleich von Satellitendaten mit Regensammlermessungen ist sicherlich zweifelhaft, da der direkte Vergleich von zeitlich aufsummierten Punktmessungen mit einem instantanen Flächenmittel über mehrere Quadratkilometer – insbesondere bei relativ kleinräumigen und kurzlebigen konvektiven Niederschlagsereignissen – zu großen Fehlern führen kann. Dem Bodenradar kann hierbei auf ideale Weise eine vermittelnde Funktion zukommen:

• Die zeitliche Mittelung eines Radarpixels über den Integrationszeitraum der Regensammlermessung erlaubt den Vergleich dieser beiden Systeme. Dieses Verfahren wird häufig zur Kalibrierung von Radargeräten herangezogen.

4.6. VALIDATIONSDATEN

- Die räumliche Mittelung eines Radarscans über die vom Satellitenpixel erfasste Fläche erlaubt dagegen den Vergleich von Boden- und Satellitenradar.
- Wird der Beobachtungszeitraum weiter ausgedehnt, so können die Vergleiche durch die Information aus den gewonnenen Verteilungsfunktionen weiter präzisiert werden.

Im Falle der Radarstation auf dem Kwajalein-Atoll konnten insgesamt siebzehn automatisch registrierende Regensammler zur Eichung des Radargerätes herangezogen werden. Obwohl das Kwajalein-Radar als Referenz für das Satellitenradar gedacht war, verwendeten Schumacher und Houze (2000 [76]) zunächst diese Satellitendaten bei der Kalibrierung des Bodenradars. Diese Vorgehensweise mag zunächst unsinnig erscheinen, erklärt sich jedoch bei der Betrachtung der gewählten Vorgehensweise:

- 1. Da das Satellitenradar nur eine Empfindlichkeit $\geq 17 \, \mathrm{dB}Z$ aufweist, wurden aus 50 Überflügen im Beobachtungszeitraum August 1998 bis August 1999 die Flächenanteile in 1 km Höhe mit einer Reflektivität über diesem Schwellwert verglichen.
- 2. Unter Variation eines Reflektivitäts-Offsets des Bodenradars erfolgte im nächsten Schritt die Minimierung der Differenzflächen, so dass die Empfindlichkeit der Geräte oberhalb $17 \, \mathrm{dB}Z$ angeglichen werden konnte.
- 3. Diese Vorgehensweise erlaubte die im Beobachtungszeitraum notwendig gewordene Korrektur des Reflektivitäts-Offsets, da durch Reparaturen die Empfindlichkeit des Kwajalein-Radars verändert worden ist. Die angenommene und von den anderen Bodenstationen bestätigte Konstanz der PR-Messungen ermöglicht daher den indirekten Vergleich der Kwajalein-Messungen vor und nach dieser Reparatur. Auf diese Weise konnte der Offset vor der Reparatur mit $+2 3 \, dB$ und danach mit $+5 6 \, dB$ angegeben werden.
- 4. In einem zweiten Schritt erfolgte der Vergleich der Monatssummen des Niederschlags aus den Regensammlermessungen mit denen des Kwajalein-Radars. In diesem Fall war eine Beschränkung auf die TRMM-Überflüge nicht notwendig, so dass insgesamt 719 Datensätze innerhalb von zwei Jahren hierzu zur Verfügung standen. Abhängig von der Höhe des Radarstrahls unterschätzen Radargeräte im Allgemeinen die Niederschlagsrate gegenüber Bodenmessungen (Joss und Waldvogel, 1990 [42]), so dass der Quotient aus den Monatssummen der Boden- und Radarmessung zwischen 1.5 und 2 liegen sollte.
- 5. Die Variation des Reflektivitäts-Offsets ergibt die beste Übereinstimmung bei +1 2 dB vor der Reparatur und danach bei +5 6 dB.
- 6. Die gute Übereinstimmung der beiden Vorgehensweisen erlaubt somit die Festlegung des Reflektivitäts-Offsets auf $+2 \,\mathrm{dB}$ bzw. $+5 6 \,\mathrm{dB}$.

Ausgehend von hinreichender Konsistenz der Verfahren ist es nun möglich zum einen die lokale Niederschlags-Charakteristik herauszuarbeiten und zum anderen potentielle Defizite der Niederschlagsmessung mit dem PR zu quantifizieren.

Kapitel 5

Probleme bei der Niederschlagsfernerkundung

In diesem Kapitel sollen Probleme bei der Verwendung der verschiedenen TRMM-Sensoren diskutiert und falls möglich Wege zur Abhilfe vorgeschlagen werden. Das Spektrum der geschilderten Probleme ist sehr breit, da es sowohl allgemeine Probleme des jeweils gewählten Fernerkundungsverfahrens als auch spezifische Probleme der jeweiligen Sensoren umfasst. Die Kombination der verschiedenen Verfahren kann in einzelnen Fällen zu einer deutlichen Verbesserung führen, wirft jedoch eine Reihe weiterer Fragen auf.

5.1 VIS/IR-Verfahren

Da die VIRS-Daten lediglich als spektrale Strahldichten vorlagen, ging ihrer Weiterverarbeitung zunächst die Bestimmung der Reflektivitäten in den solaren Kanälen 1 (0.63 μ m) und 2 $(1.61\,\mu\text{m})$ sowie die Bestimmung der Helligkeitstemperaturen in den thermischen Kanälen 4 (10.8 μ m) und 5 (12.0 μ m) voraus. Aufgrund der Lage von Kanal 3 bei etwa $3.75\,\mu\mathrm{m}$ war hier bei solarer Einstrahlung die Trennung der solaren und thermischen Signalanteile erforderlich. Hierzu wurde ein Verfahren von Turk et al. (1998 [87]) herangezogen, bei dem – unter Voraussetzung der Strahlungseigenschaften eines Planck-Strahlers – der thermische Anteil im Kanal 3 aus der Emission in den Kanälen 4 und 5 bestimmt wird, um dann vom Gesamtsignal in Kanal 3 getrennt zu werden. Während dieser Emissions-Anteil bei dünnen Wolken noch deutlich von dem eines Schwarzkörpers abweicht (Yamanouchi und Kawaguchi, 1992 [94]) – und nach Nakajima und King (1990 [64]) selbst nachts noch von der Tröpfchenverteilung abhängen kann – so dass auf diese Weise auch nachts dünne Stratusbewölkung und sogar Nebelfelder operationell aus der Differenz der Helligkeitstemperaturen in den GOES-Kanälen bei $3.9\,\mu\text{m}$ und $10.7\,\mu\text{m}$ fernerkundet werden können (Ellrod, 1995 [20]), liegt er bei regnenden Wolken mit entsprechend höherer optischer Dicke praktisch bei dem eines Schwarzkörpers.

5.1. VIS/IR-VERFAHREN

In diesem Fall ist die Trennung von solaren und terrestrischen Anteilen in Kanal 3 sehr einfach: Bei Vernachlässigung der Gasabsorption¹ oberhalb und in der Wolke ist die spektrale Strahldichte L als Summe aus der Schwarzkörperstrahlung der Wolke, der durch die Wolke transmittierten Oberflächenemission und der reflektierten Solarstrahlung zu betrachten:

$$L = (1 - A)B(T_w) + \tau_w(B(T_s) - B(T_w)) + L_r$$
(5.1)

mit den spektralen Werten der PLANCK-Funktion $B(T_w)$ und $B(T_s)$ unter Wolken- bzw. Oberflächentemperatur, der Transmission der Wolke τ_w und der reflektierten solaren Strahldichte L_r in Richtung des Sensors. A ist die Albedo der Wolke, so dass 1 - Aals ihre Emissivität angesehen werden kann.

Unter Berücksichtigung der spektralen Filterfunktion² der VIRS-Kanäle 3, 4 und 5 wird eine Tabelle erstellt, bei der die Planck-Funktion bei gegebener Temperatur T_b berechnet und mit den Filterfunktionen der VIRS-Kanäle gefaltet wird. Die Integration der Planck-Funktion über die Filterfunktion ergibt dann die spektrale Strahldichte in den jeweiligen Kanälen. Der Vergleich der gemessenen Strahldichten in den Kanälen 4 und 5 ergibt die Schwarzkörpertemperatur T_b von der aus der terrestrische Anteil der spektralen Strahldichte im Kanal 3 bestimmt wird. Zur Kontrolle dieses Verfahrens durchgeführte Vergleiche der berechneten mit der nachts gemessenen Strahldichte im Kanal 3 ergaben eine sehr gute Übereinstimmung. Abweichungen, die wie oben beschrieben, durch dünne Wolken hervorgerufen werden, wurden nur in wenigen Fällen festgestellt.

Um den während der Tagesmessungen zu berücksichtigenden solaren Anteil näher untersuchen zu können, wurde vom gemessenen Signal zunächst der terrestrische Anteil getrennt. Der verbleibende solare Anteil wird jetzt analog zu den Kanälen 1 und 2 behandelt. Allerdings ist aus Abbildung 4.5 auf Seite 35 im vorherigen Kapitel zu erkennen, dass die Verwendung von Kanal 2 nicht unproblematisch ist. Der Kanal zeigt ein zweites Maximum im terrestrischen Bereich bei etwa $5.15 \,\mu$ m. Messungen während der Nacht weisen daher eine deutliche thermische Kontamination auf, die auch tagsüber die Messungen in diesem Kanal stark beeinträchtigt. Außerdem ist seine Lage gegenüber Kanal 2 beim AVHRR³ deutlich zum langwelligen verschoben, so dass eine direkte Übertragung von AVHRR-Verfahren, die diesen Kanal nutzen, nicht möglich ist.

Im folgenden wird die Bestimmung der Reflektiv
tät bzw. des effektiven Tropfenradius $r_{\rm eff}$ aus den Messungen in Kanal 1 und 3 beschrieben. Der effektive Tropfenradius $r_{\rm eff}$ ergibt sich folgendermaßen aus der Integration über die Tropfenverteilung:

 $^{^1 \}rm Abschätzungen ergaben für <math display="inline">3.75\,\mu m$ eine atmosphärische Transmission zwischen 0.992 und 0.998 bei nicht zu großen solaren und Satelliten-Zenitwinkeln.

²Die allgemein praktizierte Normierung der Filterfunktion auf Maximalwerte von 1 führt u.U. zu leichten Überschätzungen der spektralen Empfindlichkeit des Radiometers.

³Der AVHRR-Kanal 2 liegt zwischen $0.73 \,\mu\text{m}$ und $1.05 \,\mu\text{m}$.

$$r_{\text{eff}} = \frac{\int_{0}^{\infty} r^3 n(r) \mathrm{d}r}{\int_{0}^{\infty} r^2 n(r) \mathrm{d}r} \quad , \tag{5.2}$$

wobei n(r) die Anzahldichte der Tropfen mit Radius r ist. Um die anisotropen Reflexionseigenschaften der Wolkenoberfläche zu berücksichtigen, wird zunächst unter Variation des solaren Zenitwinkels θ_0 sowie des effektiven Radius r_{eff} mit Hilfe des Strahlungstransportmodels SBDART⁴ (Ricchiazzi et al, 1996 [71]) die hemisphärische Wolkenalbedo bestimmt und in tabellarischer Form zusammengestellt. Bei gegebenen solaren Zenitwinkel θ_0 , Satellitenzenitwinkel θ und relativen Azimutwinkel ϕ (siehe Abbildung 5.1) ist es auf diese Weise möglich, durch Vergleich der gemessenen spektralen Strahldichten mit denen in der Tabelle, die Reflektivität und den effektiven Radius zu bestimmen, Voraussetzung für diese Zuordnung ist allerdings eine hinreichend große optische Dicke, um Beeinflussungen durch die darunterliegende Oberfläche ausschließen zu können.



Abbildung 5.1: Darstellung der VIRS-Beobachtungsgeometrie: θ_0 ist der solare Zenitwinkel, θ der Satellitenzenitwinkel und ϕ der relative Azimutwinkel.

⁴Zur Berücksichtigung der atmosphärischen Absorption wurden tropische Standardprofile nach McClatchey et al. (1972 [58]) verwendet.

5.1. VIS/IR-VERFAHREN

Rosenfeld und Lensky (1998, [72]) verwenden die Reflektivität im sichtbaren, den aus der Reflektivität bei 3.75 $\mu \rm m$ bestimmten effektiven Tropfenradius $r_{\rm eff}$ und die aus Kanal 4 abgeleitete Helligkeitstemperatur zur Klassifizierung konvektiver Wolkensysteme. Der Vergleich dieser Wolkenparameter mit Radarmessungen und zum Teil Flugzeugbeobachtungen erbrachte folgende qualitative Ergebnisse:

- Unterscheidung "kontinental" ⇔ "maritim": Kontinentale Wolken bestehen aus einer größeren Zahl kleinerer Tropfen im Gegensatz zu maritimen Wolken, die weniger aber dafür größere Tropfen aufweisen.
- Schwellwert für Niederschlag: Als Schwellwert für das Einsetzen von Niederschlag wurde ein effektiver Tropfenradius von $r_{\rm eff} > 14 \,\mu{\rm m}$ bestimmt. Effektive Tropfenradien $r_{\rm eff} > 30 \,\mu{\rm m}$ konnten Aufgrund von Sättigungseffekten nicht nachgewiesen werden.
- **Einblick in die Wolkenmikrostruktur konvektiver Wolken:** Beim Vergleich der Helligkeitstemperatur mit dem effektiven Tropfenradius konnten folgende Bereiche aufgrund ihrer mikrophysikalischen Eigenschaften voneinander getrennt werden:
 - 1. Diffusives Tropfenwachstum
 - 2. Tropfenwachstum durch Koaleszenz
 - 3. Niederschlagsbereich
 - 4. Mischphasenbereich
 - 5. Vereisungsbereich
- Klassifikation von warmen Regen: Wolken aus denen warmer Regen fällt, zeigen eine mittlere Reflektivität in Kanal 1, einen relativ großen effektiven Tropfenradius und relativ hohe Wolkenoberkantentemperatur. Ohne die Berücksichtigung der Helligkeitstemperatur in Kanal 4 sind sie jedoch kaum von Wolken, aus denen stärkerer, über die Eisphase gebildeter Niederschlag fällt, zu unterscheiden.

Die Anwendung dieses Verfahrens auf globale Datensätze und nicht nur auf wenige lokale Einzelszenen erwies sich jedoch als schwierig. Während bei letzteren ein stationäres Bodenradar mit ergänzendem Messnetz als Referenz verwendet werden konnte, sollte bei den globalen Datenfeldern das TRMM-PR zur Anwendung kommen. Dieses Gerät erreicht jedoch gerade bei den zu erwartenden niedrigeren Niederschlagsraten nicht die Zuverlässigkeit eines Bodenradars. Als wichtigstes und eindeutiges Kriterium bei der Klassifikation warmen Regens stellte sich auch bei Rosenfeld und Lensky die Wolkenoberkantentemperatur heraus. Die Verwendung der Information aus dem solaren und mittleren Infrarot erlaubt nicht die eindeutige Erkennung möglicherweise "unterkühlten" warmen Regens, die eine wertvolle Ergänzung darstellen würde, da die Unterscheidung zwischen relativ großen Tropfen einerseits und noch größeren Schnee- bzw. Graupelteilchen andererseits wegen der bei 3.75 μ m nur halb so großen Absorption von Eis gegenüber Wasser kaum möglich ist.

Neben dem erheblichen Mehraufwand der Verwendung der Kanäle im solaren und mittleren Infrarot kann die Beschränkung dieser Untersuchungen auf die Tagzeit zu Inhomogenitäten in Regionen mit ausgeprägtem Tagesgang im Niederschlag führen und bildet somit möglicherweise eine Quelle für systematische Fehler.

5.2 Passive Mikrowellenverfahren

Da die Messungen des TMI in der in den Kapiteln 6 und 7 beschriebenen Anwendung nicht eingesetzt worden sind, soll im folgenden nur ein Überblick über die Probleme bei der passiven Niederschlagsfernerkundung im Mikrowellenbereich gegeben werden, in welchem versucht wird, die Wahl für die später verwendete Sensorkombination zu begründen. Nähere Informationen über verschiedene Methoden zur Niederschlagsfernerkundung aus Messungen passiver Mikrowellenradiometer und Vergleiche dieser Verfahren miteinander finden sich in den Übersichtsartikeln von Ebert und Manton (1998 [19]) sowie Smith et al. (1998 [80]).

Passive Mikrowellenradiometer bieten gegenwärtig sicherlich die zuverlässigste Möglichkeit, den globalen Niederschlag – insbesondere über den Ozeanen – in guter räumlicher und zeitlicher Abdeckung abzuleiten. Prinzipiell werden hierbei zwei Effekte ausgenutzt:

- Emissionssignal: In den niedrigen Mikrowellenfrequenzen liegt die Oberflächenemissivität von Wasseroberflächen deutlich unter eins⁵, daher heben sich die nahezu als Schwarzkörper emittierenden Wolken mit entsprechend höheren Helligkeitstemperaturen erheblich vom scheinbar kühleren Untergrund ab. Da die Mikrowellenmessung unter horizontaler und vertikaler Polarisation erfolgt, die Emission sphärischer Niederschlagsteilchen aber weitgehend isotrop erfolgt, kann als weiteres Merkmal die Depolarisation des Signals im Vergleich zur relativ stark polarisierten Oberflächenemission des Wassers hinzugezogen werden. Aufgrund der höheren Emissivität von Landoberflächen⁶, ist dort der Kontrast zwischen dem Niederschlags- und dem Oberflächensignal sowie die Polarisation viel geringer und damit die Erkennung und Quantifizierung von Niederschlag ausgesprochen schwierig.
- Streusignal: Mit höherer Frequenz oder entsprechend größeren Wolkenteilchen kommt ein zweiter Effekt zum Tragen. Die Wolken sind optisch so dicht, dass sie zum Teil die kalte Hintergrundstrahlung der oberen Atmosphäre und des Weltraums auch in die Sichtrichtung des Radiometers zurückstreuen. Die Wolken erscheinen dann kalt vor dem – aufgrund der höheren Oberflächenemissivität in den höheren Frequenzen – warmen Hintergrund. Dieses Verfahren ist sowohl über den Ozeanen als auch über Land anwendbar. Es liefert jedoch aufgrund des indirekteren physikalischen Zusammenhangs zwischen den Hydrometeoren im oberen Teil der Wolke und dem darunter

⁵Sie liegt etwa zwischen 0.4 in den niedrigen und 0.8 in den höheren Frequenzen. Eine Erhöhung der Oberflächenrauhigkeit durch Wind führt zu einer Erhöhung der Emissivität und einer Abnahme der Polarisationsdifferenz.

⁶Sie liegt im Allgemeinen zwischen 0.6 und 0.95.

5.2. PASSIVE MIKROWELLENVERFAHREN

liegenden Niederschlag weniger zuverlässige Ergebnisse und ist darüber hinaus für einige Arten von Niederschlag nicht sensitiv.

Ein weiteres – bedingt durch die Bauweise heutiger passiver Mikrowellenradiometer – zu berücksichtigendes Problem ist die unterschiedliche Auflösung in den Kanälen des TMI (siehe Tabelle 4.2 auf Seite 32). Verglichen mit den Wellenlängen von 28.15 mm bei 10.7 GHz bis 3.51 mm bei 85.5 GHz sind die Abmessungen des Spiegels mit einem effektiv nutzbaren Durchmesser von 61 cm relativ klein. Die daraus resultierenden Pixelgrößen zwischen $63 \times 37 \text{ km}^2$ bei 10.7 GHz und $7 \times 5 \text{ km}^2$ bei 85.5 GHz müssen bei der Invertierung der Messungen aufeinander abgestimmt werden. Bauer und Bennartz (1998 [8]) konnten die große Überlappung der TMI-Pixel bei 10.7 GHz ausnutzen, um mit Hilfe eines zweidimensionalen Filters die Auflösung in diesem Kanal von $63 \times 37 \text{ km}^2$ auf $44 \times 27 \text{ km}^2$ zu steigern. Hierbei ergab sich eine Erhöhung des dynamischen Bereichs der Helligkeitstemperaturen von 15 K auf 40 K einhergehend mit einer Verdopplung der abgeleiteten Niederschlagsraten.

Doch nicht nur die Auflösung unterscheidet sich in den verschiedenen Kanälen. Bedingt durch die geneigte Sichtrichtung der konischen Abtastung und die Projektion der Messungen entlang dieser Richtung auf die Erdoberfläche führt die größere Eindringtiefe in den niedrigen Frequenzen zu einer räumlichen Trennung der vertikalen Strukturen des Niederschlagssystems in der horizontalen Beobachtungsebene. Um diesem Problem abzuhelfen, haben Bauer et al. (1998 [10]) eine geometrische Korrektur der Lage der Koordinaten der 85.5 GHz-Pixel in axialer Richtung zum Radiometer vorgeschlagen, die allerdings zur Weiterverarbeitung die Projektion der Daten auf ein höher aufgelöstes Gitter erforderlich macht und damit den numerischen Aufwand wesentlich erhöht.

Unter Berücksichtigung der beschriebenen Probleme erfolgt die eigentliche Bestimmung des Niederschlags in folgenden Schritten:

- 1. Nach der Niederschlagserkennung, dem sogenannten "Screening" kann versucht werden,
- 2. die Niederschlagsart zu klassifizieren,
- 3. um schließlich in Kenntnis dieser Informationen die Niederschlagsrate abzuschätzen.

5.2.1 Niederschlagserkennung

Eine Reihe von Oberflächen weisen im Mikrowellenbereich ähnliche radiometrische Signaturen wie Niederschlagsgebiete auf. Ein einfaches Beispiel hierfür sind Inseln, die sich im Ozean aufgrund ihrer höheren Emissivität und der im allgemeinen niedrigeren Polarisationsdifferenz kaum von Niederschlagsgebieten unterscheiden. Während in diesem einfachen Fall die Verwendung einer Land-See-Maske Abhilfe schaffen kann, ist die Erkennung von Niederschlag über Landoberflächen deutlich schwieriger, da hier eine Reihe von erschwerenden Faktoren berücksichtigt werden müssen:

- Die höhere Emissivität von Land- im Vergleich zu Wasseroberflächen verhindert in den niedrigeren Mikrowellenfrequenzen praktisch vollständig die Trennung des Emissionssignals des Niederschlags von dem der Oberfläche.
- Die Emissivität der Landoberflächen hängt von einer Reihe teilweise nicht direkt bestimmbarer Faktoren wie zum Beispiel der Rauhigkeit, der Bodenfeuchte oder Art und Dichte der Vegetationsbedeckung ab. Die hohe räumliche Variabilität dieser Parameter innerhalb der relativ großen Mikrowellen-Pixel kann in den meisten Fällen ohne Zuhilfenahme von Modellannahmen nicht eindeutig interpretiert werden.
- Die Analyse des durch Hydrometeore in den höheren Schichten hervorgerufenen Streusignals mit den höheren Mikrowellenfrequenzen, welche als Alternative zum Emissionssignal häufig über Land angewendet wird, ist weniger zuverlässig in der Erkennung des Niederschlags, da dieses überwiegend von hohen Eisteilchen hervorgerufene Signal in einem weniger direkten Zusammenhang zum Niederschlag steht und darüber hinaus nur die Erkennung von vertikal stärker entwickelten Systemen erlaubt. Die Erkennung von warmem Regen, also meist eher schwachem Niederschlag, der nicht über die Eisphase gebildet wird, ist auf diese Weise nicht möglich, wie es auch Abbildung 5.11 auf Seite 73 illustriert.

Große Probleme bereitet die Unterscheidung von Regen auf der einen, sowie Schnee aber auch Wüsten auf der anderen Seite. Das liegt daran, dass diese Oberflächen mit zunehmender Frequenz eine abnehmende Emissivität aufweisen – eine Eigenschaft, die in der Kombination der Helligkeitstemperaturen in den Kanälen des Radiometers nur schwer von einem Niederschlagssignal zu trennen ist. Wobei hier jedoch nicht die Abnahme der Emissivität, sondern die Erhöhung der optischen Dicke der Wolken – und somit die Stärke des Streuanteils – für die niedrigeren Helligkeitstemperaturen in den höheren Frequenzen verantwortlich ist.

Als "Screening"-Verfahren soll hier beispielhaft eine von Ferraro et al. (1998 [25]) für das SSM/I entwickelte Technik skizziert werden, um mittels ihrer Defizite die in dieser Arbeit gewählte Sensorkombination, welche auf die Verwendung passiver Mikrowellenmessungen verzichtet, zu erklären:

5.2. PASSIVE MIKROWELLENVERFAHREN

- 1. In der zu Beginn durchgeführten **Qualitätskontrolle** wird versucht, fehlerhafte Messungen durch Vergleich mit ihrer Umgebung sowie vorgegebenen Schwellwerten auf Konsistenz zu prüfen.
- 2. Unter Verwendung einer Land-See-Maske unterscheidet die **geographische Zuordnung** zunächst zwischen Land-, See- und Küstenpixeln.
- 3. Bei der folgenden **Identifizierung der potentiellen Niederschlagspixel** wird zwischen den jeweiligen Oberflächen differenziert:
 - (a) Über Ozeanoberflächen ist es sinnvoll, Bereiche mit hohen Windgeschwindigkeiten, die in den niedrigen Frequenzen ähnlich wie Niederschlag eine Erhöhung der Emissivität bei einer Reduktion der Polarisationsdifferenz aufweisen, über ein Verfahren zur Ableitung der Windgeschwindigkeit zu identifizieren (Taurat,1996 [86]). Die mögliche Meereisbedeckung⁷ kann aus dem Vergleich der vertikal polarisierten Messungen bei 22 und 85 GHz bestimmt werden. Da bei der Mikrowellenfernerkundung prinzipiell die Abhängigkeit des Signals von den Hydrometeoren in der Atmosphäre ausgenutzt wird, muss ein Zusammenhang zwischen der Niederschlagsrate am Boden und dem abgeleiteten Flüssigwassergehalt in der Wolke gefunden werden, der jedoch im Allgemeinen von der Art des Niederschlagssystems abhängig ist. Kriterium für Niederschlag ist ein deutliches Streusignal also eine Abkühlung bei 85 GHz sowie ein Emissionssignal also eine Erwärmung in den niedrigeren Frequenzen. Schwache Niederschläge, wie das in Abbildung 5.11 auf Seite 73 gezeigte Warmregenereignis wären mit diesem Verfahren prinzipiell nicht zu erfassen.
 - (b) Über Landoberflächen erfordert die Analyse des Streusignals eine noch größere Sorgfalt. Insbesondere über Schnee und Eis ist die Identifikation von Niederschlag mit den beim SSM/I und TMI zur Verfügung stehenden Frequenzen praktisch nicht möglich, so dass diese Regionen, sofern sie als solche erkannt sind, von einer Ableitung des Niederschlags ausgenommen werden müssen. Über Wüsten ist die Unterscheidung sicherer, aber auch hier ist die Ableitung von schwachen Niederschlagsraten nicht möglich.
 - (c) Die Behandlung von **Küstenregionen** ist wegen der nur schwer zu bestimmenden Land-See-Verteilung innerhalb des jeweiligen Pixels nicht trivial. Während Küstenpixel bei einigen Verfahren einfach ausgeblendet werden, wird in anderen Verfahren versucht, über statistische Ableitungen aus den benachbarten Messungen auf diese Bereiche zu schließen. Ein großes Problem hierbei ist jedoch, dass eine Beeinflussung des Niederschlags durch Küsteneffekte nur schwer von Fehlern bei der statistischen Auswertung zu trennen ist.

⁷Die bei TRMM von eher untergeordnetem Interesse ist.

5.2.2 Klassifikation des Niederschlag-Regimes

Wie bereits oben erwähnt, ist es in vielen Fällen sinnvoll, die Art des Niederschlags vor der Ableitung der Niederschlagsrate zu klassifizieren. Dies liegt daran, dass der Zusammenhang zwischen Flüssigwassergehalt der Wolke und der Niederschlagsrate vom Niederschlagssystem abhängt. So können konvektive Systeme mit starker aufwärts gerichteter Vertikalbewegung sehr viel mehr Flüssigwasser beinhalten, bevor es zum Niederschlag kommt, als stratiforme. Darüber hinaus spielt es auch eine erhebliche Rolle, in welcher Form und Phase die Hydrometeore in der Wolke vorliegen. Bei gleichem Flüssigwassergehalt streut eine Wolke mit größeren Tröpfchen stärker als eine mit entsprechend kleineren, wodurch vor allem das Signal bei 85 GHz betroffen ist. Aber auch die Phase ist von großer Bedeutung, so haben Eisteilchen bei 85 GHz ein deutlich höheres Streuvermögen als Wolkentröpfchen von vergleichbarer Größe. Die Klassifikation des Niederschlagssystems erlaubt nun neben der Vorauswahl eines geeigneten Ableitungsverfahrens auch interessante Rückschlüsse über die klimatologische Verteilung dieser Systeme.

Ein relativ einfaches Verfahren zur Niederschlagsklassifikation wurde von Mohr et al. (1999 [62]) vorgeschlagen: Sie verwendeten die bei Kidd (1998 [45]) ausführlich beschriebenen Polarisations-korrigierten Helligkeitstemperaturen bei 85 GHz zur Identifizierung von mesoskaligen konvektiven Systemen. Während dieses Verfahren für seinen eigentlichen Zweck – die Niederschlagsfernerkundung – eher ungeeignet ist, erlaubt es auf relativ einfache Art eine Identifikation von konvektiven Niederschlagsgebieten⁸. Die Charakterisierung dieser Bereiche erfolgte über die Größe und die Minimaltemperatur zusammenhängender Niederschlagsgebiete:

- 1. Mit einem Mustererkennungsverfahren wurden alle Messungen unter 250 K zusammengefasst, um darauf Größe, Minimaltemperatur und Ort dieses Bereiches mit anderen Messungen zu vergleichen.
- 2. Ein digitales Geländemodell wurde zur Erkennung von möglicherweise schneebedeckten Regionen eingesetzt.
- Die Niederschlagsrate wurde mit einem einfachen Streuverfahren einer regional kalibrierten Version des Goddard Scattering Algorithm (GSCAT, Adler et al. 1994 [1]) – abgeschätzt.

Auf die Ergebnisse dieses Verfahrens soll im Vergleich mit den TRMM-Messungen in Kapitel 6, Abschnitt 6.2 besonders im Unterabschnitt 6.2.1 ab Seite 88 eingegangen werden.

Anspruchsvoller sind statistische Verfahren wie die von Anagnostou und Kummerow (1997 [3]) vorgeschlagene Klassifikation, die eine Unterscheidung zwischen konvektiven und stratiformen Systemen erlauben soll. Der sogenannte Variabilitätsindex der Helligkeitstempe-

 $^{^{8}\}mathrm{Die}$ Erkennung von Niederschlag, der nicht über die Eisphase gebildet wird, ist auch mit diesem Verfahren nicht möglich.

raturen $I_{V(T_b)}$ ist ein einfaches Maß für die Veränderlichkeit der Messungen $T_{b,i}$, die einen zentralen Wert $T_{b,z}$ umgeben:

$$I_{V(T_b)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} |T_{b,z} - T_{b,i}|$$
(5.3)

Während beim Variabilitätsindex nur jeweils ein Kanal Berücksichtigung findet, wird beim sogenannten "Convective Stratiform Index" I_{cs} ein multifrequenter Ansatz verfolgt. Zunächst wird getrennt voneinander das Emissionssignal ($I_{cs,E}$) in den Kanälen bei 19 und 37 GHz und das Streusignal ($I_{cs,S}$) bei 85 GHz untersucht:

$$I_{cs,E} = 0.5 \cdot M_{V(19\,GHz)} + M_{V(37\,GHz)} + 0.25 \left(T_{b,19\,GHz} - T_{b,19\,BG}\right)$$
(5.4)

$$I_{cs,S} = Abs \left(M_{V(85\,GHz)} \right) + \left(T_{b,85\,BG} - T_{b,85\,GHz} \right)$$
(5.5)

Wobei mit $T_{b,19BG}$ und $T_{b,85BG}$ vorgegebene Hintergrundswerte der Helligkeitstemperaturen bezeichnet werden und sich die Variabilitätsmaße $M_{V(T_b)}$ folgendermaßen darstellen lassen:

$$M_{V(T_b)} = \operatorname{Max}_i (T_{b,z} - T_{b,i}) \ge 0$$
 (5.6)

beziehungsweise für
$$85 \,\mathrm{GHz}$$
 : (5.7)

$$M_{V(85\,\text{GHz})} = \text{Min}_i (T_{b,z} - T_{b,i}) \le 0$$
 (5.8)

In Abhängigkeit von der Abweichung der Helligkeitstemperaturen bei 85 GHz von den vorgegebenen Hintergrundswerten ergibt sich I_{cs} aus folgender Linearkombination:

$$I_{cs} = (1 - w) I_{cs,E} + w \cdot I_{cs,S}$$
 (5.9)

mit:
$$w = \begin{cases} 0 : T_{b,85 \,\text{GHz}} > T_{b,85 \,\text{BG}} \\ \frac{T_{b,85 \,\text{BG}} - T_{b,85 \,\text{GHz}}}{80 \text{K}} : T_{b,85 \,\text{BG}} - 80 \text{K} < T_{b,85 \,\text{GHz}} < T_{b,85 \,\text{BG}} \\ 1 : T_{b,85 \,\text{GHz}} < T_{b,85 \,\text{BG}} - 80 \text{K} \end{cases}$$
 (5.10)

Interessant ist der Vergleich der Ergebnisse dieses Verfahrens mit denen des Niederschlag-Radars des TRMM-Satelliten. Während bei stärkeren Niederschlägen prinzipiell eine sehr gute Übereinstimmung festgestellt werden konnte, zeigen sich bei sehr schwachen Niederschlagsraten die Defizite beider Techniken:

54 KAPITEL 5. PROBLEME BEI DER NIEDERSCHLAGSFERNERKUNDUNG

- Im Vergleich zu Bodenradargeräten zeigt das TRMM-Gerät in diesen Fällen eine relativ schlechte Empfindlichkeit, so dass es hier zum Abschneiden im Bereich geringer Reflektivitäten kommen kann.
- Bei der Verwendung des I_{cs} ergibt sich für schwache kleinräumige Niederschläge wie die in Abbildung 5.11 auf Seite 73 folgendes Problem: Da sich die Bereiche schwachen Niederschlags bei 85 GHz noch nicht als Streu- sondern als Emissionssignal abzeichnen, nimmt w in Gleichung 5.9 den Wert 0 an, so dass ausschließlich der Emissionsanteil berücksichtigt wird, der jedoch aufgrund seiner schlechteren räumlichen Auflösung und damit geringeren Signaldynamik nur bei 37 GHz verwertbare Beiträge leistet.

In Abbildung 5.14 auf Seite 76 wurde als ein weiteres statistisches Maß die Standardabweichung σ in den thermischen Kanälen des VIRS sowie im vertikal polarisierten Kanal bei 85 GHz des TMI betrachtet. Auch hier zeigt sich lediglich bei den Mikrowellenmessungen eine gewisse Übereinstimmung – allerdings bei einer deutlichen Überschätzung des Flächenanteils.

5.2.3 Abschätzung der Niederschlagsraten

Näheres zur Abschätzung der Niederschlagsrate findet sich in den bereits oben erwähnten Artikeln von Ebert und Manton (1995 [19]) sowie Smith et. al. (1998 [80]). Zur eher problematischen Bestimmung des Niederschlags im Küstenbereich sei auf die Artikel von Adler (1994 [1]) und Kidd (1998 [45]) verwiesen. Das in Kapitel 6 ab Seite 77 als Referenz verwendete Verfahren zur Bestimmung des Niederschlags über den Ozeanen von Bauer (1993 [7]) wurde von Jost et al. (1998 [43]) evaluiert und angewendet.

5.3 Aktive Mikrowellenverfahren

Das Niederschlagradar des Satelliten der TRMM-Mission eröffnet völlig neue Möglichkeiten in der räumlichen und zeitlichen Erfassung des tropischen Niederschlags, die dazu geführt haben, dass es bereits als Standard gegenüber anderen seit langem etablierten Niederschlagsfernerkundungsverfahren angesehen werden kann. Trotz dieser Präzision müssen eine Reihe von Fehlern in Betracht gezogen werden, ohne deren Berücksichtigung das Potential dieses Verfahrens nur ungenügend ausgeschöpft werden kann.

Prinzipiell lassen sich drei Arten von Fehlern bei der Niederschlagsfernerkundung mit dem Satelliten-Radar unterscheiden:

5.3. AKTIVE MIKROWELLENVERFAHREN

- 1. Fehler in einzelnen Messungen die unter bestimmten Modellannahmen korrigiert werden können.
- 2. Systematische Fehler die nur im Mittel über längere Zeitreihen verringert werden können.
- 3. Fehler, die sich einer Korrekturmöglichkeit ohne Zuhilfenahme der anderen TRMM-Sensoren entziehen.
- 4. Fehler, die bislang nicht korrigiert werden können.

Im folgenden sollen die Ursachen dieser Fehler kurz aufgeführt, ihr Einfluss auf die Messungen abgeschätzt und mögliche Korrekturen diskutiert werden.

5.3.1 Fehler in Einzelmessungen

Fehlerhafte Messungen in einzelnen Strahlen oder Messvolumina sind relativ leicht durch den Vergleich mit Referenz- oder Umgebungswerten zu detektieren. In den ersten Versionen des Niederschlagsalgorithmus führte Signalrauschen zu gelegentlichen Fehlern in der Niederschlagsableitung und -klassifikation – ein Problem, welches in den aktuellen Algorithmen weitgehend behoben werden konnte.

5.3.2 Quellen für systematische Fehler

5.3.2.1 Wahl einer geeigneten Tropfenverteilung

Aufgrund der systembedingten Beschränkung der Radarmessung auf Extinktionsprofile erfordert die Ableitung der Niederschlagsprofile besondere Aufmerksamkeit, da im Gegensatz zu den meisten anderen modernen Radarverfahren keine Informationen über die DOPPLER-Spektren oder die Polarisationseigenschaften der beobachteten Niederschlagsteilchen vorliegen. Es muss also versucht werden, in die Radarmessungen ergänzende unabhängige Informationen einzubeziehen. Im Rahmen der TRMM-Mission kam folgendes Verfahren zur Anwendung.

Die für die Ableitung der Niederschlagsrate benötigte Verteilung des Tropfenspektrums (DSD) kann als eine Funktion der Niederschlagsrate R und zweier unabhängiger Formparameter – dem über die Masse gewichteten mittleren Tropfendurchmesser D – und s – der relativen Standardabweichung des Durchmessers von diesem Mittelwert – beschrieben werden. Zunächst wurden diese Werte aus Radar- und Disdrometer-Messungen aus Darwin (Australien) abgeleitet.

Die Analyse der auf Darwin gewonnenen Daten und insbesondere der Vergleich mit Daten die während TOGA/COARE gemessen wurden, deutete darauf hin, dass die mittlere

Größe der Tropfen auf Darwin gegenüber denen bei TOGA/COARE um etwa 64% höher lag. Die Überarbeitung der für die Messungen des TRMM-PR verwendeten Beziehung zwischen der Radar-Reflektivität Z und der Niederschlagsrate R ergab in konvektiven Fällen:

$$Z = 146.0 \cdot R^{1.54} \quad , \tag{5.11}$$

und für stratiforme Fälle:

$$Z = 292.0 \cdot R^{1.53} \quad . \tag{5.12}$$

5.3.2.2 Störungen durch Beugungseffekte

Nach der Mittelung über längere Zeitreihen sollten die vom Radar bestimmten Niederschlagsraten – ebenso wie die entsprechenden Niederschlagsklassifikationen – über den gesamten Scan-Bereich gleichverteilt sein. Hierbei muss allerdings die zunehmende Neigung der Sichtrichtung gegenüber der Vertikalen in den Außenbereichen des Scans und die darauf zurückzuführende Neigung der Messvolumina zu einer räumlichen Mittelung über die im allgemeinen horizontal strukturierten Niederschlagssysteme führen. Bei einem 3 dB-Pixeldurchmesser von 4.3 km bedingt diese Neigung ein "Verschmieren" der vertikalen Höhenausdehnung von 250 m in der Scan-Mitte auf bis zu 1411 m in den Außenbereichen. Ausgehend von einer mittleren Mächtigkeit der Schmelzschicht von 500 – 600 m ist es deshalb klar ersichtlich, dass diese im äußeren Scan-Bereich nicht mehr aufgelöst werden kann.

Ein weiterer durch die Pixel-Neigung hervorgerufener Aspekt ist die deutlichere Störung durch die Oberflächenkontamination der Messvolumina. Während in der Scan-Mitte Niederschlagsmessungen bis hinab zu Höhen von etwa 1 km möglich sind, erhöht sich dieses Maß in den Außenbereichen des Scans auf über 2 km, da die darunter liegenden Messvolumina bereits den Boden berühren.

Konsequenzen, die aus den beiden geschilderten Effekten zu erwarten sind, wären:

- eine Abnahme der Empfindlichkeit bei der Detektion des Niederschlags insbesondere aus Wolken geringerer vertikaler Ausdehnung, also vor allem beim warmen Regen.
- eine geringere Empfindlichkeit an den Scan-Rändern bei der Klassifizierung stratiformen Niederschlags mit sichtbarer Schmelzschicht.

Die Untersuchung der Empfindlichkeit des TRMM-Niederschlagsradars über einen Zeitraum von 12 Monaten bestätigte diese Vermutungen weitgehend.

5.3. AKTIVE MIKROWELLENVERFAHREN

Wie in Abbildung 5.2 auf Seite 64 zu sehen, ist die leichte Abnahme der Niederschlagsmenge im äußeren Scan-Bereich deutlich zu erkennen. Hervorgerufen wird sie in erster Linie durch die Unterschätzung des stratiformen Regens in diesen Bereichen. Obwohl hier zwei verschiedene Verfahren ergänzend zur Anwendung kommen – von denen das eine über die Detektion der Schmelzschicht und das andere über den Nachweis horizontal homogener Niederschlagsstrukturen arbeitet – ist eine volle Kompensation des beobachteten Randeffektes in der Summe nicht möglich. Wie zu erwarten, zeigen dagegen die konvektiven Systeme wegen ihrer relativ großen vertikalen Ausdehnung nur eine äußerst geringe Abnahme in der mittleren Niederschlagsrate der Randbereiche. Besondere Aufmerksamkeit verdient der warme Regen. Obwohl er nach der Klassifikation des Standard-Algorithmus nur etwa 1,5% am Gesamtniederschlag ausmacht, weist seine Verteilung über den Scan eine bemerkenswerte Struktur auf. Aufgrund der relativ geringen horizontalen Ausdehnung dieser Niederschlagssysteme wäre ein qualitativ mit dem stratiformen Regen – bei detektierter Schmelzschicht – zu vergleichender Verlauf allerdings mit ausgeprägterer Abnahme im Außenbereich zu erwarten. Das in Abbildung 5.2 (unten) dargestellte Ergebnis zeigt jedoch ein vollständig anderes Verhalten:

Neben einem Zentral-Maximum mit stark abfallenden Flanken zeigen sich auf beiden Seiten zwei weitere Maxima in einer Entfernung von jeweils etwa 60 km. Es ist verständlich, dass diese an ein Beugungsmuster erinnernde Struktur die Anwendung des Standardverfahrens zur Ableitung des warmen Niederschlags unmöglich macht – bislang wurde es daher auch nicht zur Ableitung von solchen Datensätzen eingesetzt. Die Ursachen für diesen offensichtlich systematischen Fehler erfordern jedoch eine gründliche Klärung.

Hierzu sollen noch einmal die inzwischen überarbeiteten Daten der älteren Version 4 des PR-Algorithmus hinzugezogen werden, da hier die erwähnten Strukturen auch in den Messungen der anderen Niederschlagsklassen noch besonders deutlich zu Tage traten. In Abbildung 5.3 auf Seite 65 sind die Niederschlagsraten (links) sowie die Reflektivitäten (rechts) aller über einen Zeitraum von drei Monaten als möglicher Niederschlag klassifizierten Messungen – in Abhängigkeit von ihrer Position im Radar-Scan sowie ihrer Höhe – dargestellt. Oben erfolgte die Integration über alle Messungen, in der Mitte nur über die Landmessungen und unten über die Ozeanmessungen. Bei der Betrachtung der Abbildungen wird deutlich, dass die beobachteten Strukturen insbesondere über den Ozeanen deutlich hervortreten, was auf einen Zusammenhang mit den Oberflächeneigenschaften schließen läßt. Außerdem hebt sich der mittlere Bereich zwischen dem 19. und 31. Abtaststrahl durch etwas niedrigere Reflektivitäten und homogenere Strukturen von seinem Umfeld – insbesondere den jeweils fünf in äußerer Richtung folgenden Strahlen – ab. Dies deckt sich auch mit den Beobachtungen von Kwiatkowski und Stout (2001 [52]).

58 KAPITEL 5. PROBLEME BEI DER NIEDERSCHLAGSFERNERKUNDUNG

Mit Hilfe eines statistischen Ansatzes beim Wechsel von Version 4 zu Version 5 des Algorithmus wurde versucht, die beobachteten Strukturen im Mittel zu kompensieren. Das Differenzbild 5.4 auf Seite 66 zeigt die im Falle konvektiven Niederschlags durchgeführten Korrekturen. Im folgenden sollen ihre möglichen Ursachen näher untersucht werden.

Deutung der beobachteten Strukturen Geht man davon aus, dass die Gitterkonstante der PR-Struktur kleiner als die Wellenlänge der verwendeten Mikrowellenstrahlung ist, kann es nach der üblichen Modellvorstellung zu keinen Interferenzeffekten zwischen den "Elementarwellen" kommen. Um die Verarbeitung der empfangenen Daten zu erleichtern, arbeitet das PR jedoch sowohl beim Senden als auch beim Empfang auf zwei geringfügig voneinander getrennten Frequenzen (13.796 GHz und 13.802 GHz bei einer Bandbreite von jeweils ± 10 MHz), die abwechselnd von jedem zweiten Wellenleiter gesendet und empfangen werden, so dass sich die effektive Gitterkonstante verdoppelt, damit größer als die Wellenlänge ist und somit Interferenzeffekten zu rechnen, wobei eine genaue Quantifizierung der Abstrahlcharakteristik wegen fehlender Informationen⁹ nicht möglich gewesen ist.

Im folgenden soll trotzdem die Struktur der Störung – hervorgerufen durch die Reflexion der Nebenkeulen an der Oberfläche – abgeschätzt werden. Abbildung 5.5 auf Seite 67 illustriert vereinfacht die geometrische Situation:

Trifft die Nebenkeule im Punkt $(x_1, 0)$ unter dem Winkel α zur Nadir-Richtung die Oberfläche, so wird diese Störung aufgrund der geringeren Empfindlichkeit in den Nebenkeulen als korrekte Messung im Punkt (x_2, y_2) in Blickrichtung $\alpha + \delta$ interpretiert. Wobei δ der Ablenkungswinkel der Nebenkeule zum Hauptmaximum ist.

Mit dem vertikalen Abstand d der Störung zum Satelliten bzw. ihre Höhe y_2 von der Oberfläche und dem horizontalen Abstand x_2 folgen die Beziehungen

$$x_2 = r \cdot \sin(\alpha + \delta)$$

$$d = r \cdot \cos(\alpha + \delta)$$

womit für

$$y_2 = h - (r \cdot \cos(\alpha + \delta)) \tag{5.13}$$

gilt.

⁹Die Beugungsstruktur des Radarstrahls wurde bislang nicht veröffentlicht (Kwiatkowski, 2004 [53]).

sowie

$$\tan \alpha = \frac{x_1}{h} \quad . \tag{5.14}$$

Für die Koordinaten der Störung in Abhängigkeit von der Lage der Oberflächenreflexion in x_1 erhält man somit

$$x_{2} = \sqrt{h^{2} + x_{1}^{2}} \cdot \sin\left(\delta + \arctan\frac{x_{1}}{h}\right)$$
$$y_{2} = h - \left(\sqrt{h^{2} + x_{1}^{2}} \cdot \cos\left(\delta + \arctan\frac{x_{1}}{h}\right)\right)$$

Der Vergleich dieser einer Parabel ähnelnden Figur mit der gemessenen Störung ergibt eine sehr gute Übereinstimmung. Abbildung 5.6 auf Seite 68 zeigt auf der linken Seite die Differenz zwischen der fehlerhaften Version 4 des Algorithmus sowie der statistisch korrigierten Version 5. Auf der rechten Seite ist die Deutung der einzelnen Bereiche wiedergegeben.

5.3.2.3 Niederschlagsklassifikation und -ableitung

Klassifikation Die dreidimensionale Struktur des Radarsignals wird sowohl horizontal als auch vertikal analysiert. Die vertikale Profilmethode beginnt mit der Suche nach der Schmelzschicht, die – soweit vorhanden – an einem lokalen Maximum in der Reflektivität zu erkennen ist. Hierzu wird ein räumliches Filterverfahren verwendet, welches die zweite Ableitung des Reflektivitätsprofils untersucht. Zur Kontrolle darf die Höhe der Schmelzschicht nur leicht variieren und muss sich in einem Höhenintervall von $H_{0^{\circ}C}$ – 1.5 km bis $H_{0^{\circ}C}$ + 1.5 km befinden, wobei die Höhe der 0°C-Isotherme $H_{0^{\circ}C}$ aus einem klimatologischen Wert der Oberflächentemperatur und einem angenommenen Temperaturgradienten von -6 K/km abgeleitet wird. Oberhalb der Schmelzschicht muss die Reflektivität stark zurückgehen. Wurde eine Schmelzschicht gefunden wird der Regen als stratiform klassifiziert. Ist dies nicht der Fall, wurde aber ein bestimmter Schwellwert der Reflektivität überschritten, gilt der Niederschlag als konvektiv.

Bei der horizontalen Klassifikationstechnik wird zunächst eine horizontale Verteilung der Reflektivitätsmaxima unterhalb der Schmelzschicht untersucht. Überschreitet die Reflektivität eines Pixels einen bestimmten Schwellwert oder hebt es sich stark von seiner Umgebung ab, wird es als konvektiv betrachtet. Diese Klassifikation wird auf die benachbarten Pixel übertragen. Als stratiform gelten alle übrigen Pixel bei ausreichend starker Reflektivität. Als zusätzliche Kriterien für warmen Regen gelten: Die Wolkenoberkante liegt deutlich unter $H_{0^{\circ}C}$ und Gebiete mit warmen Regen müssen von anderen Niederschlagsbereichen getrennt sein. Auf die Problematik dieser beiden Kriterien soll im folgenden Kapitel 6 eingegangen werden.

60 KAPITEL 5. PROBLEME BEI DER NIEDERSCHLAGSFERNERKUNDUNG

Abbildung 5.7 auf Seite 69 zeigt die über einen Zeitraum von einem Monat nach den jeweiligen Klassifikationen gemittelten Reflektivitätsprofile. Die Farbtabelle gibt die relative Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines bestimmten Reflektivitäts/Höhen-Wertepaares innerhalb einer vorher definierten zweidimensionalen Matrix wieder, wobei die schwarzen Linien jeweils das mittlere Reflektivitätsprofil zeigen. In den vier oberen Profilen ist die Lage der Schmelzschicht in einer Höhe von etwa 4.5 bis 5 km deutlich zu erkennen, obwohl die Klassifikation des stratiformen Regens ohne sichtbare Schmelzschicht lediglich über das oben beschriebene horizontale Schema durchgeführt wurde. Der Schwerpunkt der als stratiform klassifizierten Verteilung liegt in einer Höhe von 2 km bei einer Reflektivität von 20 dBZ. Das konvektive Profil zeigt dagegen keine der Schmelzschicht vergleichbare Struktur – ein Zeichen für die Zuverlässigkeit des Verfahrens – lediglich einen Rückgang der Reflektivität oberhalb der 0°C-Isotherme. Der Schwerpunkt der Reflektivität liegt hier in einer Höhe von 1.5 km bei 33 dBZ.

Da beim warmen Regen, um den Vergleich zu ermöglichen, die selbe Farbtabelle wie in den anderen Abbildungen gewählt wurde, erscheint der zentrale Bereich (weiß) außerhalb der Wertebereichs. Das Profil ist jedoch angepasst in Abbildung 5.9 auf Seite 71 zu sehen. Es ist deutlich zu erkennen, dass es praktisch keine Beiträge oberhalb einer Höhe von 3.5 km – also etwa 1 bis 1.5 km unterhalb der 0°C-Isotherme gibt. Es ist davon auszugehen, dass auf diese Weise insbesondere die am stärksten entwickelten Fälle von warmen Regen nicht als solcher klassifiziert werden.

Bei allen Abbildungen (aus nachvollziehbaren Gründen mit Ausnahme des warmen Regens) beruht die geringere Reflektivität oberhalb der Schmelzschicht auf der Tatsache, dass die dielektrischen Eigenschaften von Eis zu einer geringeren Reflektivität verglichen mit flüssigem Wasser führen. Die schwachen Reflektivitäten am oberen Rand der Profile sind Störungen, die jedoch unterhalb der nominellen Empfindlichkeit des Gerätes von 17 dBZ liegen. Obwohl Einzelmessungen unterhalb dieses Schwellwertes im allgemeinen verrauscht sind, zeigt der nahtlose Anschluss an die mittleren Reflektivitätsprofile, dass die Messungen unterhalb 17 dBZ im Mittel durchaus verwertbare Beiträge leisten können.

Niederschlagsableitung Der hier verwendete PR-Niederschlagsalgorithmus verwendet zunächst die sogenannte Oberflächen-Referenz-Technik, zur Korrektur der Dämpfung der Reflektivitätsprofile bei stärkerem Niederschlag (Iguchi et al., 2000 [39]). Diese – wegen der stärkeren Dämpfung bei 13.8 GHz gegenüber den üblicherweise niedrigeren Radar-Frequenzen – notwendige Korrektur arbeitet auf folgende Weise: Der Koeffizient a in der k-Z-Beziehung $k = a \cdot Z^b$ wird so variiert, dass die über den gesamten Strahl aufintegrierte Dämpfung der Abschwächung der Oberflächenreflexion entspricht. Auf das auf diese Weise korrigierte Reflektivitätsprofil wird die entsprechend der vorher durchgeführten Klassifikation gewählte Z - R-Beziehung angewendet.
5.3.2.4 Korrekturmöglichkeiten kombinierter Verfahren

Die Berücksichtigung der vertikal am stärksten entwickelten Ereignisse warmen Regens ist mit dem Standardverfahren offensichtlich nicht möglich. Eine einfache Verringerung des Abstandes zur Schmelzschicht erhöht zwar diesen Anteil deutlich, birgt jedoch die Gefahr, dass auch über die Eisphase gebildeter Niederschlag mit einbezogen wird. Eine eindeutige Klassifikation warmen Regens ist jedoch durch Einbeziehung von Informationen der anderen Sensoren möglich. So bietet das VIRS die Möglichkeit Informationen über die Wolkenoberkantentemperatur aus den thermischen Kanälen mit den Radarmessungen zu vergleichen. Auf diese Weise können auch Bereiche mit Wolkenoberkantentemperaturen nur wenig oberhalb 0°C sowie zusammenhängende Regionen mit warmem Niederschlag erkannt werden – beides Fälle in denen die Standard-Klassifikation keinen warmen Regen zulässt, in denen jedoch mit den höchsten Regenraten zu rechnen ist.

Der in Abbildung 5.9 auf Seite 71 dargestellte Vergleich der gemittelten Standardprofile mit denen, bei einer Wolkenoberkantentemperatur oberhalb 0°C erbrachte vielversprechende Ergebnisse: Während sich die Lage des Reflektivitätsschwerpunktes in einer Höhe von 1.2 km bei einer Reflektivität von etwa 20 dBZ praktisch nicht ändert, erreicht das Reflektivitätsprofil in der Höhe mit etwa 5 km das Niveau der 0°C-Isotherme. Das gemittelte Profil weist keinen Knick im Bereich der Schmelzschicht auf, der gegebenenfalls auf falsch klassifizierte stratiforme Bereiche hindeuten würde. In Tabelle 5.1 wurden die Klassifikationen von 15547 PR-Messungen mit einer Wolkenoberkantentemperatur über 0°C aufgeführt. Die Summe ergibt über 100%, da der warme Regen je nach Klassifikation Bestandteil des stratiformen oder konvektiven Niederschlags ist. Es fällt auf, dass in dieser Stichprobe nur ein Viertel der Messungen mit einem Niederschlagsanteil von einem Fünftel am Gesamtniederschlag als warmer Regen klassifiziert werden – bei der vorgegebenen Wolkenoberkantentemperatur müsste der Anteil bei 100% liegen. Die 0.6% stratiformer Niederschlag mit sichtbarer Schmelzschicht (bb für "Bright Band") sind eine offensichtliche Fehlklassifikation, ein sicherlich akzeptabler Fehleranteil.

| Tabelle 5.1: Standardklassifikation aller Messungen bei einer Wolkeno | berkan- |
|---|------------|
| tentemperatur über 0° C. Die 15547 betreffenden Messungen machen | ı 12.5% |
| der Gesamtstichprobe aus. | |

| Klassifikation | Anzahl | Anzahl (%) | (mm/h) | Menge (%) |
|----------------------|--------|------------|--------|-----------|
| total | 15547 | 100.0 | 1.33 | 100.0 |
| konvektiv | 2369 | 15.2 | 3.46 | 39.5 |
| stratiform | 12410 | 79.8 | 0.88 | 52.7 |
| stratiform (bb) | 93 | 0.6 | 1.24 | 0.6 |
| warmer Regen | 4154 | 26.7 | 1.00 | 19.9 |
| warmer Regen (konv) | 3870 | 1.8 | 2.63 | 3.6 |
| warmer Regen (strat) | 282 | 24.9 | 0.59 | 11.1 |

5.3.2.5 Messungen in Küstennähe

Wie bereits oben dargestellt, weisen die Messungen passiver Mikrowellenradiometer große Probleme im Bereich von Küstenlinien auf. Dies ist beim Radar sicherlich nicht zu erwarten. Dennoch muss untersucht werden, ob es auch hier zu Unstetigkeiten kommt, die bei der späteren Ableitung des Niederschlags in Küstenregionen zu Schwierigkeiten führen könnten. Zu diesem Zweck wurden bei den über mehrere Tage aufgenommenen PR-Messungen in Küstennähe mit einem hochauflösenden Geländemodell der Land- bzw. Ozeananteil bestimmt und die Mittelung der Niederschlagsprofile in Abhängigkeit vom Landbedeckungsgrad durchgeführt. Hierbei zeigte sich, dass es in fast allen Niederschlagsklassen zu keiner nennenswerten Beeinflussung des Niederschlagsverhaltens kam. Lediglich beim konvektiven Regen wurde eine leichte Intensivierung beobachtet, die sich jedoch durch die stärkere Konvektionstätigkeit an Land erklären lässt (siehe Abbildung 5.10 auf Seite 72).

5.3.3 Darstellung am Fallbeispiel Hawaii

Die Probleme, die sich bei der Verwendung der verschiedenen Sensoren ergeben, lassen sich am besten an einem Fallbeispiel illustrieren. Ausgewählt wurde eine Situation im Januar 1999, die von besonders schwachem Niederschlag aus vereinzelten Zellen geprägt ist. Bei dem Nachtüberflug wurden die Hawaii-Inseln Oahu¹⁰ (158.0° W, 21.5° N), Niihau (160.2° W, 22.0° N) und Kauai (159.5° W, 22.0° N) vom TRMM-Radar überflogen. Die vom Radar gemessenen Niederschlagsraten (siehe Abbildung 5.11 auf Seite 73 links oben) liegen zwischen 0.5 mm/h und 3.5 mm/h. Bei der Klassifikation wurde der überwiegende Teil als stratiform sowie als warmer Regen eingeschätzt – lediglich ein einziges Pixel als konvektiv. Verbleibende Pixel wurden nur als "sicherer" Niederschlag gewertet, nicht aber näher klassifiziert. Besonders interessant ist ein schmales als warmer Regen klassifiziertes Niederschlagsband an der Ostküste von Kauai, dem eine parallele Struktur in südlicher Richtung vorgelagert ist.

In den vier unteren Darstellungen von Abbildung 5.11 auf Seite 73 sind die passiven Mikrowellenmessungen des TMI bei 10.7, 19.3, 37.0 und 85.5 GHz jeweils bei vertikaler Polarisation zu sehen. In den beiden niedrigsten Frequenzen ist praktisch nur die Emission der Inseln zu erkennen die Variation der Helligkeitstemperaturen im Bereich des Niederschlags ist ausgesprochen gering. Die beiden oberen Frequenzen des TMI zeigen deutlicher die Strukturen der Niederschlagsgebiete allerdings über einen wesentlich größeren Bereich verteilt. Bemerkenswert ist, dass gegenüber der Oberfläche selbst bei 85.5 GHz ein wärmeres Emissionssignal der Wolken und kein kälteres Streusignal wahrzunehmen ist. Der Bereich des küstennahen Niederschlags wäre in keinem der Fälle von der Emission der Insel zu trennen. Erschwerend kommt hinzu, dass die Messungen bei 85.5 GHz um etwa 10 km in westlicher Richtung verschoben sind.

¹⁰Nur der nordwestliche Teil

5.3. AKTIVE MIKROWELLENVERFAHREN

Betrachtet man in der nächsten Abbildung 5.12 auf Seite 74 die Messungen der Helligkeitstemperaturen in den VIRS-Kanälen bei $3.75 \,\mu$ m, $10.8 \,\mu$ m und $12.0 \,\mu$ m fällt auf, dass die Helligkeitstemperaturen in keinem Bereich der Wolken unterhalb 280 K liegen, dass also der gesamte beobachtete Niederschlag als warmer Regen zu betrachten ist. Die deutlich niedrigere Helligkeitstemperatur in Kanal 5 bei $12.0 \,\mu$ m beruht auf der höheren Wasserdampfabsorption im langwelligen Flankenbereich des atmosphärischen Fensters. Es fällt auf, dass die Strukturen an der Wolkenoberkante in Kanal 3 bei $3.75 \,\mu$ m am deutlichsten zu Tage treten – ein Indiz welches die These von Nakajima und King (1990 [64]), nach der die Abhängigkeit des Signals vom Tropfenradius in diesem Kanal unter Umständen auch nachts zu beobachten ist, zu bestätigen scheint.

Ein Blick auf die dreidimensionale Struktur des Radarechos in Abbildung 5.13 (Seite 75) enthüllt eine der Ursachen für die offensichtliche Fehlklassifikation des Niederschlags. Dargestellt ist der östliche Abschnitt des Untersuchungsgebietes zwischen 155.0° und 158.0° W sowie 22.0° und 26.0° N. Die vertikale Struktur des Niederschlagsechos weist in mehreren Profilen deutliche Störungen auf, die zum Teil bis in Höhen von fast 15 km Höhe reichen, während die umgebenden Profile – in Übereinstimmung mit den VIRS-Messungen – lediglich Höhen von nur etwa 2.5 km erreichen. Werden diese Störungen nicht als solche erkannt, führen sie zwangsläufig zu einer Fehlklassifikation, obwohl eigentlich alle Kriterien für warmen Regen – selbst die des konventionellen PR-Klassifikationsschemas – erfüllt worden sind. Der Vergleich mit den VIRS-Daten erhöht somit deutlich die Sicherheit bei der Klassifikation warmen Regens in den Messungen des Satellitenradars.



Abbildung 5.2: Mittlere Niederschlagsrate als Funktion der Scan-Position. In der oberen Abbildung erfolgte die Mittelung über alle Messungen, in der mittleren nur über die jeweils regnenden, deren Anzahl in der unteren Abbildung wiedergegeben ist (schwarz: gesamt, blau: konvektiv, stratiform: grün, wobei die gestrichelte Linie auf den stratiformen Niederschlag mit sichtbarer Schmelzschicht und die punktierte auf jenen ohne sichtbare Schmelzschicht verweist, rot: warmer Regen).



Abbildung 5.3: Über einen Zeitraum von drei Monaten gemittelte Niederschlags- (links) und Reflektivitätsprofile (rechts) in Abhängigkeit von der Scan-Position und Höhe. Berücksichtigt wurden alle Messungen, bei denen Regen als möglich klassifiziert wurde. Oben sind alle Messungen dargestellt, in der Mitte nur die über Land und unten nur über den Ozeanen.



Abbildung 5.4: Die Korrekturen, die beim Wechsel von Version 4 zu Version 5 durchgeführt wurden, werden im Differenzbild (links) sowie in der relativen Abweichung (rechts) des als konvektiv klassifizierten Niederschlags deutlich. Entsprechende Korrekturen mussten für jede Niederschlagsklasse durchgeführt werden.



Abbildung 5.5: Scheinbare Position (x_2, y_2) des durch die Reflexion der Nebenkeule an der Oberfläche in $(x_1, 0)$ hervorgerufenen Echos.



Abbildung 5.6: Gemessenes Beugungsmuster als Differenz der Gesamtniederschlagsraten über dem Ozean zwischen den Versionen 5 und 4 (links), sowie Interpretation der einzelnen Strukturen (rechts).



Abbildung 5.7: Über einen Zeitraum von einem Monat gemittelte Häufigkeitsprofile der Reflektivität in den verschiedenen Niederschlagskategorien. Das aus Darstellungsgründen nicht vollständig aufgelöste Profil des warmen Regens (unten rechts) findet sich noch einmal in Abbildung 5.9.





Abbildung 5.8: Über einen Monat gemittelte Niederschlagsrate warmen Regens als Funktion der Scan-Position. Die durchgezogene Linie zeigt das PR-Standardverfahren, die gestrichelte das kombinierte PR-VIRS-Verfahren. Oben ist die mittlere Niederschlagsrate wiedergegeben, in der Mitte die mittlere Niederschlagsintensität (pro Ereignis) und unten die Häufigkeit des Ereignisses. Da für den warmen Regen keine Beugungskorrektur erfolgte, sind die Störungen weiterhin erkennbar.



Abbildung 5.9: Vergleich der über einen Monat gemittelten Reflektivitätsprofile des warmen Regens. Links ist das PR-Standardprodukt und rechts das aus der Kombination mit dem VIRS abgeleitete Profil abgebildet.



Abbildung 5.10: Mittlere Niederschlagsrate von Küstenpixeln in Abhängigkeit von ihrem Landanteil. Oben für alle Pixel mit – laut Klassifikation – möglichem Regen. In der Mitte für alle Pixel mit als sicher klassifiziertem Regen. Unten für konvektiven Niederschlag. Links sind reine Ozean- rechts reine Landpixel zu finden.



Abbildung 5.11: Vergleich der PR- und TMI-Messungen bei geringem (warmen) Niederschlag. Oben sind die vom PR bestimmten Niederschlagsraten (links) und Klassifikationen (rechts) zu finden. Darunter die vom TMI unter vertikaler Polarisation gemessenen Helligkeitstemperaturen bei 10.7, 19.3, 37.0 und 85.5 GHz.

74 KAPITEL 5. PROBLEME BEI DER NIEDERSCHLAGSFERNERKUNDUNG



Abbildung 5.12: Wie Abbildung 5.11 jedoch mit den VIRS-Helligkeitstemperaturen in den Kanälen 3, 4 und 5 sowie den TMI-Helligkeitstemperaturen bei 85.5 GHz.



Abbildung 5.13: Dreidimensionale Ansicht der vom PR bestimmten Niederschlagsstruktur aus Abbildung 5.11. Dargestellt ist nur der zentrale Bereich.



Abbildung 5.14: Wie Abbildung 5.11 jedoch mit den Standardabweichungen der VIRS-Helligkeitstemperaturen in den Kanälen 3, 4 und 5 sowie denen der TMI-Helligkeitstemperaturen bei 85.5 GHz.

Kapitel 6

Sensor-Kombination zur Niederschlagsbestimmung

Die Diskussion der Problematik der Niederschlagsklassifikation mit dem PR und die Korrekturmöglichkeiten, die die Sensorkombination mit dem VIRS bietet, lassen den Vergleich von abgeleiteten TRMM-Produkten mit Niederschlagsdaten anderer Herkunft ausgesprochen interessant erscheinen, da letztlich nur über diesen Schritt Aussagen über die Nutzbarkeit des Verfahrens für klimatologische¹ Zwecke gemacht werden können.

Während die für den Vergleich des Gesamtniederschlags benötigten – möglichst hochwertigen – Datensätze aus unabhängigen Quellen durchaus zur Verfügung stehen, ist diese Situation im Bereich des als konvektiv, stratiform und insbesondere als warm klassifizierten Niederschlags nicht gegeben, da hier mit der TRMM-Mission im globalen Bereich wissenschaftliches Neuland betreten wurde. Eine Wertung kann hier daher lediglich aus der qualitativen Beurteilung der abgeleiteten Felder im Überblick und der Betrachtung von besonderen Situationen im einzelnen erfolgen. Aus diesem Grund konzentrierten sich die Untersuchungen auf globale (tropische) Monatsfelder zum einen und auf die Region um Hawaii in höherer zeitlicher und räumlicher Auflösung zum anderen.

Im Hinblick auf den warmen Regen sind die folgenden Fragen von zentraler Bedeutung, sie sollen in diesem Kapitel beantwortet werden:

- 1. Welchen Anteil hat der warme Regen am Gesamtniederschlag?
- 2. Wie groß ist sein Anteil über Land, über den Ozeanen und welche regionalen Besonderheiten treten dabei auf?
- 3. Ist die Kombination der Sensoren notwendig, oder genügt die Verwendung einzelner Geräte und geeigneter Parametrisierungen zur Abschätzung der räumlichen und zeitlichen Verteilung des warmen Regens?

¹Der Begriff Klimatologie ist angesichts der begrenzten Laufzeit der Mission nur begrenzt angemessen, es soll hier lediglich auf das Potential des Verfahrens hingewiesen werden.

6.1 Untersuchung globaler Felder

Zur Untersuchung der globalen monatlichen Felder wurde der Zeitraum vom Januar 1998 bis zum Januar 1999 aus folgenden Gründen gewählt:

- Nach dem Start des Satelliten am 27. November 1997 vergingen noch etwa 14 Tage, bis das VIRS nach vollständiger Ausgasung betriebsbereit war. Der Januar 1998 ist somit der erste mit allen Sensoren vollständig erfasste Monat.
- Mit dem Beginn der Beobachtungen im Januar 1998 kann zumindest die Endphase des besonders stark ausgeprägten El-Niño-Ereignisses von 1997/98 untersucht werden. Der Beobachtungszeitraum von 13 Monaten erlaubt den direkten Vergleich mit dem Januar des Folgejahres.
- Ein Integrationszeitraum kleiner als ein Monat erschien nicht sinnvoll, da die mit den PR-Daten prozessierten Felder aufgrund der geringen Abtastbreite von nicht einmal 250 km selbst nach 14 Tagen noch relativ inhomogen wirken und zum Teil sogar noch Lücken aufweisen. Doch auch nach Integration über einen Monat wird im Vergleich zu anderen Verfahren deutlich, dass die mit dem PR aufgenommenen Niederschlagsstrukturen erheblich inhomogener sind.

6.1.1 Beschreibung des Referenzdatensatzes

Die Validierung der mit TRMM gewonnenen Ergebnisse ist trotz der oben beschriebenen Methoden an den "Ground-Validation-Sites" keinesfalls unproblematisch. Insbesondere die Übertragbarkeit kann aufgrund der unter Umständen stark variierenden Charakteristik des Niederschlags (insbesondere seiner mikrophysikalischen Eigenschaften) stark eingeschränkt sein, so dass den herkömmlichen Beobachtungsmethoden durchaus eine größere Rolle zukommen sollte. Über dem Festland sind hier besonders die aus Regensammlermessungen gewonnenen Daten des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie zu nennen. Diese Daten werden nach umfangreichen Qualitätskontrollen (Rudolf, 1996 [74]) unter Berücksichtigung der orographischen Gegebenheiten auf unterschiedlich hoch aufgelöste Gitter interpoliert, teilweise mit Satellitendaten kombiniert und schließlich der Öffentlichkeit zugänglich gemacht. Die hier zur Verwendung gekommenen Daten in $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ Auflösung gehören jedoch nicht zu diesen Standardprodukten, es handelt sich um interpolierte Regensammlerdaten, die freundlicherweise für diese Arbeit zur Verfügung gestellt wurden (Rudolf, 1998 [75]).

Da ein vergleichbares Beobachtungsnetz über den Ozeanen nicht existiert und Schiffsmessungen bzw. -Beobachtungen in ausreichender Qualität und Quantität insbesondere in den Tropen nicht vorliegen, wurde auf ein erprobtes Fernerkundungsprodukt zurückgegriffen. In der neuesten Version der "Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data" Klimatologie (HOAPS 2) (Fennig, 2003 [23]) konnten die Messungen aller gegenwärtig auf den amerikanischen DMSP-Satelliten (F-11, F13, und F14) zur Verfügung stehenden SSM/I-Radiometer nach sorgfältiger gegenseitiger Kalibration berücksichtigt werden. Bei der Ableitung der Niederschlagsraten kam – wie bereits in der Vorversion (HOAPS) (Jost et al., 1998 [43]) – der Algorithmus von Bauer (Bauer und Schlüssel, 1993 [7]) zur Anwendung. In den Arbeiten von Klepp und Bakan (2000 [46]) und Jost et al. (1998 [43]) konnte die Eignung dieses nur über den Ozeanen anwendbaren Verfahrens besonders für die gemäßigten und höheren Breiten nachgewiesen werden.

Im Gegensatz zu TRMM umlaufen die DMSP-Satelliten die Erde auf sonnensynchronen Bahnen, so dass hier in Regionen mit einem ausgeprägtem Tagesgang im Niederschlag die Gefahr von systematischen Fehlern besteht; daher ist eines der weiteren Ziele der TRMM-Mission die Bestimmung des mittleren Tagesgangs des Niederschlags und einhergehend damit die grobe Abschätzung dieses Fehlers.

Die Kombination der beiden in $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ Auflösung vorliegenden Datensätze ergab eine außerordentlich gute Übereinstimmung in den Küstenbereichen, ohne dass hierbei irgendwelche Interpolationsroutinen zur Anwendung gekommen sind. Lediglich im Bereich der höchsten Niederschlagsraten über den Ozeanen im tropischen "Warm Pool" und insbesondere bei der Inselkette der Mentawai-Inseln westlich vor Sumatra (Indonesien) zeigen sich größere Abweichungen zwischen den bodengebundenen Inselmessungen und den Satellitendaten, auf die im folgenden beim Vergleich mit den TRMM-Daten eingegangen werden soll.

6.1.2 Anwendung auf die TRMM-Daten

Die unterschiedliche Abtastcharakteristik der TRMM-Sensoren sowie Änderungen der Flughöhe, der Lagecharakteristik des Satelliten – aufgrund verschiedenster Bahnmanöver, die zu einer relativen Verschiebung der Pixel der verschiedenen Sensoren untereinander führen – machen relativ zeitaufwendige Interpolationsroutinen erforderlich, die der eigentlichen Verarbeitung der Daten vorangehen. Obwohl dieser Mehraufwand die Bearbeitung der Daten erheblich verzögert, soll im folgenden gezeigt werden, dass die zuverlässige Klassifikation und Ableitung des warmen Regens nur auf diese Weise möglich ist.

Zur Klassifikation des konvektiven und stratiformen Niederschlags wurde auf den TRMM-Standardalgorithmus zurückgegriffen, da dieser bereits im vorherigen Kapitel seine Zuverlässigkeit unter Beweis stellen konnte. Auf eine Unterscheidung zwischen stratiformem Regen mit beziehungsweise ohne sichtbare Schmelzschicht ("Bright Band") wurde in den Abbildungen jedoch verzichtet – da hierbei lediglich eine Besonderheit des Fernerkundungsverfahrens und kein klimatologisches Phänomen beobachtet wird.

Die im Anhang auf den Seiten 127 bis 140 zu findenden Abbildungen zeigen daher den mittleren Jahresniederschlag des Jahres 1998 (Seite 127) sowie die Monatsmittel vom Januar 1998 (Seite 128) bis Januar 1999 (Seite 140). Dargestellt ist von oben nach unten:

- a) Die Kombination der aus den in HOAPS 2 aus SSM/I-Messungen über den Ozeanen abgeleiteten Niederschlagsraten mit den über Land interpolierten Regensammlerdaten des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie. Diese Daten werden – wenn sicherlich auch selbst fehlerbehaftet – im folgenden als Referenz verwendet. Alle Angaben erfolgen als Niederschlagsrate in mm/h.
- b) Der Gesamtniederschlag, der aus den TRMM-Messungen mit dem Niederschlagsradar bestimmt wurde.
- c) Der als konvektiv klassifizierte Niederschlagsanteil von b).
- d) Der als stratiform klassifizierte Niederschlagsanteil von b).
- e) Der Anteil des warmen Regens, der mit dem TRMM-Standardverfahren abgeleitet wurde. Zur Verdeutlichung mussten die Werte mit dem Faktor 100 multipliziert werden, um die selbe Farbskala wie bisher verwenden zu können.
- f) Der Anteil des warmen Regens, der mit dem kombinierten PR-VIRS-Verfahren abgeleitet werden konnte. Hier wurden die Werte mit dem Faktor 10 multipliziert.

6.1.3 Vergleich und Interpretation der Ergebnisse

Im folgenden Vergleich sollen zunächst die Jahresmittel des Gesamtniederschlags betrachtet werden, um dann saisonale Besonderheiten in den monatlichen Datensätzen zu untersuchen. Die Untersuchung der Niederschlagsklassifikation schließt sich an – allerdings ohne hier auf globale Vergleichsfelder zurückgreifen zu können. Einen besonderen Schwerpunkt bildet schließlich die Analyse der Niederschlagsstrukturen des warmen Regens. Hier werden zunächst die Ergebnisse des Standardverfahrens mit denen des kombinierten verglichen, um darauf die räumliche als auch zeitliche Verteilung des warmen Regens in den Tropen zu beschreiben.

6.1.3.1 Untersuchung des mittleren Jahresniederschlags

Es zeigt sich, dass die wesentlichen Strukturen der Niederschlagsgebiete – sowohl im Jahres- als auch in den Monatsmitteln – sehr gut übereinstimmen. Die schlechtere raumzeitliche Abdeckung der TRMM-Messungen führt jedoch zu deutlich höherem "Rauschen" im Vergleich zu den kombinierten HOAPS-WZN-Daten. Über den Ozeanen fällt auf, dass die Maximalwerte in der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ)² – dem Bereich, in dem nördliche und südliche Hadley-Zirkulation aufeinandertreffen – und der südpazifischen Konvergenzzone (SPCZ)³ – die von Indonesien und den Philippinen in südöstlicher Richtung über den südlichen Pazifik verläuft – in den TRMM-Daten höhere Werte aufweisen.

 $^{^2\}mathrm{ITCZ}:$ gebräuchliche Abkürzung des häufig verwendeten englischen Begriffs "Intertropical Convergence Zone"

³SPCZ: entsprechend "South Pacific Convergence Zone"

6.1. UNTERSUCHUNG GLOBALER FELDER

Hierbei muss allerdings berücksichtigt werden, dass der bei HOAPS verwendete SSM/I-Algorithmus in Vergleichsstudien den tropischen Niederschlag leicht unterschätzt hat. Dies wird ebenfalls an den auf Seite 79 erwähnten Regensammler-Messungen auf den Mentawai-Inseln westlich vor Sumatra deutlich, die sich merklich von den ozeanischen Daten unterscheiden, während die TRMM-Werte in diesem Bereich bis zur Küste von Sumatra homogener sind. Auch über dem Festland von Sumatra und Borneo stimmen die TRMM-Daten sehr gut mit den Bodenmessungen überein, weichen jedoch in den umgebenden Gewässern – dem östlichen Indischen Ozean und dem westlichen Pazifik – stärker voneinander ab, was möglicherweise ebenfalls an der Unterschätzung des Niederschlags in den HOAPS-Daten liegen kann.

Auch die Niederschlagsmengen über dem südlichen Teil des Golfstroms sind von vergleichbarer Intensität, erreichen jedoch nicht ganz die Werte, die in der ITCZ bestimmt worden sind. Über dem Kuroshio-Strom östlich von Japan liegen die TRMM-Werte unter denen aus der HOAPS 2 Klimatologie.

Die in Abbildung 6.1 gezeigten Niederschlagsmuster über dem indischen Subkontinent sind sehr ähnlich, wobei die den Niederschlag blockierende Struktur des Himalaya-Massivs in nördlicher Richtung in den TRMM-Daten sehr viel präziser den orographischen Gegebenheiten entspricht als jene in den WZN-Daten. Im Westen werden diese Strukturen durch das in nord-südlicher Richtung verlaufende Suleiman-Gebirge abgeschlossen, das im Norden an den Hindukusch stößt, im Osten des Himalaya ist das vom Patkai-Gebirge begrenzte Tal des Brahmaputra zu erkennen. Deutliche Unterschiede zeigen sich insbesondere an der südlichen Westküste Indiens, östlich von Bangla Desh über Myanmar (Birma) sowie über Kambodscha – hier werden vom TRMM-Radar erheblich geringere Werte als im kombinierten Datensatz angezeigt. Eine Erklärung ergibt sich möglicherweise bei der Betrachtung von Abbildung 4.1 auf Seite 30: abgesehen von einigen Stationen an der indischen Westküste wurden aus den genannten Regionen keine Bodenmessungen an das WZN gemeldet. Die Niederschlagsfelder mussten hier daher zu einem großen Teil mit Hilfe von Interpolationen vervollständigt werden.

Besonders interessant ist jedoch der Vergleich der kontinentalen Niederschlagsdaten in Afrika: Die Übereinstimmung in den Gebieten, die sich an der Westküste direkt an die atlantische ITCZ anschließen ist sehr gut. Insbesondere die erhöhten Werte im Golf von Guinea, also im Küstenstreifen von Kamerun⁴ und Äquatorial-Guinea, aber auch die Küsten Gabuns und Angolas, der gesamte Bereich von Sierra Leone und Liberia ebenso wie die Niederschlagsgebiete im Süden und Osten des Kontinents – in Sambia, Südafrika, Äthiopien und Mosambik sowie auf Madagaskar – zeigen im Jahresmittel eine sehr gute Übereinstimmung. Die deutlichsten Abweichungen treten dagegen im südlichen Zaire, im östlichen Angola und in Uganda auf. Die Ursache wird in Abbildung 4.1 auf Seite 30 deutlich: auch aus diesen Regionen wurden praktisch keine Ergebnisse von Bodenmessungen an das WZN gemeldet.

⁴Diese Region gilt als regenreichste Afrikas – am Kamerunberg wurden mehr als 10000 mm Jahresniederschlag gemessen.



Abbildung 6.1: Mittlerer Jahresniederschlag im Bereich des indischen Subkontinents. Links oben ist der kombinierte HOAPS-WZN-Datensatz dargestellt, rechts davon der aus den TRMM-Daten resultierende. Neben der Darstellung der Orographie (links unten) findet sich der mit dem kombinierten Verfahren abgeleitete warme Regen.

Obwohl über weiten Teilen Südamerikas die Dichte der Bodenstationen ebenfalls relativ gering ist, werden dort die großräumigen Strukturen sehr viel besser wiedergegeben als in Afrika: Die höchsten Werte werden an der kolumbianischen und der ecuadorianischen Pazifikküste gemessen, dort wo die ostpazifische ITCZ auf die Küste trifft – eine Situation, die der an der Westküste Afrikas vergleichbar ist. Im südamerikanischen Inland zeigen beide Datensätze in den Quellgebieten des Amazonas und des Río Paraná vergleichbare Niederschlagsstrukturen und -intensitäten, wobei TRMM in den brasilianischen Bundesstaaten Mato Grosso und Rondônia sowie im östlichen Peru leicht höhere Werte liefert. Die stärkeren Niederschläge im Mündungsgebiet des Amazonas, die sich an die atlantische ITCZ anschließen, werden in beiden Datensätzen angezeigt, liegen bei den TRMM-Messungen jedoch weiter südlich. Im Gegensatz dazu werden die Minima des Niederschlags im Bereich der Anden und der brasilianischen Küstengebirge in sehr guter Übereinstimmung wiedergegeben.

6.1.3.2 Untersuchung des Jahresgangs des Niederschlags

Bei der Betrachtung der Jahresmittel des Niederschlags fällt im äquatorialen Pazifik eine ungewöhnliche Doppelstruktur der ITCZ auf, deren Ursache in höherer zeitlicher Auflösung geklärt werden soll. Während die ITCZ des ausklingenden El-Niño-Ereignisses von Januar bis April 1998 noch dessen typische Muster – wie starke Niederschläge im westlichen Pazifik, schwache im östlichen Teil – zeigt, zeichnete sich im Mai 1998 (siehe Abbildung 9.6 im Anhang auf Seite 132) der Wechsel in den La-Niña-Zustand ab. Dieser geht einher mit einer Abspaltung der ITCZ von der SPCZ in nördlicher Richtung, wobei sich der verbliebene Rest der SPCZ bis November 1998 merklich abschwächt (siehe Abbildung 9.12 auf Seite 138). Bei der in Abbildung 6.2 dargestellten meridionalen Mittelung des Niederschlags zwischen 10° N und 10° S wird sowohl in den Referenzdaten a) als auch im vom TRMM-PR bestimmten Gesamtniederschlag b) eine fast sprunghafte Verlagerung der Niederschlagsgebiete im Mai 1998 aus dem östlichen in den westlichen Pazifik und den indischen Ozean beobachtet, die jedoch im Fall des warmen Regens c) strukturell nicht wiedergegeben wird. Zunächst kann praktisch kein warmer Regen im östlichen Pazifik festgestellt werden. Erst nach der Abschwächung der von den höheren Ozeanoberflächentemperaturen begünstigten hochreichenden Konvektion kann in diesem Bereich nennenswerter warmer Regen beobachtet werden, der sich in den folgenden Monaten bis etwa November 1998 langsam westlich verlagert – also nicht dem nahezu instantanen Wechsel des Gesamtniederschlags folgt. Auch im Jahresgang des zonal gemittelten Niederschlags über den Ozeanen (siehe Abbildung 9.16 auf Seite 142) ist dieses Verhalten deutlich zu erkennen. Interessant ist ebenfalls das Maximum des warmen Regens über dem westlichen Indischen Ozean, welches im August 1998 einsetzt und dessen Strukturen in den übrigen Niederschlagsmustern nicht wiedergegeben werden.



Abbildung 6.2: Zeitliche Änderung des im äquatorialen Bereich zwischen 10° N und 10° S (rote Linien in der oberen Abbildung) gefallenen Niederschlags. Abbildung a) zeigt den Referenzdatensatz, b) den mit TRMM gemessenen Gesamtniederschlag und c) den mit dem kombinierten Verfahren bestimmten warmen Regen. Abbildung c) wurde zur Verdeutlichung mit einem Faktor 10 skaliert.

6.1. UNTERSUCHUNG GLOBALER FELDER

Die Niederschlagsstrukturen zeigen noch eine Reihe anderer typischer ENSO-Strukturen⁵, auf die im folgenden eingegangen werden soll:

- Indonesien, Ozeanien und Nordostaustralien: Im Vergleich sowohl zum langjährigen Mittel als auch zum Folgejahr wird diese Region mit Ausnahme von Neuguinea zu Beginn des Jahres 1998 von einer Niederschlagsarmut geprägt, die aufgrund der Verdrängung der dort normalerweise beständigen äquatorialen Tiefdruckgebiete durch relativ persistente Hochdruckgebiete hervorgerufen wurde. Folgen hiervon waren verheerende Waldbrände im östlichen Australien sowie auf Sumatra und Jawa.
- Südamerika: Die stärksten ENSO-Auswirkungen sind typischerweise im Bereich der äquatorialen Westküste zu spüren. Da die TRMM-Messungen jedoch erst ab Januar 1998 ausgewertet werden konnten, war hier nur noch eine Verlagerung der Niederschlagsgebiete zu beobachten. Die Niederschläge sind von vergleichbarer Intensität, sie treffen jedoch mit dem östlichen Teil der ITCZ im Januar 1998 etwa 1500 km weiter südlich auf die Küste als im Januar 1999.

Die Niederschläge im zentralen Bereich lagen zu Beginn des Jahres 1998 in weiten Teilen unter denen des Folgejahres. Insbesondere im Osten Brasiliens fielen dadurch 600000 ha Savanne und Regenwald einer Dürre zum Opfer (Endlicher, 1998 [21]). Begünstigt wurde dies durch das in ENSO-Jahren auch im Sommer der Südhemisphäre beständige Subtropenhoch, welches die südwärtige Ausdehnung der atlantischen ITCZ behindert.

Im Gegensatz dazu fielen im Norden Argentiniens, im südlichsten brasilianischen Bundesstaat Río Grande do Sul sowie in Uruguay in den ersten Monaten des Jahres 1998 stärkere Niederschläge als gewöhnlich. Während die Landwirtschaft in den argentinischen und uruguayanischen Pampas hiervon profitierte, wurde die Region des Río Paraná im April 1998 (siehe Abbildung 9.5 auf Seite 131) von starken Überschwemmungen betroffen. Ursache hierfür ist der stärkere Druckgradient zwischen dem tropischen Ostpazifik und dem südlichen Atlantik.

- Mittelamerika: Die im allgemeinen starken Niederschläge in diesem Bereich werden auch in ENSO-Jahren kaum beeinflusst. Es wird jedoch vermutet, dass die höhere Ozeanoberflächentemperatur über den zusätzlichen Energie- und Wasserdampfgehalt die Bildung tropischer Wirbelstürme fördert. Eine ursächliche Beziehung ist in diesen Einzelfällen nur schwer zu finden – doch haben die außerordentlich starken Niederschläge hervorgerufen durch den Wirbelsturm "Mitch" Ende Oktober 1998 (siehe Abbildung 9.11 auf Seite 137) mehr als 17000 Menschen in Mittelamerika getötet. In Honduras verloren 1.5 Millionen Menschen ihre Unterkunft, etwa 70 - 80% der Transportinfrastruktur wurden zerstört, für den Wiederaufbau werden 15 - 20 Jahre veranschlagt, die geschätzten Schäden liegen bei 4 Milliarden Dollar.
- Indischer Ozean: Die Struktur der ITCZ des indischen Ozeans hat sich im Verlauf des Jahres 1998 praktisch in west-östlicher Richtung umgekehrt. Während im Januar 1998 die höchsten Niederschläge im westlichen Teil vor der ostafrikanischen Küste fielen, wanderte das Maximum im Verlauf der folgenden Monate in östlicher Richtung.

⁵ENSO: El-Niño Southern Oscillation

Im März hatte es mit 75° östlicher Länge die Höhe von Indien erreicht, um im Mai seine normale Position im östlichen Indischen Ozean einzunehmen (siehe Abbildungen 9.2 bis 9.6 auf den Seiten 128 bis 132). Die folgenden Monate Juni bis September (siehe Abbildungen 9.7 bis 9.10 auf den Seiten 133 bis 136) sind geprägt vom indischen Sommermonsun, dessen Einsetzen auch sehr deutlich im Jahresgang des zonal gemittelten Niederschlags über Land (siehe Abbildung 9.17 auf Seite 143) zu erkennen ist. Im Vergleich zwischen den TRMM- und den WZN-Daten fällt auf, dass der nördliche Bereich des Monsuns aufgrund der genaueren Wiedergabe des orographischen Einflusses in den TRMM-Daten klarer abgegrenzt erscheint, der prinzipielle Verlauf sich aber praktisch gleicht. Gegenüber klimatologischen Werten erscheint die Intensität des Monsuns verringert, was durchaus in Übereinstimmung mit anderen ENSO-Beobachtungen wäre. Ursache hierfür ist der relativ hohe Luftdruck im östlichen Indischen Ozean zu Beginn des Jahres, der den Wasserdampfgehalt in den Bildungsgebieten des Monsuns reduziert.

Afrika: Die oben erwähnte Verschiebung des Niederschlagsmaximums im Indischen Ozean führt auch im östlichen Afrika und auf Madagaskar zu Veränderungen im Niederschlagsmuster. Gegenüber dem Januar 1999 fallen im Januar 1998 erhöhte Niederschläge an der Ostküste südlich des Äquators in Kenia, Tansania und Mosambik. Im Februar 1998 ist die ITCZ im Indischen Ozean so weit südlich gewandert, da auch auf Madagaskar erhöhte Niederschlagswerte gemessen werden.

6.2 Konvektiver, stratiformer und warmer Regen

Neben der Bestimmung des Niederschlags stellt auch seine Klassifikation eine wichtige Aufgabe der TRMM-Mission dar. Die Unterscheidung zwischen konvektivem und stratiformen Niederschlag ist nicht nur wie in Kapitel 5 geschildert für die Wahl der geeignetsten Z - R-Beziehung von Bedeutung, sondern bietet auch interessante Einsichten in den Wasser- und Energiehaushalt der Atmosphäre. Stratiforme Systeme sind durch relativ weiträumige langsame Aufwärtsbewegungen mit entsprechend geringer Niederschlagsaktivität charakterisiert, während konvektive Systeme durch allgemein intensivere vertikale Geschwindigkeitsfelder mit häufig stärkeren Niederschlägen gekennzeichnet sind. Im Wolkenbildungsprozess lassen sich konvektive Wolken als eher aktive, junge, im Entstehen begriffene Systeme betrachten, die relativ großen Niederschlagsteilchen bilden sich durch den BERGERON-FINDEISEN-Prozess und wachsen überwiegend durch Koaleszenz, wobei die starken Aufwinde ein beständiges, das Tropfenwachstum förderndes, Angebot an Wasserdampf bieten. Dagegen lassen die großräumigen schwächeren Vertikalbewegungen in stratiformen Systemen Teilchenwachstum in erster Linie nur durch Wasserdampf-Deposition zu.

6.2. KONVEKTIVER, STRATIFORMER UND WARMER REGEN

Es ist einsehbar, dass sich diese Unterschiede nicht nur aufgrund des unterschiedlichen Süßwassereintrags auf die Struktur der ozeanischen Deckschicht und die Ozeanoberflächentemperatur auswirken, sondern auch den Transport latenter Energie in der Atmosphäre betreffen. Während konvektive Systeme die latente Wärme in der Troposphäre von unten nach oben durch die Verdunstung und Kondensation des Wasserdampfs transportieren, haben stratiforme Systeme in niedrigen Schichten eine eher kühlende Wirkung durch die dortige Verdunstung der Niederschlagstropfen aber eine wärmende Wirkung in der höheren Troposphäre aufgrund der Kondensation (Houze, 1997 [36]).

Angesichts der dargestellten Merkmale und der Untersuchung des Klassifizierungsverfahrens in Kapitel 5 erscheint die Betrachtung der vom TRMM-PR als konvektiv beziehungsweise stratiform klassifizierten tropischen Niederschlagsfelder zunächst überraschend. In den Abbildungen 9.1 bis 9.14 auf den Seiten 127 bis 140 zeigt Bild c) den als konvektiv klassifizierten Niederschlag und d) entsprechend den stratiformen. Beide Felder sind sowohl im Jahresmittel als auch in den einzelnen Monaten von vergleichbarer Größenordnung, wobei das stratiforme Feld etwas höhere Werte – in guter Übereinstimmung zu Abbildung 5.2 auf Seite 64 – aufweist. Auch die globale Verteilung der beiden Felder weicht kaum voneinander und vom oben beschriebenen Gesamtniederschlagsfeld ab. Es überrascht jedoch, dass das stratiforme Feld eine wesentlich unruhigere Struktur aufweist als das konvektive – zu erwarten wäre genau das entgegengesetzte Verhalten. Die Untersuchung der stratiformen Felder, die mit beziehungsweise ohne sichtbare Schmelzschicht klassifiziert wurden ergab jedoch keinen Widerspruch zu den oben beschriebenen Ergebnissen.

Eine genauere Klärung wäre möglicherweise durch den Einsatz eines Mehrfrequenzradars möglich, da auf diese Weise eine sicherere Bestimmung des Tropfenspektrums möglich wäre, die die a priori Klassifikation nicht unbedingt erfordert.

Die wahrscheinlich unsicherste Niederschlagsklassifikation des TRMM-PR Standardverfahrens betrifft den warmen Regen. Es ist aus den oben dargestellten Gründen verständlich, dass ergiebiger warmer Regen nur aus konvektiven Systemen (insbesondere Cumulus Congestus) fallen kann. Schumacher und Houze (2002 [77]) gehen sogar davon aus, dass alle Niederschlagssysteme, die als "flach und isoliert" vom TRMM-PR klassifiziert worden sind, als konvektiv und höchstwahrscheinlich warmer Regen zu betrachten sind. Da dies jedoch nur eine von sechs Unterkategorien des stratiformen Niederschlags betrifft, sind die Auswirkungen – trotz möglicherweise notwendiger Änderung der Z - R-Beziehung – relativ gering. Die auf diese Weise gewonnene Struktur des warmen Regens zeigt keine wesentlichen Unterschiede zu der des Standardverfahrens.

Obwohl Schumacher und Houze (2002 [77]) in ihrem Artikel selbst erklären, dass warmer Regen in allen konvektiven Systemen mit ausreichend Flüssigwasser, und Aufwinden, die langlebig und stark genug sind, um die in Kapitel 2 beschriebenen Tropfenbildungsprozesse zu ermöglichen, gebildet wird, müssen sie sich bei ihrer Arbeit auf die isolierten, vertikal schwächer entwickelten Messungen beschränken. Sie stimmen zwar darin überein, dass auch in stratiformen Systemen schwächerer eher nieselartiger warmer Regen möglich ist,

verzichten jedoch darauf, ihn zu berücksichtigen. Daher bezeichnen sie den von ihnen untersuchten Anteil des warmen Regens auch nur als "isoliert, flach konvektiv".

Erst der in Kapitel 5 beschriebene Einsatz der aus den Infrarot-Messungen gewonnenen Wolkenoberkanteninformation bringt eine signifikante Änderung in der Verteilung und Intensität des warmen Regens. Während das Standardverfahren ebenso wie das von Schumacher und Houze nur isolierte Messungen geringer vertikaler Ausdehnung berücksichtigen kann, können durch den Einsatz der Infrarotmessungen auch größere zusammenhängende Gebiete mit vertikaler Ausdehnung bis an die 0°C-Isotherme berücksichtigt werden. Abbildung 5.8 auf Seite 70 in Kapitel 5 verdeutlicht schematisch den Zugewinn, der durch die kombinierte Klassifikation zu erwarten ist. Interessanter ist jedoch der Vergleich der räumlichen Strukturen, des Jahresgangs und eventuell der Beeinflussung durch das ENSO-Ereignis.

6.2.1 Raum-zeitliche Verteilung des warmen Regens

Die mit dem Standardverfahren und der kombinierten Technik abgeleiteten globalen Niederschlagsfelder des warmen Regens finden sich in den Abbildungen 9.1 bis 9.14 auf den Seiten 127 bis 140, hierbei zeigt Abbildung 9.1 die mittlere Jahresniederschlagrate in mm/h und die übrigen den Jahresgang in den Monatsmitteln von Januar 1998 bis Januar 1999: Teilbild e) zeigt die Verteilung des warmen Regens, die mit dem Standardverfahren abgeleitet wurde, Teilbild f) beruht entsprechend auf dem kombinierten Verfahren. Um den selben Farbkeil verwenden zu können und die Strukturen des mit dem Standardverfahren abgeleiteten warmen Regens in Teilbild e) überhaupt noch sichtbar machen zu können, mussten diese mit einem Faktor 100 multipliziert werden. Zur Darstellung der mit dem kombinierten Verfahren abgeleiteten Strukturen genügte ein Faktor 10. Neben diesen globalen Verteilungen finden sich die entsprechenden zonal gemittelten Darstellungen auf den Seiten 141 bis 143, bei denen die selben Skalierungsfaktoren gewählt worden sind.

Betrachtet man zunächst nur den Anteil, den der warme Regen am tropischen Niederschlag im Jahresmittel hat, so fallen zwischen den beiden Verfahren generell große – insbesondere über Land sogar sehr große Unterschiede auf:

- **Standardverfahren:** Von der Gesamtmenge des gefallenen Niederschlags entfällt 1.0% auf den warmen Regen. Während dieser Anteil über dem Ozean auf 1.4% steigt, konnte über Land nur ein Anteil von 0.1% festgestellt werden.
- Kombiniertes Verfahren: Hier werden 8.3% des tropischen Gesamtniederschlags als warmer Regen klassifiziert. Über den Ozeanen liegt dieser Anteil bei 9.7% und über Land bei 4%.

Verglichen mit den in Kapitel 2 erwähnten Abschätzungen von Liu et al. (1995 [56]) aus dem TOGA/COARE-Gebiet scheinen sich die Ergebnisse des kombinierten Verfahrens

in einem realistischen Bereich zu bewegen. Das Standardverfahren zeigt gegenüber der kombinierten Technik lediglich 12.4% global, 14.0% über den Ozeanen und 2.4% über Land – eine Auflistung dieser Werte über den Zeitraum von Januar 1998 bis Januar 1999 ist Tabelle 6.1 zu entnehmen.

Tabelle 6.1: Jahresgang des prozentualen Anteils des warmen Regens für das Standardverfahren (in den drei linken Spalten) und für das kombinierte Verfahren (in den drei rechten Spalten).

| Monat | Standard | | | Kombination | | |
|--------|----------|---------|--------|-------------|---------|--------|
| | (global) | (Ozean) | (Land) | (global) | (Ozean) | (Land) |
| Jan 98 | 1.1% | 1.5% | 0.1% | 8.2% | 9.0% | 5.6% |
| Feb 98 | 0.8% | 1.1% | 0.1% | 6.7% | 7.4% | 4.2% |
| Mär 98 | 0.9% | 1.1% | 0.1% | 7.8% | 8.7% | 4.4% |
| Apr 98 | 1.1% | 1.4% | 0.1% | 8.5% | 9.8% | 4.6% |
| Mai 98 | 1.0% | 1.3% | 0.1% | 8.3% | 9.7% | 3.7% |
| Jun 98 | 1.0% | 1.3% | 0.1% | 7.9% | 9.7% | 3.4% |
| Jul 98 | 1.0% | 1.3% | 0.1% | 8.7% | 10.2% | 4.0% |
| Aug 98 | 1.2% | 1.5% | 0.1% | 8.6% | 10.1% | 4.4% |
| Sep 98 | 1.0% | 1.4% | 0.1% | 8.4% | 10.4% | 3.6% |
| Okt 98 | 0.9% | 1.2% | 0.1% | 8.1% | 10.1% | 3.2% |
| Nov 98 | 1.1% | 1.4% | 0.1% | 8.8% | 10.6% | 3.7% |
| Dez 98 | 0.9% | 1.2% | 0.1% | 8.3% | 9.8% | 3.6% |
| Jan 99 | 1.2% | 1.6% | 0.1% | 8.8% | 10.9% | 4.0% |
| 1998 | 1.0% | 1.4% | 0.1% | 8.3% | 9.7% | 4.0% |

Abbildung 6.3 zeigt die regionale Verteilung des Anteils des mit dem kombinierten Verfahren bestimmten warmen Regens am Gesamtniederschlag. Angesichts der verschwindend geringen Gesamtniederschlagsmenge (siehe Abbildung 9.1 auf Seite 127) in den subtropischen Hochdruckgebieten des südlichen Atlantiks und Pazifiks sowie im Golf von Aden und der zentralen Sahara darf man den dort beobachteten hohen prozentualen Anteil des warmen Regens sicherlich vernachlässigen. Die Beiträge sind so klein, dass sie kaum ins Gewicht fallen, über der Sahara ist es fraglich, ob die Tropfen überhaupt den Boden erreicht haben.

In anderen Regionen ist der Beitrag des warmen Regens jedoch auch als Absolutwert nicht unerheblich. Wie in Tabelle 6.1 zu sehen, fällt der größte Teil über den Ozeanen. Die globale Verteilung des warmen Regens zeigt die höchsten Werte in weiten Bereichen der SPCZ mit Jahressummen bis zu 500 mm. Auch im Indischen Ozean – im Dreieck zwischen Indonesien, Madagaskar und dem Horn von Afrika – werden jährliche Niederschlagsraten bis zu 400 mm erreicht. Interessant ist der Bereich des zentralen Pazifiks nördlich des Äquators: In der ITCZ liegt der Anteil des warmen Regens mit 200 bis 300 mm Jahresniederschlag



Abbildung 6.3: Globale Verteilung des prozentualen Anteils des warmen Regens am Gesamtniederschlag des Jahres 1998.

bei etwa 10% – im nördlich darüberliegenden Bereich westlich von Hawaii mit ähnlichen Werten aber bei bis zu 80%, so dass der warme Regen hier das Niederschlagsgeschehen dominiert. Hier wird ebenfalls die blockierende Wirkung der Inselkette von Hawaii sichtbar – die durch das in nordöstlicher Richtung liegende Subtropenhoch bedingte Strömung führt zum Niederschlagsstau an den nordöstlichen Inselküsten (in der Abbildung nicht erkennbar) und zu deutlichen Abschwächungen des Niederschlags im Lee der Inselkette. In einem folgenden Abschnitt soll auf die Situation in Hawaii noch näher eingegangen werden.

Während sich der warme Regen des Indischen Ozeans – auch aufgrund orographischer Effekte – nur stark abgeschwächt auf dem afrikanischen Festland fortsetzt, wird über dem südamerikanischen Kontinent (siehe hierzu auch Abbildung 7.1 auf Seite 100 im folgenden Kapitel) ein völlig anderes Verhalten beobachtet: Der warme Regen der atlantischen ITCZ, der im westlichen Bereich mit bis zu 400 mm Jahresniederschlag einen Anteil von etwa 40% am Gesamtniederschlag erreicht, setzt sich auch über weiten Teilen Äquatorial-Südamerikas fort. Insbesondere an der nordwestlichen Küste Brasiliens im Mündungsgebiet des Amazonas werden mit Jahressummen von über 300 mm etwa 20% des Gesamtniederschlags erreicht. Dies deckt sich in bemerkenswerter Weise mit den Beobachtungen von Mohr et al. (1999 [62]), die zwar nicht den warmen Regen untersuchten, aber bei der Untersuchung mesoskaliger konvektiver Systeme feststellten, dass die Amazonasregion eine Niederschlagscharakteristik aufweist, die eher für ozeanische Bereiche typisch ist – offensichtlich trifft dies auch für den warmen Regen zu.

Es ist interessant, dass sich die im Pazifik beobachtete Doppelstruktur von ITCZ und darüberliegenden Niederschlagsbereich mit einem höheren Anteil des warmen Regens auch

im Atlantik in abgeschwächter Form wiederfindet. In diesem Fall werden in der Karibik – insbesondere an den Küsten von Nicaragua, Costa Rica und Panama – Jahressummen des warmen Regens bis zu 500 mm erreicht. Während dies im Staubereich der Küsten einen Anteil von etwa 25% des Gesamtniederschlags ausmacht, liegt dieser Wert auf offener See bei fast 50%.

6.3 Untersuchung der Situation in Hawaii

Schon im Kapitel 2 sowie auf den Seiten 90ff. wurde die besondere Rolle des warmen Regens im Bereich der Hawaii-Inseln erwähnt. Es ist daher sicherlich interessant, die gewonnenen Erkenntnisse an diesem Beispiel weiter zu vertiefen. Um den dortigen topographischen Besonderheiten Rechnung tragen zu können, ist eine höhere räumliche Auflösung sinnvoll – wobei die damit einhergehende Reduzierung der auswertbaren Einzelmessungen und die Vergrößerung des Signalrauschens aufgrund der kleineren Stichproben berücksichtigt werden müssen. Aus diesen Gründen erfolgte die Verarbeitung der Daten in einer höheren räumlichen Auflösung von $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$, so dass pro Oberflächenelement immer noch bis zu 7 PR- beziehungsweise 24 VIRS-Einzelmessungen Berücksichtigung finden können. Abbildung 6.4 zeigt links den mittleren Jahresniederschlag des Jahres 1998, in der Mitte den des Jahres 1999 und rechts das Mittel dieser beiden Jahre. Die entsprechenden Darstellungen für den warmen Regen finden sich auf Seite 95 in Abbildung 6.5. Ergänzend ist der Jahresgang des Gesamtniederschlags für diese beiden Jahre im Anhang auf den Seiten 144 und 145 in den Abbildungen 9.18 und 9.19 sowie für den warmen Regen auf den Seiten 146 und 147 in den Abbildungen 9.20 und 9.21 in monatlicher Auflösung zu finden. Während die monatlichen Felder zum Teil noch recht starke strukturelle Streuungen aufweisen, zeigen die gemittelten Jahresfelder sehr deutlich ausgeprägte Niederschlagsmuster, die offensichtlich von den meist aus nordöstlicher Richtung vorherrschenden Winden geprägt sind. Dies äußert sich vor allem in den stärkeren Niederschlägen an den Luv-Lagen der östlichen und nordöstlichen Küsten verglichen mit den übrigen Bereichen der Inseln. Sehr interessant ist, wie weit dieser Abschattungsbereich auf das Meer hinausreicht – Die in Abbildung 6.4 sichtbare "Wellenbrecherwirkung" der Inseln ist in noch mehr als 150 km Entfernung im Lee der Inseln an deutlich reduzierten Niederschlägen in einem klar umrissenen Gebiet ablesbar.⁶ Es fällt auf, dass sich etwa 50 km westlich der Hauptinsel ein weiteres Niederschlagsmaximum inmitten des Leebereichs befindet, welches sich vermutlich durch die Struktur der Leewelle oder die Lücken zwischen den Inseln erklären lässt.

Verglichen mit den klimatologischen Daten aus Abbildung 2.1 auf Seite 8 wird zwar die Struktur der Niederschlagsfelder insbesondere im La-Niña-Jahr 1999 sehr gut wiedergegeben; allerdings werden dabei nur vergleichsweise niedrige Niederschlagsraten erreicht, wie auch dem Vergleich mit den kombinierten SSM/I-WZN-Referenzdaten in Tabelle 6.2

⁶Im Druckfeld wurden hinter den Hawaii-Inseln sogar Lee-Wellen mit Ausdehnungen von mehreren tausend Kilometern beobachtet.

zu entnehmen ist. Dies ist besonders bemerkenswert, da die zonalen Referenzdaten insbesondere in diesen Breiten sehr gut mit den TRMM-Daten übereinstimmen⁷. Die Ursachen für die beobachtete Abweichung sind vermutlich vielfältig:

- Abschattung durch die Orographie: Wie bereits in Kapitel 5 auf Seite 56 beschrieben, führt die teilweise Kontamination des Messvolumens durch die Oberfläche zu einem Ausschluss der jeweiligen Messung. Es ist daher möglich, dass die in Kapitel 2 beschriebene Nähe der intensivsten Niederschlagsgebiete zur Orographie der Insel bei der beobachteten relativ geringen vertikalen Ausdehnung die Fernerkundung des Niederschlags in diesen Bereichen stark behindert, da diese Bereiche unter Umständen messtechnisch – insbesondere bei geneigter Beobachtungsrichtung – nicht mehr vom Untergrund getrennt werden können.
- Unzureichende zeitliche Abtastfrequenz: Im untersuchten Zeitraum von Januar 1998 bis Dezember 1999 konnten 975 TRMM-Überflüge berücksichtigt werden. Wegen des nicht sonnensynchronen Orbits verschiebt sich der Zeitpunkt des Überflugs kontinuierlich, so dass die etwa 1.3 Überflüge pro Tag für klimatologische Auswertungen relativ knapp bemessen sind. Aus diesem Grund erscheinen die Monatsfelder gegenüber dem Jahresmittel zwar relativ inhomogen – als Erklärung für die systematische Unterschätzung des Niederschlags kann die unzureichende zeitliche Abdeckung jedoch nicht dienen, da die Unterschätzung den gesamten Zeitraum gleichermaßen betrifft (siehe Tabelle 6.2).
- Sättigungseffekte bei hohen Niederschlagsraten: Die für ein Niederschlagsradar relativ hoch gewählte Frequenz von 13.8 GHz lässt zwar eine höhere Empfindlichkeit bei niedrigeren Niederschlagsraten erwarten, erlaubt dagegen bei entsprechend höheren Werten des Niederschlags und damit einhergehenden höheren optischen Dicken aufgrund von Sättigungseffekten eine nur unzureichende Differenzierung der hohen Niederschlagsraten. Die insbesondere im Bereich von Hawaii beobachteten Tropfenspektren (siehe Kapitel 2) mit teils extrem großen Tropfen von bis zu 9 mm Durchmesser, die in den TRMM-Standardverfahren keine Berücksichtigung finden, sollten wegen des nichtlinearen Zusammenhangs zwischen Radarreflektivität und Tropfenverteilungsfunktion Ursache für eine Überschätzung des Niederschlags sein. Möglicherweise werden diese Bereiche vom Radarstrahl jedoch nicht mehr ausreichend durchdrungen, so dass in diesen Fällen die weniger zuverlässige auf Seite 60 beschriebene Oberflächenreferenztechnik zur Anwendung kommen muss.
- **Non-Uniform Beam-Filling:** Ein weiterer nichtlinearer Effekt ist das sogenannte "Non-Uniform Beam-Filling": Wird nur ein Teil des Pixels vom Niederschlag bedeckt, so folgt aus einer linearen Abnahme der Radarreflektivität aufgrund der logarithmischen Natur der Z - R-Beziehung eine entsprechend logarithmische – und damit überschätzte – Abnahme der abgeleiteten Niederschlagsrate. Dieser Effekt wurde zwar im statistischen Mittel korrigiert, in Regionen wie Hawaii, wo er orographisch bedingt häufiger erfolgt, wird er jedoch zwangsläufig unterschätzt.

 $^{^7{\}rm siehe}$ hierzu auch Abbildung 9.1 auf Seite 127 im Anhang.

- Unzulässige Extrapolation der hohen Niederschlagsraten: Neben Fehlern in den TRMM-Daten müssen jedoch auch Defizite der Referenzdaten Berücksichtigung finden. Die zum Vergleich hinzugezogenen Bodenmessungen geben nicht unbedingt das Niederschlagsgeschehen der gesamten Insel wieder, da die gemessenen Stationswerte auf den umgebenden Bereich der $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ Fläche extrapoliert werden. Die Beobachtung zeigt jedoch, dass die besonders exponierten Niederschlagsgebiete einen relativ eng umgrenzten Bereich im Nordosten der Insel umfassen.
- Kontamination der HOAPS-Daten durch Landpixel: Ein weiterer Effekt, der möglicherweise Ursache für die Überschätzung des Niederschlags in den Referenzdaten sein kann, ist die unzureichende Maskierung der Landoberflächen bei der Anwendung des Niederschlagsalgorithmus auf die SSM/I-Messungen. In einem solchen Fall, der insbesondere im Bereich von Küstenlinien und Inseln zum Tragen kommen kann, überlagern die Anteile der Emission der Landoberfläche das Signal und führen bei der Anwendung des nur für Ozeanoberflächen geeigneten Niederschlagsalgorithmus fälschlicherweise zur Ableitung von Niederschlag.

Tabelle 6.2: Abweichung des mit TRMM bestimmten Jahresgangs des Niederschlags von den Referenzdaten $\left(\frac{\text{TRMM-GPCP}}{\text{GPCP}}\right)$ im Bereich der Hawaii-Inseln sowie Anteil des warmen Regens am Gesamtniederschlag $\left(\frac{\text{Warm}}{\text{Gesamt}}\right)$. Wegen der Küsteneffekte wurden die HOAPS-Daten nicht berücksichtigt.

| | Jan 98 | Feb 98 | Mär 98 | Apr 98 | Mai 98 | Jun 98 |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| $\frac{\text{TRMM}-\text{GPCP}}{\text{GPCP}}$ | -37.8% | -93.2% | -89.2% | -82.6% | -83.1% | -85.5% |
| $\frac{\text{Warm}}{\text{Gesamt}}$ | 58.7% | 61.2% | 85.4% | 75.1% | 79.2% | 76.5% |
| | Jul 98 | Aug 98 | Sep 98 | Okt 98 | Nov 98 | Dez 98 |
| $\frac{\text{TRMM}-\text{GPCP}}{\text{GPCP}}$ | -80.2% | -78.4% | -77.1% | -81.5% | -88.0% | -84.3% |
| $\frac{\text{Warm}}{\text{Gesamt}}$ | 78.0% | 75.1% | 77.1% | 65.2% | 48.0% | 67.4% |
| | Jan 99 | | | | | |
| $\frac{\text{TRMM}-\text{GPCP}}{\text{GPCP}}$ | -87.5% | | | | | |
| $\frac{\text{Warm}}{\text{Gesamt}}$ | 70.6% | | | | | |
| | 1998 | | | | | |
| $\frac{\text{TRMM}-\text{GPCP}}{\text{GPCP}}$ | -82.0% | | | | | |
| Warm Gesamt | 68.0% | | | | | |

Während die Absolutwerte nach den vorangegangenen Erläuterungen zum Vergleich mit den Referenzdaten sicherlich zu hinterfragen sind, ist der relative Anteil der warmen

Regens am Gesamtniederschlag in Höhe von etwa 68% ein bemerkenswertes Ergebnis, das sich auch mit den in Kapitel 2 beschriebenen klimatologischen Erkenntnissen deckt.

Die hohe räumliche Auflösung der abgeleiteten Niederschlagsfelder soll im folgenden unter Berücksichtigung der Informationen aus den sich kontinuierlich verschiebenden Überflugszeiten dazu genutzt werden, Besonderheiten des Tages- und Jahresgangs des Niederschlags auch im Hinblick auf ihre orographische Beeinflussung herauszuarbeiten. Abbildung 6.6 auf Seite 96 zeigt den Verlauf des Jahres- und mittleren Tagesgangs des Niederschlags auf Hawaii getrennt nach Luv- (oben) und Leelagen für den Zeitraum Januar 1998 bis Dezember 1999. Zum Vergleich finden sich die entsprechenden Abbildungen für den warmen Regen auf Seite 97. Während ein typischer Jahresgang wegen des Wechsels vom El-Niñozum La-Niña-Ereignis kaum zu erwarten gewesen wäre, zeigt sich auch im Tagesgang keine ausgeprägte Struktur. Dies liegt zum einen am teilweise dominierenden Niederschlag aus durchziehenden Zyklonen als auch an der sicherlich noch zu kleinen Stichprobe aus 975 Überflügen.





Die Abbildungen der Monatsfelder des Gesamtniederschlags und des warmen Regens finden sich zwischen den Seiten 144 und 147 im Anhang.

Der am Beispiel Hawaiis besonders deutlich gewordenen Beeinflussung des Niederschlags durch die Orographie soll im folgenden Kapitel zusätzliche Aufmerksamkeit geschenkt werden.



Abbildung 6.5: Mittlere Niederschlagsrate des warmen Regens auf Hawaii (links: 1998, Mitte: 1999 und rechts: 1998-99).



Abbildung 6.6: Darstellung des mittleren Jahres- und Tagesgangs der Gesamtniederschlagsrate über einen Zeitraum von zwei Jahren. Oben für die Luv-Lagen der Insel und unten für die Lee-Gebiete.


Abbildung 6.7: Darstellung des mittleren Jahres- und Tagesgangs des warmen Regens über einen Zeitraum von zwei Jahren. Oben für die Luv-Lagen der Insel und unten für die Lee-Gebiete.

Kapitel 7

Orographischer Einfluss auf den Niederschlag

Zweifellos stellt die deutlich ausgeprägte orographische Beeinflussung des Niederschlags auf Hawaii einen Sonderfall dar. Die Qualität der mit dem TRMM-Radar beobachteten Strukturen lässt es jedoch sinnvoll erscheinen, die Untersuchung auf den gesamten Beobachtungsbereich des Satelliten auszudehnen. Während auf Hawaii die Niederschlagsverteilung seit langem bekannt ist und TRMM diese Strukturen lediglich bestätigen musste, ist dies in den meisten anderen Regionen nicht der Fall. Kaum ein Land verfügt über ein ausreichend dichtes Bodenmessnetz, um auch die geländebedingte Variabilität des Niederschlags auflösen zu können. Das heißt aber auch, dass in den meisten Fällen keine Möglichkeit der Validierung besteht und die Daten nur auf ihre inhaltliche Konsistenz geprüft werden können.

Bei der Betrachtung der regionalen Verteilung des Jahresniederschlags über Südamerika (siehe Abbildung 7.1) wird deutlich, dass ähnlich wie im nördlichen Indien die Gebirge eine natürliche Grenze für den Niederschlag darstellen. Interessant ist aber auch der offensichtliche Zusammenhang zwischen der Dichte des amazonischen Flussnetzes und dem Niederschlagsfeld: Während der in den beiden oberen Abbildungen (links WZN, rechts TRMM) gezeigte Gesamtniederschlag als "Quelle" des Amazonas und seiner Zuflüsse betrachtet werden kann, deutet die Verteilung des warmen Regens (rechts unten), die sich praktisch mit dem Einzugsbereich der Flüsse deckt, darauf hin, dass dieser wiederum durch Verdunstung vom lokalen Angebot der reichlich vorhandenen Wasserflächen gespeist wird. Eine Beobachtung, die auch mit der bereits erwähnten Ahnlichkeit zwischen der amazonischen und ozeanischen Niederschlagscharakteristik (Mohr et al., 1999 [62]) im Einklang ist – und auch die von Schumacher und Houze (2002 [77]) als eher konvektiv beschriebene Charakteristik des warmen Regens unterstreicht – der warme Regen wird vor allem vor Ort gebildet und ist kaum von horizontalen Transportphänomenen geprägt. Unterstützt wird diese Vermutung durch die Strukturen des warmen Regens im Januar 1998 – hier scheint der warme Regen teilweise den Flussstrukturen des Amazonas zu folgen (siehe Abbildung 9.22 auf Seite 148 im Anhang). Dieser Effekt ist jedoch in den anderen Monaten kaum erkennbar, so dass eine abschließende Klärung unter höherer zeitlicher Abtastdichte erforderlich wäre.

7.1 Einbeziehung der Orographie

Die im folgenden beschriebene Untersuchung der orographischen Effekte auf den Niederschlag erfordert neben den bereits vorgestellten globalen Niederschlagsfeldern weitere Informationen, die nicht aus den TRMM-Messungen abgeleitet werden können.

- **Orographie:** Zur Darstellung der Orographie wurde zunächst der Gradient der Oberfläche eines hochauflösenden digitalen Geländemodells in einer horizontalen Auflösung von $30'' \times 30''$ bestimmt. Danach erfolgte die Mittelung der Geländedaten auf das beim Vergleich verwendete Gitter von $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Um den hierbei auftretenden Informationsverlust wenigstens zum Teil kompensieren zu können, wurde neben dem Flächenmittel¹ des Höhenmodells sowie dem jeweiligen Gradienten in der gemittelten Auflösung auch der mittlere Betrag des Gradienten des hochaufgelösten Modells als flächeninterne Information zur Steilheit der Gitterbox bestimmt. Auf eine Unterscheidung der verschiedenen Oberflächenbedeckungen wurde verzichtet, lediglich die Bedeckung mit Wasser fand Berücksichtigung, Bereiche in Küstennähe wurden dabei besonders gekennzeichnet.
- Windfeld: Als zweite Komponente werden Informationen über das globale Windfeld benötigt, dessen Fernerkundung über den Ozeanen bereits seit längerem praktiziert wird (Taurat, 1996 [86]), über dem Festland bislang jedoch nicht möglich² ist. Zur Anwendung kommen daher vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) stammende Reanalysedaten des monatlich gemittelten Windfeldes, die von Bauer (2003 [11]) zur Verfügung gestellt wurden. Als Referenzhöhe wurde die des gemittelten Maximums des durch warmen Regen hervorgerufenen Radarechos³ gewählt, welches rechts in Abbildung 5.9 auf Seite 71 zu sehen ist. Horizontal- und Vertikalkomponente des Windfeldes wurden getrennt behandelt.

Der sicherlich sinnvollere Vergleich der TRMM-Daten mit möglichst zeitnahen Windfeldern war zum Zeitpunkt der Untersuchung nicht durchführbar, wäre aber zweifellos eine interessante und wichtige Ergänzung der Untersuchungen.

Wie in Abbildung 7.2 schematisch dargestellt, ist das Skalarprodukt des Gradienten der Modelloberfläche $\vec{\nabla}S$ mit der Horizontalkomponente des Bodenwindfeldes \vec{u} sehr gut geeignet, potentielle Regionen für orographisch beeinflussten Regen zu lokalisieren. $\vec{\nabla}S \cdot \vec{u}$

 $^{^1{\}rm Hierbei}$ sollte berücksichtigt werden, dass eine Gitterbox am Äquator mehr als $3000\,{\rm km}^2$ und bei $36\,^{\rm o}$ immerhin noch fast $2500\,{\rm km}^2$ umfasst.

²Abgesehen von der zeitlich hochaufgelösten Beobachtung von Wolkenzugbahnen.

³Diese liegt in einer Höhe von etwa $1.1 \,\mathrm{km}$.



Abbildung 7.1: Mittlere Jahresniederschlagsrate über Südamerika. Links oben ist der WZN-Datensatz dargestellt, rechts davon der aus den TRMM-Daten resultierende. Neben der Darstellung der Orographie (links unten) findet sich der mit dem kombinierten Verfahren abgeleitete warme Regen.

7.1. EINBEZIEHUNG DER OROGRAPHIE

nimmt im Bereich möglicher Staulagen negative Werte an, Leelagen sind durch positive Werte gekennzeichnet und im Bereich von Ebenen sowie bei Flaute – also bei zu vernachlässigenden orographischen Einfluss – verschwindet das Produkt genau wie dieser. Es ist sicherlich keinesfalls zu erwarten, dass die Übereinstimmung zwischen den Gebieten potentiellen orographischen Regens und den von TRMM gemessenen Niederschlagsfeldern vollständig ist, da beim Vergleich die unten aufgeführten Punkte zu berücksichtigen sind.

- Aufgrund der Beschränkung auf Monatsmittel des Windfeldes ist die Berücksichtigung von Niederschlag, der von Windsystemen mit ausgeprägtem Tagesgang wie z.B. Land-Seewind- oder Berg-Talwind-Systemen geprägt ist, nicht möglich.
- Eine eindeutige Klassifikation "orographischer Regen" ist aus den von TRMM gelieferten Momentaufnahmen nicht möglich, da der generische Prozess der Niederschlagsbildung strenggenommen die Beobachtung über einen längeren Zeitraum erfordert. Dies gilt allerdings in ähnlichem Maße für die Klassifikation in stratiformen und konvektiven Niederschlag.
- Jede Art von Niederschlag, die zufällig in Gebieten des potentiellen orographischen Regens fällt, wird automatisch als solcher klassifiziert.

Die durchgeführte Untersuchung deckt den Zeitrahmen von Januar 1998 bis Januar 1999 ab und ist in den im Anhang befindlichen Abbildungen auf den Seiten 149 bis 161 zu finden. Negative (blaue) Bereiche stellen Luvlagen und somit potentielle Gebiete orographischen Einflusses dar, während positive (rote) Gebiete die Leelagen kennzeichnen. Offensichtlich ist der Zusammenhang mit dem Niederschlag wie erwartet keinesfalls eindeutig. Es zeigt sich jedoch, dass das TRMM-Radar in der Lage ist, über orographisch hoch variablen Regionen konsistente Messungen durchzuführen, wobei lediglich die Fernerkundung der Niederschlagsteilchen oberhalb der Schmelzschicht problematisch ist – also Schnee, der in den tropischen Hochgebirgsregionen fällt, nicht erkannt wird.

Neben der Horizontalkomponente wurde auch die Vertikalkomponente des Windfeldes mit dem Niederschlag verglichen, obwohl diese nicht nur von der Orographie sondern vor allem von der globalen Zirkulation und dem lokalen thermischen Antrieb abhängt. Aufgrund des engen Zusammenhangs zwischen der Vertikalbewegung und den Bildungsprozessen des Niederschlags ist dies jedoch ein Aspekt, der gemeinsam mit der bereits beschriebenen Niederschlagsklassifikation berücksichtigt werden sollte. Abbildung 7.3 auf Seite 104 zeigt das Jahresmittel des Vertikalwindes das im Vergleich zu der in Abbildung 9.1 auf Seite 127 gezeigten mittleren Niederschlagsrate eine sehr gute Übereinstimmung insbesondere im Bereich des konvektiven Niederschlags. In den im Anhang befindlichen Abbildungen auf den Seiten 162 bis 174 ist der Jahresgang monatlich aufgelöst zu finden.

Vergleichbar zum vorigen Kapitel sollen ähnliche Fragen für den orographisch beeinflussten Niederschlag beantwortet werden:



Abbildung 7.2: Schematische Darstellung der zur Abschätzung des orographischen Windes angewendeten Methode. Unter der idealisierten Topographie ist das Skalarprodukt $\vec{\nabla}S \cdot \vec{u}$ aus dem Gradienten der Oberfläche und der Horizontalkomponente des Bodenwindes dargestellt.

- 1. Lässt sich durch die Orographie hervorgerufener Regen überhaupt fernerkunden?
- 2. Mit welchen zusätzlichen Fehlern ist bei der Fernerkundung orographischen Regens zu rechnen?
- 3. Lässt sich durch die Orographie beeinflusster Regen von zufälligem in entsprechender orographischer Struktur fallendem Niederschlag unterscheiden?
- 4. Welchen Anteil hat der orographische Regen am Gesamtniederschlag?
- 5. Wie groß ist sein Anteil über Land, an den Küsten und welche regionalen Besonderheiten treten dabei auf?
- 6. Wie wird insbesondere der warme Regen von der Orographie beeinflusst?

Schwerpunkt der Untersuchungen sind die Gebiete der Passatwindzone, da hier – aufgrund der überregional aufgeprägten Windstruktur – auch auf Monatsebene mit relativ konstanten Verhältnissen gerechnet werden kann und mit dem indischen Monsun die wohl

7.1. EINBEZIEHUNG DER OROGRAPHIE

deutlichste Beeinflussung des Niederschlags durch die Orographie zu beobachten ist. Sollten in diesem Bereich keine positiven Ergebnisse zu finden sein, so ist davon auszugehen, dass TRMM nicht in der Lage ist, orographische Effekte auf den Niederschlag nachzuweisen.

Tatsächlich zeigen sich in den globalen Niederschlagsfeldern deutliche orographische Beeinflussungen im Vorland des Himalaya und in Bereichen Amazoniens östlich der Anden. Während der vom Monsun geprägte Staueffekt in der Himalaya-Region leicht zu erklären ist, scheinen die in Amazonien beobachteten Niederschlagsstrukturen insbesondere im Hinblick auf die vergleichbaren Verhältnisse in Zentralafrika weniger leicht erklärbar zu sein.

Ebenfalls deutlich ist der Effekt der Anden auf das globale Windfeld. Aufgrund ihrer Nord-Süd-Ausrichtung unterstützen sie die Trennung der antizyklonalen Stromfelder des Subtropenhochs im südöstlichen Pazifik sowie desjenigen über dem südlichen Atlantik. Auf diese Weise kann feucht-warme Luft aus dem äquatorialen Bereich des Atlantiks sehr viel effektiver über dem südamerikanischen Kontinent südwärts transportiert werden und dabei abregnen, als dies über Südafrika der Fall ist.

- 1. Generell lässt sich durch die Orographie hervorgerufener Regen mit dem Satelliten-Radar fernerkunden – ausgeprägte Geländestrukturen können jedoch zu Abschattungen des Messvolumens führen.
- 2. Mit welchen zusätzlichen Fehlern ist bei der Fernerkundung orographischen Regens zu rechnen?
- 3. Durch die Orographie beeinflusster Regen lässt sich von zufällig dort fallendem Niederschlag mit einem zeitlich schlecht auflösendem System wie dem TRMM-Satelliten nicht unterscheiden. Der Schnappschuss-Charakter der Beobachtung kann generische Prozesse, die sich zwangsläufig über einen bestimmten Zeitraum ausdehnen, nicht auflösen. Hier kann die Kombination der Beobachtung mit zeitlich hochaufgelösten Daten geostationärer Satelliten wie dem europäischen Wettersatelliten "Meteosat Second Generation"(MSG) unter Umständen weiterhelfen.
- 4. Der Anteil des orographischen Regens am Gesamtniederschlag lässt sich aus den obigen Gründen bislang nicht quantifizieren.
- 5. Angaben über seinen Anteil über Land und an den Küsten sind daher ebenfalls nicht möglich. Qualitative Aussagen über regionale Besonderheiten sind jedoch durchaus sinnvoll.
- 6. Die natürliche Begrenzung des warmen Regens in vertikaler Richtung lässt einige orographische Effekte naheliegend erscheinen. So kann kein warmer Regen oberhalb der 0°C-Isotherme fallen. Interessant erscheint zudem die Abhängigkeit des warmen Regens von der Art des Untergrunds. Die Beobachtungen in Amazonien zeigten, dass die Charakteristik des warmen Regens dort eine starke Ähnlichkeit mit jener über den ozeanischen Bereichen aufweist und deshalb auch ähnliche Intensitäten erreicht werden können.



Abbildung 7.3: Wechselwirkung des Niederschlags mit der Horizontalkomponente des Windfelds im Jahr 1998. Die z-Koordinate wurde so gewählt, dass abwärts gerichtete Bewegungen ein positives Vorzeichen aufweisen. [a) Vertikalkomponente des Windfeldes, b) Potential des orographischen Niederschlags, Mittlere Niederschlagsraten: c) gesamt und d) warmer Regen]

Kapitel 8

Zusammenfassung

Seit dem Start des Satelliten am 27. November 1997 ermöglichte die TRMM-Mission über einen Zeitraum von mehreren Jahren die Messung des tropischen Niederschlags in bisher nicht erreichter Qualität. Während die erste Phase der Mission von der Kalibrierung der Sensoren und der Auseinandersetzung mit Problemen wie der auch in dieser Arbeit beschriebenen Beugungscharakteristik des TRMM-Niederschlagsradars geprägt war, konnte mit den darauf folgenden Messungen das Verständnis des Einflusses der Landund Ozeanoberflächenverteilung auf den globalen Niederschlag als eine der bedeutendsten Komponenten unseres Klimasystems entscheidend vertieft werden. Der Vergleich der wichtigsten Methoden zur Bestimmung des Niederschlags – von der herkömmlichen Regensammlermessung, über die bodengebundene Radarmessung bis hin zu den verschiedensten Satellitenverfahren – führte im Rahmen der TRMM-Mission zu Verbesserungen in der Übereinstimmung der gebräuchlichen Satellitenverfahren um einen Faktor größer zwei (Kakar, 2001 [44] sowie Kummerow et al., 2000 [51]). Der TRMM-Satellit erlaubte auf diese Weise ebenfalls den Vergleich weit auseinander liegender Bodenstationen sowie die Korrektur unterbrochener Zeitreihen wie beispielsweise beim Gerätewechsel auf Kwajalein. Auch der Vergleich mit der in dieser Arbeit als Referenz verwendeten kombinierten Klimatologie aus HOAPS- und WZN-Daten konnte Defizite dieser Daten in Regionen starken tropischen Niederschlags über den Ozeanen (HOAPS) sowie in Bereichen zu geringer Datendichten aufgrund nicht vorhandener Bodenmessungen (WZN) aufzeichnen, unterstrich aber die besonders in ihrer Kombination sichtbar werdende Qualität dieser voneinander vollständig unabhängigen Datensätze.

Wesentlichen Anteil an der Qualität der Daten des TRMM-Radars hatte die Klassifikation des Niederschlags, die eine gezieltere Anwendung spezifischer Algorithmen erlaubte. Während dies bei höheren Niederschlagsraten recht zuverlässig funktionierte, zeigten sich deutliche Defizite im Bereich schwachen Niederschlags. Besonders betroffen hiervon war der warme Regen, der in den TRMM-Standardverfahren – obwohl auch hier zunächst beabsichtigt – wegen der durch die beschriebenen Beugungseffekte hervorgerufenen systematischen Fehler praktisch keine Berücksichtigung mehr fand. In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass die kombinierte Nutzung mehrerer Sensoren dazu dienen kann, die Aussagekraft und Zuverlässigkeit der einzelnen Messungen deutlich zu erhöhen, Fehler zu erkennen und weitgehend zu beheben. Obwohl im Rahmen der TRMM-Mission zunächst nur beabsichtigt war, die Messungen des VIRS im sichtbaren und infraroten Frequenzbereich dazu einzusetzen, eine Übertragung der aus der Kombination der aktiven und passiven Mikrowellenradiometer gewonnenen Erkenntnisse auf die geostationären Radiometer im sichtbaren und infraroten Spektralbereich zu ermöglichen, zeigte sich im Verlauf der Untersuchungen, da der Einsatz des VIRS wertvolle Erkenntnisse zur Charakterisierung des tropischen Niederschlags lieferte, die aus den Messungen der anderen Radiometer nicht ableitbar gewesen wären. Die eindeutige und ausgesprochen zuverlässige Abschätzung der Wolkenoberkantentemperatur erlaubte die Identifizierung von Warmregenereignissen, die wegen ihrer Intensität vom Standardverfahren als vertikal besonders entwickelte stärkere konvektive Ereignisse eingestuft worden wären. Da die Defizite also in erster Linie im Bereich der intensivsten Warmregenereignisse liegen, sind die außerordentlich starken Unterschiede zwischen dem Standard- und dem kombinierten Verfahren leicht nachzuvollziehen. Durch die Kombination wird gegenüber dem Standardverfahren global etwa die achtfache Menge warmen Regens festgestellt, davon über den Ozeanen die siebenfache, über Land sogar mehr als der vierzigfache Betrag¹.

Interessant ist insbesondere die regionale Verteilung des warmen Regens, denn er kann keinesfalls einfach als konstantes "Hintergrundrauschen" des übrigen Niederschlags betrachtet werden. Besonders deutlich wird dies beim Vergleich der Niederschlagsstrukturen über Amazonien und Zentralafrika. Obwohl im selben geographischen Breitenbereich mit vergleichbarem Gesamtniederschlag liegend, unterscheidet sich der Anteil des warmen Regens merklich und erreicht insbesondere im westlichen Amazonien Werte, die sich nicht von denen des benachbarten Atlantiks unterscheiden und dort einen Anteil von bis zu 20% erreichen. Die westafrikanische Küste ist dagegen als deutlicher Bruch im betreffenden Niederschlagsfeld zu erkennen – an Land beträgt der Anteil des warmen Regens nicht einmal 5% gegenüber etwa 15% über dem östlichen Atlantik. Interessanterweise deckt sich dies mit Beobachtungen über die allgemeine an der konvektiven Aktivität ablesbare Niederschlagscharakteristik dieser Region, die sich in Amazonien kaum von der ozeanischen unterscheidet. Sowohl über Land als auch über den Ozeanen kann demnach die Verteilung des warmen Regens dahingehend interpretiert werden, dass starke Konvektion einhergehend mit der Tropfenbildung über den BERGERON-FINDEISEN-Prozess in Konkurrenz zum warmen Regen steht – lediglich in der Frühphase dieses Niederschlagsbildungsprozesses liefert der warme Regen wesentliche Beiträge.

Die Untersuchung der Situation auf Hawaii in erhöhter räumlicher und zeitlicher Auflösung ergab interessante Einblicke in das von einer extremen Orographie geprägte dortige Niederschlagsverhalten. Aufgrund der sehr beständigen Anströmung der Inseln aus nordöstlicher Richtung bildeten sich deutliche Abschattungen des Niederschlags in deren Leebereichen aus, die weit in die offene See hinausreichten. Es zeigte sich jedoch, dass für die

¹Dieser Faktor fällt wegen des relativ geringen Anteils des warmen Regens über Land global jedoch weniger ins Gewicht.

gleichzeitig durchgeführte Untersuchung der zeitlichen Variabilität des Tagesgangs die Größe der Stichprobe nicht groß genug für ein signifikantes Ergebnis gewesen ist.

Bei der näheren Betrachtung des warmen Regens in Südamerika zeigten sich zeitweise Strukturen, die auf eine Beeinflussung des Niederschlags durch die Beschaffenheit des Untergrundes hindeuteten. Um die Ursachen hierfür näher ergründen zu können, erschien es sinnvoll, den potentiellen Einfluss der Topographie abzuschätzen. Hierzu wurden dreidimensionale Analysefelder des globalen Windfeldes zusammen mit einem Geländemodell auf potentielle orographische Effekte untersucht. Es ist leicht einzusehen, dass die Interpretation der Ergebnisse nicht eindeutig sein kann, da Niederschlag häufig auch unbeeinflusst von der Struktur der Oberfläche fällt, wie es zweifellos am deutlichsten über den Ozeanen sichtbar wird. Dennoch zeigten sich erwartungsgemäß im Bereich der großen Gebirge deutliche Einflüsse. Neben den Staueffekten am Himalaya während der Monsun-Perioden ist der Einfluss der Anden besonders bemerkenswert. Aufgrund ihrer Nord-Süd-Ausrichtung unterstützen sie die Trennung der antizyklonalen Stromfelder des Subtropenhochs im südöstlichen Pazifik sowie desjenigen über dem südlichen Atlantik. Auf diese Weise kann feucht-warme Luft aus dem äquatorialen Bereich des Atlantiks sehr viel effektiver über dem südamerikanischen Kontinent südwärts transportiert werden und dabei abregnen, als dies über Südafrika der Fall ist.

Obwohl durch eine Anhebung des TRMM-Orbits die Lebensdauer des Satelliten erhöht werden konnte, ist ein direkter Anschluss in Form einer Nachfolgemission nicht vorgesehen. Bis dahin muss nach dem Ende der TRMM-Mission wieder auf die bewährten passiven Sensoren zurückgegriffen werden, bevor die im Ausblick vorgestellte "Global Precipitation Mission" ihre Arbeit aufnehmen wird.

Kapitel 9

Ausblick

Auch wenn die TRMM-Mission die in sie gestellten Erwartungen deutlich übertreffen und das Potential der aktiven Niederschlagsfernerkundung anschaulich demonstrieren konnte, bleibt eine Reihe von Fragen offen, die zum Teil erst durch die Mission selbst aufgeworfen worden sind. Es liegt auf der Hand, dass an erster Stelle der Wunsch nach Fortsetzung der Messungen über die TRMM-Mission hinaus sowie nach Ausdehnung des Untersuchungsgebietes in die höheren Breiten steht, um auch dort den Niederschlag mit vergleichbarer Präzision bestimmen zu können. Um der starken räumlichen und zeitlichen Variabilität des globalen Niederschlags gerecht zu werden, ist es darüber hinaus wichtig, ebenfalls die zeitliche Auflösung zu steigern. Als sinnvoll wurde eine maximale zeitliche Wiederholrate von drei Stunden an jedem Ort der Erde angesehen, die verständlicherweise nicht von einem Satelliten allein geleistet werden kann. Das Konzept der "Global Precipitation Mission"(GPM) sieht daher eine Kombination mehrerer Satelliten auf verschiedensten Umlaufbahnen vor. Zentrales Gerät ist ein Zweifrequenzradar, welches bei 13.8 und 35.0 GHz messend, zusammen mit einem passiven Mikrowellenradiometer die wissenschaftliche Ausstattung des GPM-Satelliten darstellt. Die Kombination der gewählten Frequenzen erlaubt die Identifikation des Tropfenspektrums zumindest in erster Ordnung, außerdem zeigt die höhere Frequenz eine stärkere Empfindlichkeit gegenüber Eisteilchen, die bei einem Einsatz unter höherer Inklination¹ wichtig wäre. Ergänzt werden soll dieser Mutter-Satellit durch möglichst viele andere Systeme, wie die polarumlaufenden DMSP-Satelliten mit passiven Mikrowellenradiometern und nach Möglichkeit auch einen europäischen Radarsatelliten, so dass eine vollständige globale Abdeckung innerhalb von etwa drei Stunden möglich ist. Eine Reihe von Nationen haben bereits Interesse an dieser Mission bekundet, die ausgesprochen offen konfiguriert ist und den freien Austausch der Daten zwischen allen beteiligten Partnern sicherstellen soll. Leider wird wahrscheinlich kein Infrarot-Radiometer auf dem Mutter-Satelliten installiert sein. Zur Wolkenklassifikation müssen dann die Messungen der geostationären Wettersatelliten oder die der sonnensynchronen polarumlaufenden Geräte dienen. Sollte das GPM-Konzept in den nächsten Jahren wie geplant umgesetzt werden können, so bildet es eine hervorragende Basis zur Beobachtung des

¹Geplant sind etwa 55° .

globalen Niederschlags. Während der GPM-Mutter-Satellit technisch nur geringfügig von dem der TRMM-Mission abweicht, wird mit der Entwicklung der "Advanced Precipitation Antenna" (APRA) am Jet Propulsion Laboratory ein System konzipiert, welches unter Verwendung modernster Technologien wie aufblasbarer zylindrisch-parabolischer Radar-Reflektoren und neuartiger aktiver Mehrfrequenz-Mikrowellenradiometer deutlich effizientere Niederschlagsbeobachtungen ermöglichen würde. Es ist zu hoffen, dass derartige Systeme zukünftig zum Einsatz kommen werden.

Danksagung

Ich möchte mich bei Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl für die wissenschaftliche Betreuung der Arbeit bedanken.

Herr Dr. Peter Bauer ermöglichte die Durchführung dieser Arbeit. Seine Anregungen, Geduld und ständige Bereitschaft zur Diskussion – selbst über viele Kilometer hinweg – waren für mich eine große Hilfe.

Herrn Dr. Robert Backhaus und meinen früheren Kollegen vom DLR FF-SR in Köln-Porz gilt mein ganz besonderer Dank für die angenehme Atmosphäre, in der wesentliche Teile dieser Arbeit entstehen konnten.

Ohne die Unterstützung durch die Herren Dr. Stephan Bakan und Dr. Christian-Philipp Klepp hätte die Arbeit nicht abgeschlossen werden können, ihnen und allen anderen Mitarbeitern der Gruppe "Physikalische Prozesse der Atmosphäre" sei dafür gedankt.

Besonders bedanken aber möchte ich mich bei meiner Familie, der ich mich während der Entstehung der Arbeit nicht so widmen konnte, wie sie es sicherlich verdient hätte.

Literaturverzeichnis

Literaturverzeichnis

- Adler, R.F., G.J. Huffman und P.R. Keehn (1994): Global Tropical Rain Estimates from Microwave-adjusted Geosynchronous IR Data; Remote Sensing Review, Vol. 11, 125 - 152.
- [2] Ahlheim, K. (Hrsg.) (1989): Wetter und Klima; Mannheim Lexikonverlag, 304 Seiten.
- [3] Anagnostou, E.N. und C. Kummerow (1997): Stratiform and Convective Classification of Rainfall Using SSM/I 85-GHz Brightness Temperature Observations; Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol.14, 570 - 575.
- [4] Arkin, P.A. (1979): The Relationship between Fractional Coverage of High Cloud and Rainfall Accumulations during GATE over the B-Scale Array; Monthly Weather Review, Vol. 107, 1382 - 1387.
- [5] Augustine, J.A. (1981): Insight into Errors of SMS-Inferred GATE Convection Rainfall; Journal of Applied Meteorology, Vol. 20, 509 - 520.
- [6] Barrett, E.C. (1970): The Estimation of Monthly Rainfall from Satellite Data; Monthly Weather Review, Vol. 98, Nr. 4, 322 - 327.
- [7] Bauer, P. und P. Schlüssel (1993): Rainfall, Total Water, Ice Water and Water Vapour over Sea from Polarized Microwave Simulations and Special Sensor Microwave / Imager Data; Journal of Geophysical Research, Vol. 98, Nr. D11, 20737 - 20759.
- [8] Bauer, P. und R. Bennartz (1998): TMI Imaging Capabilities for the Observation of Rainclouds; Radiative Science, Vol. 33, 335 - 349.
- Bauer, P., L. Schanz, R. Bennartz und P. Schlüssel (1998): Outlook for Combined TMI-VIRS Algorithms for TRMM; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 55, 1714 - 1729.
- [10] Bauer, P., L. Schanz und L. Roberti (1998): Correction of Three-Dimensional Effects for Passive Microwave Retrievals of Convective Precipitation; Journal of Applied Meteorology, Vol. 37, 1619 - 1632.
- [11] Bauer, P. (2003): persönliche Mitteilung.
- [12] Baumgardner, D. (1988): Evaluation of Droplet Growth Rates in Hawaiian Orographic Clouds, Annalen der Meteorologie, Nr. 25, Vol.1, 43-45.
- [13] Beard, K.V. und H.T. Ochs (1984): Collection and Coalescence Efficiencies for Accretion; Journal of Geophysical Research, Vol. 89, 7165 - 7169.

- [14] Bohren, C.F. (1980): Multiple Scattering of Light and some of its Observable Consequences; American Journal of Physics, Vol. 55, 524 - 533.
- [15] Braun, N., M. Gade und P.A. Lange (1999): Radar Backscattering Measurements of Artificial Rain Impinging on a Water Surface at Different Wind Speeds; Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 99), Hamburg, Vol. 1, 200 - 202.
- [16] Chong, M. und J. Testud (1983): Three-Dimensional Wind Field Analysis from Dual-Doppler Radar Data. Part III: An Optimum Determination Based on a Variational Concept; Journal of Applied Meteorology, Vol. 22, 1227 - 1241.
- [17] Christian, H.J. (1999): Optical Detection of Lightning from Space; Proceedings of the 11th International Conference on Atmospheric Electricity, Guntersville, Alabama, 7. – 11. Juni 1999, 715 - 718.
- [18] Cooper, W.A. (1988): Studies of Warm-Rain Development; Annalen der Meteorologie, Nr. 25, Vol. 1, 46 - 48.
- [19] Ebert, E.E. und M. Manton (1998): Performance of Satellite Rainfall Estimation Algorithms; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 55, 1537 - 1557.
- [20] Ellrod, G.P. (1995): Advances in the Detection and Analysis of Fog at Night using GOES Multispectral Infrared Imagery; Weather Forecasting, Vol. 10, 606 - 619.
- [21] Endlicher, W., (1998): In: Warnsignal Klima, Hrsg.: J.L. Lozán, H. Graßl und P. Hupfer; Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 463 Seiten.
- [22] Feingold, G., W.R. Cotton, S.M. Kreidenweis und J.T. Davis (1999): The Impact of Giant Cloud Condensation Nuclei on Drizzle Formation in Stratocumulus: Implication for Cloud Radiative Properties; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 56, 4100 - 4117.
- [23] Fennig, K. (2003): persönliche Mitteilung.
- [24] Ferraro, R.R. und G.F. Marks (1995): The Development of SSM/I Rain-Rate Retrieval Algorithm using Ground-Based Radar Measurements; Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol.12, 775 - 790.
- [25] Ferraro, R.R., E.A. Smith, W. Berg und G.J. Huffman (1998): A Screening Methodology for Passive Microwave Precipitation Algorithms; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol.55, 1583 - 1600.
- [26] Gans, R. (1912): Uber die Form ultramikroskopischer Goldteilchen; Annalen der Physik; Vol. 37, 881 - 900.
- [27] Giambelluca, T.W., M.A. Nullet und T.A. Schroeder (1986): Rainfall Atlas of Hawaii; Report R 76, State of Hawaii, Department of Land and Natural Resources, 267 Seiten.
- [28] Griffith, C.G., W.L. Woodley, P.G. Grube, D.V. Martin, J. Stout, D.N. Sikdar (1978): Rain Estimation from Geosynchronous Satellite Imagery - Visible and Infrared Studies; Monthly Weather Review, Vol. 106, 1153 - 1171.

- [29] Grody, N.C. (1991): Classification of Snow Cover and Precipitation using the Special Sensor Microwave Imager; Journal of Geophysical Research, Vol. 96, 7423 -7435.
- [30] Haddad, Z.S., S.L. Durden und E. Im, (1996): Parametrizing the Raindrop Size Distribution, *Journal of Applied Meteorology* Vol. 35, 3-13.
- [31] Haddad, Z., E. Smith, C. Kummerow, T. Iguchi, M. Farrar, S. Durden, M. Alves, und W. Olson (1997): The TRMM Day-1 Radar/Radiometer Combined Rain Profiling Algorithm; Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 75, 799 - 809.
- [32] Hassan, F. (2001): The Fall of the Egyptian Old Kingdom; www.bbc.co.uk/history/ancient/egyptians/apocalypse_egypt_print.html
- [33] Heymsfield, G.M. und R. Fulton (1994): Passive Microwave and Infrared Structure of Mesoscale Convective Systems; Meteorology and Atmospheric Physics, Vol. 54, 123 - 139.
- [34] Hitschfeld, W. und J. Bordan, (1954): Errors Inherent in the Radar Measurement of Rainfall at Attenuating Wavelengths. Journal of Meteorology, Vol. 11, 58-67.
- [35] Höller, H., V.N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen and P.F. Meischner, (1994): Life Cycle and Precipitation Formation in a Hybrid-Type Hailstorm Revealed by Polarimetric and Doppler Radar Measurements; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 51, 2500 - 2522.
- [36] Houze, R.A. (1997): Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox?; Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 78, 2179 -2196.
- [37] Hu, Z., R.T. Bruintjes und E.A. Betterton (1998): Sensitivity of Cloud Droplet Growth to Collision and Coalescence Efficiencies in a Parcel Model; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 55, 2502 - 2515.
- [38] Iguchi, T. und R. Meneghini (1994): Intercomparison of Single Frequency Methods for Retrieving a Vertical Rain Profile from Airborne or Spaceborne Data; Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 11, Nr. 6, 1507 - 1516
- [39] Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka und K. Okamoto (2000): Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 39, 2038 - 2052
- [40] Illingworth, A.J. (1988): The Formation of Rain in Convective Clouds; Nature, Vol. 336, 754 - 756.
- [41] Inoue, T. (1985): On the Temperature and Effective Emissivity Determination of Semi-Transparent Cirrus Clouds by Bi-Spectral Measurements in the 10 m Window Region; Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 63, 88 - 99.
- [42] Joss, J. und A. Waldvogel (1990): Precipitation Measurement and Hydrology; Radar in Meteorology, D. Atlas, Editor, American Meteorological Society, 577 - 606.

- [43] Jost, V., J. Schulz und S. Bakan (1998): A New Satellite-Derived Freshwater Flux Climatology (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data); International WOCE Newsletter, Vol. 32, 20 und 25,26.
- [44] Kakar, R. (2001): NASA Planning for GPM; GPM Planing Workshop, 16. 18. Juni 2001, Maryland, USA.
- [45] Kidd, C. (1998): On Rainfall Retrieval using Polarization-Corrected Temperatures; International Journal of Remote Sensing, Vol. 19, No. 5, 981 - 996.
- [46] Klepp, C. und S. Bakan (2000): Satellite Derived Energy and Water Cycle Components in North Atlantic Cyclones; Phys. Chem. Earth (B), Vol. 25, Nr. 2, 65 - 68.
- [47] Kodoma, K. und G.M. Barnes (1997): Heavy Rain Events over the South-Facing Slopes of Hawaii: Attendant Conditions, Weather and Forecasting; Vol. 12, Nr. 2, 347 - 367.
- [48] Komabayasi, M., T. Gonda und K. Isono (1964): Lifetime of Water Drops Before Breaking and Size Distribution of Fragment Droplets; Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 42, 330 - 340.
- [49] Kubesh, R.J. und K.V. Beard (1988): Z-R Relations from Airborne 2D-P Measurements in Hawaiian Showers; Annalen der Meteorologie, Nr. 25, Vol. 2, 375 - 377.
- [50] Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J.Shiue und J. Simpson (1998): The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package; Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 15, 809 - 817.
- [51] Kummerow, C., J. Simpson, O. Thiele, W. Barnes, A.T.C. Chang, E. Stocker, R.F. Adler, A. Hou, R. Kakar, F. Wentz, P. Ashcroft, T. Kozu, Y. Hong, K. Okamoto, T. Iguchi, H. Kuroiwa, E. Im, Z. Haddad, G. Huffman, B. Ferrier, W.S. Olson, E. Zipser, E.A. Smith, T.T. Wilheit, G. North, T. Krishnamurti und K. Nakamura (2000): The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit; Journal of Applied Meteorology, Vol. 39, 1965 1982.
- [52] Kwiatkowski, J. und J. Stout (2001): Tropical Rainfall Measuring Mission Consistency Studies; Konferenzbeitrag IGARSS 2001.
- [53] Kwiatkowski, J. (2004): persönliche Mitteilung.
- [54] Lensky, I.M. und D. Rosenfeld (1997): Estimation of Precipitation Area and Rain Intensity Based on the Microphysical Properties Retrieved from NOAA AVHRR Data; Journal of Applied Meteorology, Vol. 36, 234 - 242.
- [55] Li, J. und Y.-L. Chen (1999): A Case Study of Nocturnal Rain Showers over the Windward Coastal Region of the Island of Hawaii; Monthly Weather Review, Vol. 127, Nr. 11, 2674 - 2692.
- [56] Liu, G., J.A. Curry und R.S. Sheu (1995): Classification of Clouds over the Western Equatorial Pacific Ocean using Combined Infrared and Microwave Satellite Data; Journal of Geophysical Research, Vol. 97, 9959 - 9974.

- [57] Marshall, J. und W. Palmer (1948): The Distibution of Raindrops with Size; Journal of Meteorology, Vol. 5, 165 - 166.
- [58] McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz und J.S. Garing (1972): Optical Properties of the Atmosphere; AFCRL-Report 72 - 0497, Section 14.
- [59] Melsheimer, C., W. Alpers und M. Gade (1998): Investigation of Multi-Frequency/Multi-Polarization Radar Signatures Rain Cells over the Ocean using SIR-C/X-SAR Data; Journal of Geophysical Research, Vol. 103, Nr. C3, 18867 - 18884.
- [60] Melsheimer, C., W. Alpers und M. Gade (2001): Simultaneous Observations of Rain Cells over the Ocean by the Synthetic Aperture Radar Aboard the ERS Satellites and by Surface-Based Weather Radars; Journal of Geophysical Research, Vol. 106, Nr. C3, 4665 - 4678.
- [61] Mie, G. (1908): Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metalllösungen; Annalen der Physik, Vol. 25, 377 - 445.
- [62] Mohr, K.I., J.S. Famiglietti und E.J.Zipser (1999): The Contribution to Tropical Rainfall with respect to Convective System Type, Size, and Intensity Estimated from the 85-GHz Ice-Scattering Signature; Journal of Applied Meteorology, Vol. 38, 596 - 606.
- [63] Mordy, W.A. (1959): Computations of the Growth by Condensation of a Population of Cloud Droplets; Tellus, Vol. 11, 16 - 44.
- [64] Nakajima, T. und M.D. King (1990): Determination of the Optical Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements. Part I: Theory.; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 47, 1878 - 1893.
- [65] Olesen, F.S. und H. Graßl (1985): Cloud Detection and Classification over Oceans at Night with NOAA-7; International Journal of Remote Sensing, Vol. 6, No. 8, 1435 - 1444.
- [66] Petty, G.W. (1999): Prevalence of Precipitation from Warm-Topped Clouds over Eastern Asia and the Western Pacific; Journal of Climate, Vol.12, 220 - 229.
- [67] **Pruppacher, H.R. und J.D. Klett, (1997):** Microphysics of Clouds and Precipitation; 2. Ausgabe Kluwer Academic Press, 955 Seiten.
- [68] Pruppacher, H.R. und R.L. Pitter (1971): A Semi-Empirical Determination of the Shape of Clouds and Raindrops; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 28, 86
 - 94.
- [69] Ramage, C.S. und T.A. Schroeder (1999): Trade Wind Rainfall atop Mount Waialeale, Kauai; Monthly Weather Review, Volume 127, Nr. 9, 2217 2226.
- [70] Rayleigh, L. (1871): On the Scattering of Light by Small Particles; Philosophical Magazine, Vol. 41, 447 - 452.
- [71] Ricchiazzi, P., S. Yang und Catherine Gautier (1996): A Practical Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere; University of California, Santa Barbara, Earth Space Research Group, ftp://icess.ucsb.edu:/pub/esrg/sbdart als FTP sowie im WWW unter: http://arm.mrcsb.com/sbdart.

- [72] Rosenfeld, D. und I. Lensky (1998): Satellite-Based Insights into Precipitation Formation Processes in Continental and Maritime Convective Clouds; Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 79, Nr. 11, 2457 - 2476.
- [73] Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rüth und U. Schneider (1994): Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements; In: Global Precipitation and Climate Change (Editoren: M. Desbois und F. Desalmond), NATO ASI, I 26, Springer Verlag, 173 - 186.
- [74] Rudolf, B. (1996): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags; Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Vol.196, M.G.A. (1996), 403 -432.
- [75] Rudolf, B., T. Fuchs, W. Rüth und U. Schneider (1998): Precipitation Data for Verification of NWP Model Re-Analyses: The Accuracy of Observational Results; Proceedings First WCRP International Conference on Reanalyses, Washington DC, USA,27.-31. Oktober 1997, WMO/TD-Nr. 876, 215 - 218.
- [76] Schumacher, C. und R.A. Houze Jr. (2000): Comparison of Radar Data from the TRMM Satellite and Kwajalein Oceanic Validation Site; Journal of Applied Meteorology, Vol. 39, 2151 - 2164.
- [77] Schumacher, C. und R.A. Houze Jr. (2002): The TRMM Precipitation Radars View of Shallow, Isolated Rain; Journal of Applied Meteorology, (noch nicht veröffentlicht).
- [78] Simmer, C. (1996): Retrieval of Precipitation from Satellites; Radiation and Water in the Climate System: Remote Measurements, Herausgeber: E. Raschke, Springer Verlag.
- [79] Simpson, J., C. Kummerow, W.-K. Tao und R.F. Adler (1996): On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM); Meteorology and Atmospheric Physics, Vol. 60, 19 - 36.
- [80] Smith, E.A. und Coautoren (1998): Results of WetNet PIP-2 Project; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 55, 1483 - 1536.
- [81] Sobieski, P. und L. F. Bliven (1995): Scatterometry of a Drop Impact on a Salt Water Surface; International Journal of Remote Sensing, Vol. 16, 2721 - 2726.
- [82] Szoke, E.J. und E.J. Zipser (1986): Radar Study of Convective Cells in Mesoscale Systems in GATE. Part II: Life Cycles of Convective Cells; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 43, 199 - 218.
- [83] Szumowski, M.J., R.M. Rauber und H.T. Ochs III (1997): The Microphysical Structure and Evolution of Hawaiian Rainband Clouds. Part I: Radar Observations of Rainbands Containing High Reflectivity Cores; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 54, 369 - 385.
- [84] Szumowski, M.J., R.M. Rauber und H.T. Ochs III (1998): The Microphysical Structure and Evolution of Hawaiian Rainband Clouds. Part II: Aircraft Measurements within Rainbands Containing High Reflectivity Cores; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 55, 1980 - 2003.

- [85] Szumowski, M.J., R.M. Rauber und H.T. Ochs III (1999): The Microphysical Structure and Evolution of Hawaiian Rainband Clouds. Part III: A Test of the Ultragiant Nuclei Hypothesis; Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 56, 1980 -2003.
- [86] **Taurat**, **D.** (1996): Windfelder über See unter Verwendung von Satellitendaten und Druckanalysen; Dissertation, Universität Hamburg, 101 Seiten.
- [87] Turk, J., J. Vivekanandan, T. Lee, P. Durkee und K. Nielsen (1998): Derivation and Applications of Near-Infrared Cloud Reflectances from GOES-8 and GOES-9; Journal of Applied Meteorology, Vol. 37, 819 - 831.
- [88] Uyeda, H., Y. Asuma, N. Takahashi, S Shimizu, O. Kikuchi, A. Kinoshita, S. Matsuoka, M. Katsumata, K. Takeuchi, T. Endoh, M. Ohi, S. Satoh, Y. Tashibana, T. Ushiyama, Y. Fujiyoshi, R. Shirooka, N. Nishi, T. Tomita, H. Ueda, T. Sueda und A. Sumi (1995): Doppler Radar Observations on the Structure and Characteristics of Tropical Clouds during the TOGA-COARE IOP in Manus, Papua New Guinea –Outline of the Observation–; Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 37, Nr. 2B, 415 - 426.
- [89] Wang, J.-J., Y.-L. Chen (1998): A Case Study of Trade-Wind Rainbands and Their Interaction with the Island-Induced Airflow; Monthly Weather Review, Vol. 126, Nr. 2, 409 - 423.
- [90] Woodcock, A.H. (1952): Atmospheric Salt Particles and Rain Drops; Journal of Meteorology, Vol. 9, 200 - 212.
- [91] Woodcock, A.H. (1953): Salt Nuclei in Marine Air as a Function of Altitude and Wind Force; Journal of Meteorology, Vol. 10, 362 - 371.
- [92] Woodley, W.L. (1980): Inference of GATE Convective Rainfall from SMS-1 Imagery; Journal of Applied Meteorology, Vol. 19, 388 - 408.
- [93] Xu, L., S. Sorooshian, X. Gao und H.V. Gupta (1999): A Cloud Patch Technique for Identification and Removal of No-Rain Clouds from Satellite Infrared Imagery; Journal of Applied Meteorology, Vol. 38, 1170 - 1181.
- [94] Yamanouchi, T. und S. Kawaguchi (1992): Cloud Distribution in the Antarctic from AVHRR Data and Radiation Measurements at the Surface; International Journal of Remote Sensing, Vol. 13, 111 - 127.

Verwendete Symbole und Abkürzungen

| A | Albedo |
|---------------|--|
| B(T) | PLANCK-Funktion bei Temperatur T |
| D | Durchmesser |
| E | Kollektions-Wahrscheinlichkeit |
| E_{koag} | Koagulations-Wahrscheinlichkeit |
| E_{koll} | Kollisions-Wahrscheinlichkeit |
| g | Erdbeschleunigung |
| L | Strahldichte |
| M | Tropfenmasse |
| N_i | Anzahl der Teilchen der Klasse i |
| r | Radius |
| $r_{\rm eff}$ | effektiver Radius |
| R° | Niederschlagsrate |
| R | STOKESSCHER Widerstand |
| S | optische Suszeptibilität |
| t | Zeit |
| T | Temperatur |
| V | Geschwindigkeit |
| V | Volumen |
| \vec{w} | Fallgeschwindigkeit |
| Z | Höhe |
| Z | Radar-Reflektivität |
| | |
| η | dynamische Zähigkeit |
| θ | Satellitenzenitwinkel |
| $	heta_0$ | solarer Zenitwinkel |
| μ_e | Dipol-Moment |
| ρ | Dichte |
| σ | Standardabweichung |
| au | optische Dicke |
| $	au_w$ | Transmission einer Wolke |
| ϕ | Azimutwinkel |
| χ | Wolkenflüssigwassermischungsverhältnis |

| ACE-1 | First Aerosol Characterization Experiment |
|------------|---|
| APRA | Advanced Precipitation Radar Antenna |
| AVHRR | Advanced Very High Resolution Radiometer |
| CERAD | Central European Radar Network |
| CERES | Clouds and Earths Radiant Energy System |
| CTT | Cloud Top Temperature (Wolkenoberkantentemperatur) |
| DMSP | Defense Meteorological Satellite Program |
| DWD | Deutscher Wetterdienst |
| EOS | Earth Observation System |
| ERBE | Earth Radiation Budget Experiment |
| ERS | European Remote Sensing Satellite |
| ESMR | Electronically Scanning Microwave Radiometer |
| FEWS | Famine Early Warning System |
| FSSP | Forward Scattering Spectrometer Probe |
| GATE | Global Atmospheric Research Programs Atlantic Tropical Experiment |
| GMS | Geostationary Meteorological Satellite |
| GOES | Geostationary Operational Environmental Satellite |
| GORN | Liaison Group on Operational European Weather Radar Networking |
| GPCC | Global Precipitation Climatology Centre |
| GPCP | Global Precipitation Climatology Project |
| GPI | GOES Precipitation Index |
| GPM | Global Precipitation Mission |
| GSCAT | Goddard Scattering Algorithm |
| HaRP | Hawaiian Rainband Project |
| IOP | Intensive Observation Phase |
| IR | infrarot |
| JAXA | Japanese Aerospace Exploration Association |
| JHWRP | Joint Hawaii Rainband Project |
| LIS | Lightning Imaging Sensor |
| NASA | National Aeronautics and Space Administration |
| NASDA | National Space Development Agency (jetzt JAXA) |
| NEXRAD | Next Generation Weather Radar System |
| NOAA | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| OPERA | Operational Programme for the Exchange of Weather Radar Information |
| POLDIRAD | Polarisations-Diversitäts-Radar |
| PR | Precipitation Radar |
| Radar | Radio Detection and Ranging |
| SAR | Synthetic Aperture Radar |
| SBDART | Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer |
| SMMR | Scanning Multichannel Microwave Radiometer |
| SSM/I | Special Sensor Microwave Imager |
| TMI | TRMM Microwave Imager |
| TOGA/COARE | Tropical Ocean Global Atmosphere / |
| | Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment |

- TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission
- VIRS Visible and Infrared Scanner
- VIS visible (sichtbar)
- VIS/IR visible/infrared (sichtbar-infrarot)
- WCRP World Climate Research Programme
- WZN Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Anhang

Abbildung 9.1 (Seite 127): Mittlere Niederschlagsrate im Jahr 1998 in mm/h:

a) Kombination aus HOAPS 2 (Ozean) und WZN-Daten (Land) als Referenz.

- b) Gesamtniederschlag aus den TRMM-Messungen.
- c) Konvektiv klassifizierter Niederschlagsanteil.
- d) Stratiform klassifizierter Niederschlagsanteil.
- e) Anteil des warmen Regens mit dem TRMM-Standardverfahren abgeleitet (die Werte wurden mit dem Faktor 100 multipliziert).
- f) Anteil des warmen Regens mit dem kombinierten PR-VIRS-Verfahren abgeleitet (die Werte wurden mit dem Faktor 10 multipliziert).

Rechts sind die über die Längenkreise gemittelten Niederschlagsraten dargestellt: Gesamtniederschlag (schwarz), Ozeane (blau), Land (rot).

Abbildung 9.2 (Seite 128): wie Abbildung 9.1 jedoch für den Januar 1998.

Abbildung 9.3 (Seite 129): wie Abbildung 9.1 jedoch für den Februar 1998.

Abbildung 9.4 (Seite 130): wie Abbildung 9.1 jedoch für den März 1998.

Abbildung 9.5 (Seite 131): wie Abbildung 9.1 jedoch für den April 1998.

Abbildung 9.6 (Seite 132): wie Abbildung 9.1 jedoch für den Mai 1998.

Abbildung 9.7 (Seite 133): wie Abbildung 9.1 jedoch für den Juni 1998.

Abbildung 9.8 (Seite 134): wie Abbildung 9.1 jedoch für den Juli 1998.

Abbildung 9.9 (Seite 135): wie Abbildung 9.1 jedoch für den August 1998.

Abbildung 9.10 (Seite 136): wie Abbildung 9.1 jedoch für den September 1998.

Abbildung 9.11 (Seite 137): wie Abbildung 9.1 jedoch für den Oktober 1998.

Abbildung 9.12 (Seite 138): wie Abbildung 9.1 jedoch für den November 1998.

Abbildung 9.13 (Seite 139): wie Abbildung 9.1 jedoch für den Dezember 1998.

Abbildung 9.14 (Seite 140): wie Abbildung 9.1 jedoch für den Januar 1999.

Abbildung 9.15 (Seite 141): Zonal gemittelte Niederschlagsraten über Land und Ozeanen im Zeitraum Januar 1998 (1) bis Januar 1999 (13) in mm/h:

- a) Kombination aus HOAPS 2 (Ozean) und WZN-Daten (Land) als Referenz.
- b) Gesamtniederschlag aus den TRMM-Messungen.
- c) Konvektiv klassifizierter Niederschlagsanteil.
- d) Stratiform klassifizierter Niederschlagsanteil.
- e) Anteil des warmen Regens mit dem TRMM-Standardverfahren abgeleitet (die Werte wurden mit dem Faktor 100 multipliziert).
- f) Anteil des warmen Regens mit dem kombinierten PR-VIRS-Verfahren abgeleitet (die Werte wurden mit dem Faktor 10 multipliziert).

Rechts ist jeweils die zeitliche Mittelung der Niederschlagsraten entlang der Längenkreise für den betrachteten Zeitraum dargestellt.

Abbildung 9.16 (Seite 142): wie Abbildung 9.15 jedoch nur für den Niederschlag über den Ozeanen.

Abbildung 9.17 (Seite 143): wie Abbildung 9.15 jedoch nur für den Niederschlag über Land.

Abbildung 9.18 (Seite 144): Mittlere monatliche Niederschlagsrate auf Hawaii im Zeitraum Januar bis Dezember 1998.

Abbildung 9.19 (Seite 145): wie Abbildung 9.18 jedoch für das Jahr 1999.

Abbildung 9.20 (Seite 146): Mittlere monatliche Niederschlagsrate des warmen Regens auf Hawaii im Zeitraum Januar bis Dezember 1998.

Abbildung 9.21 (Seite 147): wie Abbildung 9.20 jedoch für das Jahr 1999.

Abbildung 9.22 (Seite 148):Mittlere Niederschlagsrate im Januar 1998 über Südamerika. Links oben ist der WZN-Datensatz dargestellt, rechts davon der aus den TRMM-Daten resultierende. Neben der Darstellung der Orographie (links unten) findet sich der mit dem kombinierten Verfahren abgeleitete warme Regen.

Abbildung 9.23 (Seite 149): Orographischer Einfluss auf den Niederschlag im Januar 1998. Abbildung a) zeigt die Horizontalkomponente des globalen Windfeldes in 1.1 km Höhe. In b) ist das normierte orographische Niederschlagspotential dargestellt, wobei blau Luv- und rot Leelagen charakterisiert. Abbildungen c) und d) zeigen die Gesamtniederschlagsraten sowie den warmen Regen (Skalierungsfaktor 10) über Land.

Abbildung 9.24 (Seite 150): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den Februar 1998.

Abbildung 9.25 (Seite 151): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den März 1998.

Abbildung 9.26 (Seite 152): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den April 1998.

Abbildung 9.27 (Seite 153): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den Mai 1998.

Abbildung 9.28 (Seite 154): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den Juni 1998.

Abbildung 9.29 (Seite 155): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den Juli 1998.

Abbildung 9.30 (Seite 156): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den August 1998.

Abbildung 9.31 (Seite 157): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den September 1998.

Abbildung 9.32 (Seite 158): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den Oktober 1998.

Abbildung 9.33 (Seite 159): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den November 1998.

Abbildung 9.34 (Seite 160): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den Dezember 1998.

Abbildung 9.35 (Seite 161): Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch für den Januar 1999.

Abbildung 9.36 (Seite 162): Orographischer Einfluss auf den Niederschlag im Januar 1998. Wie Abbildung 9.23 auf Seite 149 jedoch zeigt Abbildung a) die Vertikalkomponente des globalen Windfeldes in 1.1 km Höhe, wobei blau abwärts und rot aufwärts gerichtete Strömungen charakterisiert.

Abbildung 9.37 (Seite 163): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den Februar 1998.

Abbildung 9.38 (Seite 164): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den März 1998.

Abbildung 9.39 (Seite 165): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den April 1998.

Abbildung 9.40 (Seite 166): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den Mai 1998.

Abbildung 9.41 (Seite 167): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den Juni 1998.

Abbildung 9.42 (Seite 168): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den Juli 1998.

Abbildung 9.43 (Seite 169): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den August 1998.

Abbildung 9.44 (Seite 170): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den September 1998.

Abbildung 9.45 (Seite 171): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den Oktober 1998.

Abbildung 9.46 (Seite 172): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den November 1998.

Abbildung 9.47 (Seite 173): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den Dezember 1998.

Abbildung 9.48 (Seite 174): Wie Abbildung 9.36 auf Seite 162 jedoch für den Januar 1999.












































Abbildung 9.22:




















































Erklärung

Hiermit versichere ich, die Arbeit selbst verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel und Quellen benutzt zu haben.