

Christoph REUDENBACH

**Konvektive Sommerniederschläge
in Mitteleuropa**

**Eine Kombination aus Satellitenfernerkundung
und numerischer Modellierung
zur automatischen Erfassung
mesoskaliger Niederschlagsfelder**

Herausgeber:

K.A. Boesler - R. Dikau - E. Ehlers - R. Grotz - P. Höllermann - M. Winiger

Schriftleitung: H.-J. Ruckert



Konvektive Sommerniederschläge in Mitteleuropa
Eine Kombination aus Satellitenfernerkundung
und numerischer Modellierung zur automatischen Erfassung
mesoskaliger Niederschlagsfelder

Christoph REUDENBACH

**Konvektive Sommerniederschläge
in Mitteleuropa**

**Eine Kombination aus Satellitenfernerkundung
und numerischer Modellierung
zur automatischen Erfassung
mesoskaliger Niederschlagsfelder**

Herausgeber:

K.A. Boesler · R. Dikau · E. Ehlers · R. Grotz · M. Winiger

Schriftleitung: **W. Schenk**



**Konvektive Sommerniederschläge
in Mitteleuropa**
**Eine Kombination aus Satellitenfernerkundung
und numerischer Modellierung
zur automatischen Erfassung
mesoskaliger Niederschlagsfelder**

von

Christoph REUDENBACH

mit 26 Tabellen und 53 Abbildungen,
davon 19 auf 3 Beilagen

In Kommission bei
Asgard-Verlag · Sankt Augustin

alle Rechte vorbehalten

ISBN 3 - 537 - 87659 - 9

© 2003 Asgard-Verlag Dr. Werner Hippe GmbH, 53757 Sankt Augustin

Herstellung: Druckerei Martin Roesberg, 53347 Witterschlick

Umschlag: G. Storbeck

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand innerhalb des Sonderforschungsbereichs 350 der Universität Bonn und wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert.

An erster Stelle danke ich meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Matthias Winiger für die stets offene und konstruktive inhaltliche Diskussion sowie das in mich gesetzte Vertrauen während der gesamten Zeitspanne meiner Tätigkeit. Darüber hinaus möchte ich ihm ausdrücklich für die von ihm geförderte Eigenständigkeit bei der Entwicklung der Thematik und der Abfassung der Arbeit danken.

Zu großem Dank bin ich meinem Korreferenten Herrn Prof. Dr. Jörg Bendix verpflichtet, der trotz der räumlichen Distanz jederzeit mit gestalterischen und kritischen Diskussionsbeiträgen das Entstehen der Arbeit begleitet und gefördert hat. Insbesondere bedanke ich mich mit Nachdruck für die gewährte Motivation und Perspektive, ohne die ich diese Arbeit wohl kaum fertiggestellt hätte.

Im Kontext des Sonderforschungsbereich 350 möchte ich vor allem den Kollegen aus den Teilprojekten A1 und A4 herzlich danken. Allen voran Herrn Prof. Dr. Günther Heinemann, der in vielen Diskussionen nicht müde wurde kontroverse Standpunkte zu vertreten und mit Rat und Tat hilfreich zur Seite stand. Durch sein Engagement sind mir oftmals Zusammenhänge verdeutlicht und erschlossen worden. Darüber hinaus möchte ich mich namentlich bei Dr. Patrick Gross vor allem hinsichtlich seiner Unterstützung bezüglich mesoskaliger Modellierung bedanken. Einen besonderen Dank möchte ich meiner Kollegin Frau Dipl. Geogr. Eva Maria Heuel für die gute Zusammenarbeit und die unermüdliche Mitwirkung bei den gemeinsamen SFB-Aktivitäten aussprechen.

In Zusammenhang mit dem Werdegang der Arbeit ist es mir eine angenehme Pflicht den folgenden Herren, sei es für anregende Diskussionen oder für Daten- oder Softwarebeschaffung, zu danken: Mr. A.J. Negri M.S. (NASA Goddard Space Centre, Maryland) für die konstruktive Diskussion und die Überlassung des Quellcodes der originalen CST; Herrn Dipl. Phys. A. Zock für die Überlassung des 1D-Wolkenmodell-Quellcodes; Herrn Dipl. Geogr. H. Meier (Meteomedia AG) für die Vermittlung und Beschaffung der Radiosondendaten; Herrn Dr. Ch. Frei, ETH Zürich, für die zur Verfügung gestellten SYNOP-Daten aus dem MAP-Projekt; Herrn Dr. J. Riedl und Herrn Dr. Seltmann (DWD Hohenpeissenberg) für die umfassende Diskussion und Information zum Thema des DWD-Radarverbundes; Herrn PD Dr. K. Schneider (LMU München) für Rat und Tat bei der Extraktion und Konvertierung der LMU-Meteosat-Daten, Mr. R. Carpenter PhD und Mr. M. Xue PhD (beide CAPS, Oklahoma) für wertvolle Hinweise bzgl. der ARPS-Initialisierung und Modellierung. Vor allem aber sei Frau Christiane Giese

M.A., Herrn Ralf Nelles M.A. und Frau Dipl. Geogr. Kerstin Petersen für das zermürende Korrekturlesen der Arbeit herzlich gedankt.

Zuletzt möchte ich der Hoffnung Ausdruck verleihen, daß die vorgestellte Arbeit, die sich der klimatologisch ausgerichteten Beobachtung und Beschreibung der Niederschlagsdynamik der Troposphäre in den Mittleren Breiten widmet - nicht zuletzt auf Grund der interdisziplinären Zusammenarbeit und der notwendigen Integration verschiedener Fachgebiete - einen Beitrag für ein besseres und tieferes Verständnis der komplexen Niederschlagsdynamik unserer direkten Umwelt zu leisten vermag.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis.....	III
Abbildungsverzeichnis.....	VI
Tabellenverzeichnis.....	X
Abkürzungen.....	XII
A Zielsetzung und Aufbau der Arbeit.....	1
1 Einleitung.....	1
2 Zielsetzung und Problemstellung.....	1
B Datengrundlage und Methodenentwicklung.....	5
1 Das Untersuchungsgebiet.....	5
2 Daten und Modelle.....	5
2.1 Fernerkundungsdaten.....	5
2.1.1 Meteosat.....	5
2.1.1.1 Eigenschaften.....	5
2.1.1.2 Meteosat-Datenmaterial.....	6
2.1.1.3 Datenvorbereitung und Kalibrierung.....	7
2.1.2 DWD-Radardaten.....	9
2.1.3 X-Band Radar des Meteorologischen Instituts Bonn.....	11
2.2 Konventionelle Bodenmeßdaten.....	11
2.2.1 Radiosondendaten.....	11
2.2.2 SYNOP-Daten.....	12
2.2.3 Bodenmeßdaten hochauflösender Regionalmeßnetze.....	13
2.3 Verwendete Modelle und Modelldaten.....	13
2.3.1 1D-Wolkenmodell.....	13
2.3.2 Das Advanced Regional Prediction System (ARPS).....	14
2.3.3 Das Strahlungstransfermodell Streamer.....	17
2.3.4 Das digitale Geländemodell GTOPO30 und Digital Chart of the World.....	18
3 Entwicklung der Enhanced Convective Stratiform Technique.....	19
3.1 Aktueller Stand des passiven satellitenbasierten Niederschlagsretrieval.....	19
3.2 Grundsätzliche Schwierigkeiten der Einstellung einer satelliten- basierten Niederschlagsschätzung in den mittleren Breiten.....	22
3.2.1 Grundlegende Modellvorstellungen zur fernerkundlichen Erfassung konvektiver Wolkenmuster.....	22
3.2.2 Notwendige Erweiterungen der Modellkonzeption für die mittleren Breiten.....	28
3.3 Die Konzeption und Implementierung des zentralen ECST-Algorithmus.....	30

3.3.1	Die Einbindung des Meteosat-Wasserdampfkanals.....	32
3.3.2	Strahlungstransfersimulation warmer Wasserdampf- pixel über Mitteleuropa.....	33
3.3.3	Entwicklung des operationellen Klassifikationsschemas....	43
3.3.3.1	Klassifikationsschema der skaligen konvektiven Bewölkung.....	44
3.3.3.2	Klassifikationsschema der subskaligen konvektiven Bewölkung.....	46
3.4	Zusammenfassung der fernerkundlichen Innovation.....	47
4	Der Einsatz von Wolkenmodellen zur Bestimmung der Transfer- funktion von Wolkenoberflächentemperatur und Niederschlag.....	48
4.1	Auswahl eines geeigneten Modellansatzes.....	48
4.2	Entwicklung eines objektiven Auswahlverfahrens niederschlagswirksamer, konvektiver Atmosphärenprofile.....	49
4.2.1	Berechnung der Labilitäts- und Konvektivitäts-Indizes.....	50
4.2.2	Analyse der Niederschlagswirksamkeit feuchtlabiler Radiosondenprofile mit Hilfe eines 1D-Wolkenmodells....	52
4.2.3	Analyse der Hauptanströmungsrichtungen niederschlags- wirksamer Profile.....	54
4.2.4	Endgültige Auswahl der für die 3D-Simulation verwendeten Profile.....	55
4.3	Ableitung des Niederschlages aus den 3D-Wolkensimulationen...57	
4.3.1	Die Bestimmung des Niederschlages für skalige konvektive Ereignisse.....	57
4.3.2	Die Bestimmung des Niederschlages für subskalige konvektive Ereignisse.....	64
4.3.3	Zusammenfassung und Bewertung der Niederschlags- bestimmung aus numerischen Modellen.....	65
5	Validierung der Methode.....	66
5.1	Überprüfung des ECST-Algorithmus anhand des Kölner Hagelunwetters vom 4. Juli 1994.....	66
5.1.1	Darstellung der synoptischen Rahmenbedingungen.....	66
5.1.2	Deskriptive Analyse des Hagelunwetters im Bonner Raum....	67
5.1.3	Quantitativer Vergleich der Satellitenschätzung mit den Bodenmeßdaten.....	68
5.1.4	Räumlicher Vergleich der Satellitenschätzung mit den DWD Kompositbildern.....	71
5.1.5	Zusammenfassung der quantitativen und qualitativen Validierungsergebnisse.....	75

5.2	Überprüfung der ECST anhand einer 10-tägigen Zeitreihe hinsichtlich der operationellen Einsatzfähigkeit.....	76
5.2.1	Vergleich der Periode vom 1.-10. Juni 1998 anhand von ECST- und SYNOP-Daten.....	76
5.2.2	Die großräumige Wetterlage.....	78
5.2.3	Vergleich der SYNOP-Tagesniederschlagswerte mit der ECST-Schätzung.....	80
5.2.4	Vergleich der hochaufgelösten Meßnetzdaten mit der ECST-Schätzung.....	88
5.2.5	Zusammenfassung und Schlußfolgerung aus der Zeitreihenvalidierung.....	94
C	Die sommerlichen Niederschlags- und Konvektionsmuster der Jahre 1995-1998.....	96
1	Die klimatologischen Rahmenbedingungen.....	96
1.1	Einordnung in die regionalklimatologische Großgliederung.....	96
1.2	Klimatische Merkmale des nordwestdeutschen Raumes.....	97
2	Methoden der Datenauswertung.....	99
2.1	Problemstellung einer Klimatologie konvektiver Niederschläge..	99
2.2	Datenbasis und Methode zur Kartenherstellung.....	99
3	Raummuster konvektiver Niederschlagsereignisse Mitteleuropas.....	102
3.1	Die sommerliche Verteilung konvektiver Niederschläge in Mitteleuropa.....	102
3.2	Die räumliche Verteilung der konvektiven Ereignisse.....	103
3.3	Die Verteilung der maximalen Tagesniederschläge.....	106
3.4	Die Niederschlags- und Konvektionsmuster der Einzelmonate im Vergleich.....	108
3.5	Die Niederschlagsintensität der Einzelmonate.....	111
3.6	Zusammenfassung der analysierten Raummuster.....	111
4	Detailanalyse der regionalen Niederschlags- und Konvektionsstrukturen NW-Deutschlands.....	114
4.1	Die Niederschlags- u. Konvektionsstrukturen im Juni 1995-1998..	114
4.1.1	Die mittleren Juni-Niederschläge.....	114
4.1.2	Die regionalen Konvektionsmuster im Juni.....	116
4.1.3	Die Niederschlags- und Konvektionsmuster im Juni nach Anströmungsrichtung.....	117
4.2	Die Niederschlags- u. Konvektionsstrukturen im Juli 1995-1998..	119
4.2.1	Die mittleren Juli-Niederschläge.....	119
4.2.2	Die regionalen Konvektionsmuster im Juli.....	121
4.2.3	Die Niederschlags- und Konvektionsmuster im Juli nach Anströmungsrichtung.....	122

4.3	Die Niederschlags- u. Konvektionsstrukturen im August 1995-1998..	124
4.3.1	Die mittleren August-Niederschläge.....	124
4.3.2	Die regionalen Konvektionsmuster im August.....	125
4.3.3	Die Niederschlags- und Konvektionsstrukturen im August nach Anströmungsrichtung.....	126
4.4	Die regionalen Niederschlagsintensitäten von Juni bis August...	128
4.5	Zusammenfassung der beobachteten regionalen Raummuster nach Anströmrichtung.....	129
D	Zusammenfassung und Diskussion der Ereignisse.....	131
1	Zusammenfassung und Diskussion des methodischen Teils.....	131
2	Zusammenfassung und Diskussion des klimatologischen Teils.....	135
	Literaturverzeichnis.....	139

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Schematischer Zusammenhang des Methoden-, Daten- und Auswertungskonzeptes.....	3
Abbildung 2:	Digitales Geländemodell des Untersuchungsgebietes.....	Beil. I
Abbildung 3:	Die Lage der Radiosondenstationen innerhalb des Untersuchungsgebietes.....	12
Abbildung 4:	Schematische Modellvorstellungen von Niederschlag aus Nimbostratus und Cumulonimbus HOUZE (1981).....	24
Abbildung 5:	Schema der originalen CST (Adler & Negri 1988).....	26
Abbildung 6:	Konzeptionelle Modellvorstellungen zu einer Vergesellschaftung von Cumulonimbus/Nimbostratus-Systemen aus HOUZE (1993).....	29
Abbildung 7a:	Strahlungstransferberechnungen für die tropische Standardatmosphäre (TJEMKES ET AL. 1997).....	35
Abbildung 7b:	Strahlungstransferberechnungen für die Radiosondierung vom 4.7.1994 Essen.....	36
Abbildung 8a:	Abhängigkeit der Temperaturdifferenz $\Delta T_{B_{WVIR}}$ von der vertikalen Erstreckung des Schwarzkörpers unterschiedlicher Standardatmosphären (TJEMKES ET AL. 1997)..	38
Abbildung 8b:	Abhängigkeit der Temperaturdifferenz $\Delta T_{B_{WVIR}}$ in Abhängigkeit von der vertikalen Cumulonimbus-Ausdehnung...	38
Abbildung 8c:	TEMP Profil Essen 4.7.1994 12 UT.....	38
Abbildung 9a:	Verteilung der $T_{B_{IR}}$ -Pixel für $\Delta T_{B_{WVIR}} > 0$	39
Abbildung 9b:	IR-Bild des 4.7.1994 12 UTC.....	39
Abbildung 10:	Streudiagramm des Schiefemaßes für alle $T_{B_{IR}}$ -Verteilungen im Juli 1997.....	40

Abbildung 11:	Streudiagramm der IR-Temperaturen und der korrespondierenden ΔT_{WVIR} -Werte.....	41
Abbildung 12:	Vergleich von satellitenbasierter Tropopausentemperaturschätzung im Vergleich zu korrespondierenden Radiosondierungen.....	41
Abbildung 13:	Strahlungstransferberechnungen für Cirren (4.7.1994 Essen).....	42
Abbildung 14:	Flußdiagramm des operationellen Klassifikationsschemas....	43
Abbildung 15:	Akkumulierte Verteilung der T_{BIR} -Werte, für die gilt: $\Delta T_{WVIR} > 0$ T_{BIR} des Juli 1997.....	45
Abbildung 16:	Diskriminanzfunktion zur Trennung regnender von nicht regnenden Temperaturminima.....	46
Abbildung 17:	Flußdiagramm des objektiven Analyseverfahrens zur Auswahl konvektiver Atmosphärenprofile.....	50
Abbildung 18a:	Frequenzgang der Niederschlagsraten der 304 regnenden Radiosondenprofile.....	53
Abbildung 18b:	Akkumulierte Häufigkeitskurve der Niederschlagsraten unterteilt nach Monaten.....	53
Abbildung 19:	Streudiagramme der Monate Juni (a), Juli (b) und August (c) für die Wolkenoberflächentemperatur (Aufstiegshöhe Paket) gegen die Niederschlagsrate.....	54
Abbildung 20:	Anströmungsrichtungen auf dem 700 hPa-Niveau der 304 niederschlagswirksamen Atmosphärenprofile.....	55
Abbildung 21:	Streudiagramm aller 1D-Simulationsläufe mit einem Niederschlag größer als 0.1mm/h.....	57
Abbildung 22:	ARPS-Visualisierung Udine 7 km u. Payerne 7 km.....	Beil. I
Abbildung 23:	Mittlere konvektive und stratiforme ARPS-Flächenniederschläge Emden.....	59
Abbildung 24:	Mittlere konvektive und stratiforme ARPS-Flächenniederschläge Stuttgart.....	60
Abbildung 25:	Konzeptuelle Modellvorstellungen der Kopplung von Meteosat-Beobachtungen und ARPS-Simulationsprozeß....	61
Abbildung 26:	Zusammenhang von modelliertem, mittlerem Niederschlag und modellierten Wolkenoberflächentemperaturen.....	63
Abbildung 27:	Niederschlagsmeßnetz Bonn; 5 Min. Niederschläge.....	67
Abbildung 28:	Erfassung des Hagelunwetters durch das X-Band-Radar des MIUB.....	Beilage I
Abbildung 29:	Validierungsraum Bonn mit eingetragenen Bodenmeßstationen, den Grenzen des nächsten, zuzuordnenden Meteosat-Pixels und den Grenzen des Radar-Komposit-Rasters.....	68

Abbildung 30:	Halbstündige Niederschlagsschätzung der ECST für das „Bonner Meteosat-Pixel“ von 10.30-13.30 UTC im Vergleich zu den Werten des Bodenmeßnetzes.....	69
Abbildung 31:	Vergleich der einstündigen mittleren Niederschlagssummen während des Zeitintervalls von 10.30-13.30 UTC, am 4. Juli 1994 in Bonn.....	70
Abbildung 32:	Kreuzklassifikation der ECST-Regenschätzung mit der zeitnächsten Radarschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33a:	Berliner Bodenwetterkarte 1.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33b:	Berliner Bodenwetterkarte 2.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33c:	Berliner Bodenwetterkarte 3.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33d:	Berliner Bodenwetterkarte 4.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33e:	Berliner Bodenwetterkarte 5.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33f:	Berliner Bodenwetterkarte 6.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33g:	Berliner Bodenwetterkarte 7.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33h:	Berliner Bodenwetterkarte 8.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33i:	Berliner Bodenwetterkarte 9.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 33j:	Berliner Bodenwetterkarte 10.6.1998 12 UT; ECST-Regenschätzung.....	Beilage I
Abbildung 34:	Lage der verfügbaren Niederschlagsstationen für die Periode vom 1.-10. Juni 1998.....	Beilage II
Abbildung 35:	10-tägige mittlere Niederschlagszeitreihen der regional zusammengefaßten Daten und der korrespondierenden ECST-Schätzungen für den 1.-10. Juni 1998.....	85
Abbildung 36:	Lage der MIUB- und Erftverband-Niederschlagsstationen in der Köln-Bonner Bucht.....	Beilage II
Abbildung 37:	Tageszeitreihen der 14 Stationen und der korrespondierenden ECST-Schätzungen für den 1.-10. Juni 1998.....	90
Abbildung 38:	Interpolierte Niederschlagsmuster basierend auf den Stationsmessungen und den korrespondierenden ECST-Schätzungen 7. Juni 1998.....	92

Abbildung 39: Interpolierte Niederschlagsmuster, basierend auf den Stationsmessungen und den korrespondierenden ECST-Schätzungen 1. Juni 1998.....	93
Abbildung 40a: Mittlere sommerl. Niederschlagssumme 1995-98...Beilage II	
Abbildung 40b: Mittlere sommerl. Auftrittshäufigkeit skaliger Konvektionszentren in den Jahren 1995-98.....	Beilage II
Abbildung 40c: Mittlere sommerl. Auftrittshäufigkeit subskaliger Konvektionszentren in den Jahren 1995-98.....	Beilage II
Abbildung 40d: Maximale sommerliche Niederschlagssumme (mm/24h) in den Jahren 1995-1998.....	Beilage II
Abbildung 41a: Mittlere Niederschlagssumme der Einzelmonate.....	Beilage II
Abbildung 41b: Mittlere Auftrittshäufigkeit skaliger Konvektionszentren der Einzelmonate.....	Beilage II
Abbildung 42: Mittlere Auftrittshäufigkeit subskaliger Konvektionszentren der Einzelmonate.....	Beilage II
Abbildung 43: Maximale Tagesniederschlagssummen der Einzelmonate.....	Beilage II
Abbildung 44: Mittlere Übersichtskarten der regionalen Analyse NW-Deutschlands für den Monat Juni (Niederschlag, skalige und subskalige Konvektionszentren).....	Beilage III
Abbildung 45: Mittlere Juni-Niederschläge der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland.....	Beilage III
Abbildung 46: Mittlere Auftrittshäufigkeit konvektiver Zentren der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland (Juni).....	Beilage III
Abbildung 47: Mittlere Übersichtskarten der regionalen Analyse NW-Deutschlands für den Monat Juli (Niederschlag, skalige und subskalige Konvektionszentren).....	Beilage III
Abbildung 48: Mittlere Juli-Niederschläge der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland.....	Beilage III
Abbildung 49: Mittlere Auftrittshäufigkeit konvektiver Zentren der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland (Juli).....	Beilage III
Abbildung 50: Mittlere Übersichtskarten der regionalen Analyse NW-Deutschlands für den Monat August (Niederschlag, skalige und subskalige Konvektionszentren).....	Beilage III

- Abbildung 51: Mittlere August-Niederschläge der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland.....Beilage III
- Abbildung 52: Mittlere Aufttrittshäufigkeit konvektiver Zentren der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland (August).....Beilage III
- Abbildung 53: Maximale Tagesniederschlagssummen der Einzelmonate 1995-1998 für NW-Deutschland.....Beilage III

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Datengrundlage.....	6
Tabelle 2: Eckkoordinaten des Untersuchungsgebietes.....	7
Tabelle 3: Die dBZ-Werte und Niederschlagsintervalle der operationellen DWD-Radarprodukte auf der Basis der DWD-Z/R-Beziehung ($Z=256R^{1.42}$).....	10
Tabelle 4: Zusammenstellung der zu Validierungszwecken verwendeten Niederschlagsmeßdaten.....	13
Tabelle 5: Formale Zuordnung von Niederschlagstypen zu Prozeßphasen des Wolkensystems.....	30
Tabelle 6: Parameterliste für Strahlungstransfersimulation von Cumulonimben.....	34
Tabelle 7: Die statistischen Kenngrößen der IR-Temperaturwerte aus Abb. 9b.....	40
Tabelle 8: Parameterliste für die Strahlungstransfersimulation von Cirrus.....	42
Tabelle 9: Schwellenwerte der Labilitäts-Indizes zur Abgrenzung pot. konvektiver Atmosphärenprofile.....	52
Tabelle 10: Endgültige Auswahl der Radiosondenprofile.....	56
Tabelle 11: Mindesthöhe h und Dauer t für die Abgrenzung von Starkniederschlägen in Mitteleuropa (Auszug aus STEINHÄUSSER 1968).....	59
Tabelle 12: Schwellenwerte zur Ableitung integraler Flächenniederschläge für verschiedene Niederschlagstypen aus den mit ARPS berechneten bodennahen Niederschlägen.....	62
Tabelle 13: Regen/Kein Regen-Kontingenz-Tabelle für den Vergleich von ECST-/Radar-Niederschlagsschätzung des Einzelslot 12 UTC...73	
Tabelle 14: Regen/Kein Regen-Kontingenz-Tabelle für den Vergleich von ECST-/Radar-Niederschlagsschätzung der Periode 10.30-13.30 UTC.....	74

Tabelle 15:	Regen/Kein Regen-Kontingenz-Tabelle für den Vergleich von ECST-/Radar-Niederschlagsschätzung der Periode 9.00-22.00 UTC.....	75
Tabelle 16:	Statistische Maßzahlen zur Bewertung der Güte des Zusammenhangs der Meß- und Satellitenniederschlagsdaten.....	82
Tabelle 17:	Satistik der mittleren Werte für die 10-Tage-Periode-SYNOP gegen ECST (151 Stationen).....	82
Tabelle 18:	Verteilung der Korrelationskoeffizienten der 151 10-Tages-Zeitreihen von ECST-Niederschlagsschätzung und SYNOP-Meldungen.....	83
Tabelle 19:	Satistik der mittleren Werte für die 10-Tage-Periode-SYNOP gegen ECST für 6 räumlich zusammengefaßte Regionen.....	84
Tabelle 20:	Satistik der mittleren Werte für die 10-Tage-Periode-ERFT/MIUB gegen ECST (14 Stationen).....	89
Tabelle 21:	Satistik der mittleren Werte für die 10-Tage-Periode-SYNOP gegen ECST (Tageszeitreihen).....	89
Tabelle 22:	Verteilung der Korrelationskoeffizienten der 10-Tages-Zeitreihen von ECST-Niederschlagsschätzung und MIUB-/Erftverband-Meldungen.....	91
Tabelle 23:	Datengrundlage und Fehlzeiten der klimatologischen Analyse aufgegliedert nach Monaten und Jahren (Fehlzeitenmaxima sind unterstrichen).....	100
Tabelle 24:	Verteilung der Anströmungsrichtungen auf dem 750 hPa-Niveau der 120 untersuchten Junitage am Standort der Radiosonde Essen 12.00 UTC.....	118
Tabelle 25:	Verteilung der Anströmungsrichtungen auf dem 750 hPa-Niveau der 120 untersuchten Julitage am Standort der Radiosonde Essen 12.00 UTC.....	122
Tabelle 26:	Verteilung der Anströmungsrichtungen auf dem 750 hPa-Niveau der 120 untersuchten Augusttage am Standort der Radiosonde Essen 12.00 UTC.....	127

Abkürzungen

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
DEM	Digitales Geländemodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
ESA	European Space Agency
EWB	Europäischer Wetterbericht
FAP	Flächen-Analyse-Programm
GIS	Geographisches Informationssystem
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GTS	Global Transmission System
HIRS	High Resolution IR Sounder
HRPT	High Resolution Picture Transmission
IDRISI	Rasterorientiertes Geographisches Informationssystem
IR	Infrared
LMU	Ludwig Maximilian Universität
LUT	Look Up Table
MAP	Mesoscale Alpine Project
METEOSAT	Meteorological Satellite
MIUB	Meteorologisches Institut der Universität Bonn
MSG	Meteosat Second Generation
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRW	Nordrhein-Westfalen
PC	Personal Computer
PDUS	Primary Data User Station
PIXEL	Picture Element (Bildpunkt)
SYNOP	Synoptische Meßdaten
TOVS	Tiros Operational Vertical Sounder
UTC	Universal Time Coordinated
VIS	Visible
WEFAX	Weather Facsimile
WMO	World Meteorological Organization
WWP	Warmes-Wasserdampf-Pixel

A Zielsetzung und Aufbau der Arbeit

1 Einleitung

Die vorgelegte Arbeit soll Erkenntnisse zur raum-zeitlichen Dynamik und Struktur sommerlicher Starkniederschläge in den mittleren Breiten liefern. Die Messung des integralen Flächenniederschlags ist derzeit nur durch den Einsatz hochaufgelöster Fernerkundungsdaten möglich. Neben den bodengebundenen Radardaten sind dies vorrangig die Daten der geostationären Wettersatelliten. Um zu physikalisch begründbaren Niederschlagswerten zu gelangen, ist die Kopplung der Fernerkundungsmessung mit numerischer Modellierung der vielversprechendste und flexibelste Weg. Wesentliche Datengrundlage sind operationell verfügbare Satellitenbeobachtungen der Meteosat-Reihe, die gekoppelt mit den Modellberechnungen eines 3D-Wolkenmodells quantitative Niederschlagsschätzungen im operationellen Betrieb ermöglichen sollen.

Das Klimaelement Niederschlag gehört durch die extreme räumliche und zeitliche Variabilität der niederschlagswirksamen Ereignisse zu einer nach wie vor nur unzureichend erfassten Größe (ANIOL 1980, RUDOLF et al. 1992). Die mittleren Breiten und insbesondere Zentraleuropa gehören zwar zu den humiden Räumen der Erde, gleichwohl existiert ein hoher Niederschlagsgradient in Raum und Zeit. Gerade im intensiv wirtschaftlich erschlossenen und genutzten Zentrum Europas ist das Wissen über Niederschlagsverhältnisse in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung von essentieller Bedeutung für alle Wirtschaftssektoren. Ein prominentes Beispiel ist die Risikoabschätzung ausgeprägter konvektiver Starkniederschlagsereignisse im Rahmen der Hochwasservorsorge und der Wasserwirtschaft (PORCÜ et al. 1997). Darüber hinaus ist der Niederschlag im Rahmen des atmosphärischen Energiehaushalts und als Eingangsgröße in den hydrologischen Kreislauf der bedeutendste Eingangsparameter hydrologischer und meteorologischer Modelle. Die adäquate räumliche und zeitliche Quantifizierung der bodennahen Niederschlagsfelder führt zu einer elementaren Verbesserung der Initialisierung solcher Modellansätze.

Die Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Prozessen verschiedener Skalen in einem komplexen System ist zentrales Interesse des an der Universität Bonn angesiedelten Sonderforschungsbereichs 350 (SFB350 - Wechselwirkungen kontinentaler Stoffsysteme und ihre Modellierung). Die sich ständig verbessernden Möglichkeiten der rechnergestützten Simulation solcher Systeme führt notwendigerweise zur Entwicklung integrierter, multiskaliger, numerischer Algorithmen. Die wissenschaftlichen Fragestellungen des SFB350 sind daher von ihrem Ansatz her interdisziplinär und zur modularen Lösung der Skalenproblematik im Kontext numerischer Modellierungen angelegt. Entsprechend den Zielsetzungen des SFB350, sollen die Wechselwirkungen zwischen Troposphäre, Pedosphäre und Lithosphäre, vermittelt über den Wasserkörper, durch gezielte systematische Beobachtungen sowie komplexe gekoppelte Prozessbeschreibungen in ihrer raum-zeitlichen Dynamik besser verstanden werden.

Von besonderer Bedeutung sind die Verknüpfungsstrategien zur Erfassung und Abbildung der unterschiedlichen Prozessskalen im Niederschlagsgeschehen. In diesem Kontext stellt die Arbeit eine Verbindung von *prozessorientierter Systemanalyse* und *operationellem Verfahren* dar.

2 Zielsetzung und Problemstellung

Die konventionelle Niederschlagsmessung birgt, obwohl punktuell einfach zu erfassen, eine Reihe von systematischen und zufälligen Fehlerquellen. Zudem sind die Registrierung und Qualitätssicherung der Punktmessungen aufwendig und nur mit bedeutenden Einschränkungen räumlich interpretierbar (GRUNOW 1961, KLEIN 1994, RUDOLF ET AL. 1992, SCHNEIDER ET AL. 1992, REISS ET AL. 1992). Daher wurden bereits zu Beginn der Verfügbarkeit boden- und satellitengestützter Fernerkundungssysteme Ansätze zur räumlichen Niederschlags-schätzung entwickelt. In dieser Tradition steht die vorgelegte Arbeit, die einen Beitrag zur räumlich und zeitlich hochaufgelösten Schätzung konvektiver Niederschläge in Zentraleuropa zu leisten versucht.

Im Kontext der konvektiven Niederschlagsentstehung sind für den zentral-europäischen Raum die meteorologischen Sommermonate Juni bis August von besonderem Interesse. Dies gilt sowohl bezüglich der räumlichen als auch der zeitlichen Muster konvektiv induzierter Niederschläge. Dazu gehören die quantitative Schätzung der Niederschlagsverteilung und -dynamik, aber auch die Muster konvektiver Auftrittshäufigkeiten und der Niederschlagsintensitäten.

Auf der Grundlage der durch den neuartigen Methodenverbund ermöglichten mehrjährigen Niederschlagszeitreihen aus Satellitendaten kann erstmalig eine differenzierte Analyse der Niederschlagsmuster in Relation zur synoptischen Anströmungsrichtung und zur Topographie unternommen werden. Daher gliedert sich die Arbeit konsequenterweise (vgl. Abb.1) in einen *methodischen* und einen *klimatologischen* Teil.

Im **methodischen** Teil werden die notwendigen Techniken entwickelt und bereits vorhandene Algorithmen angepaßt. Weiterhin werden zahlreiche, für die Modellierung essentiell notwendige Parameter ermittelt und implementiert. Im einzelnen stellt sich dieser Teil folgendermaßen dar:

- 1) Konzeption eines geeigneten Verbundes aus satellitenbasierten Methoden und numerischen Modellen zur quantitativen Niederschlagsschätzung in den mittleren Breiten.
- 2) Entwicklung, Parametrisierung und Implementierung funktionaler Fernerkundungstechniken.
- 3) Auswahl und Parametrisierung eines geeigneten Wolkenmodells und Entwicklung eines Integrationsschemas der Modellsimulationen in die Fernerkundungstechnik.
- 4) Überprüfung und Validierung der Methode hinsichtlich ihrer qualitativen, quantitativen und operationellen Ergebnisse anhand von Fallbeispielen.

Als **Zielvorgabe** für Art und Qualität der Methodik dienen die folgenden **inhaltlichen** Schwerpunkte:

- 1) Die vollständige Erfassung und differenzierte Darstellung der räumlichen und zeitlichen Muster konvektiver Niederschlagshöhen und -intensitäten während der meteorologischen Sommer der Jahre 1995-1998.
- 2) Die Analyse der räumlichen Niederschlagsmuster nach synoptischer Anströmungssituation.
- 3) Die Differenzierung von synoptisch und topographisch induzierten Niederschlagsperioden.

Zielsetzung und Problemstellung

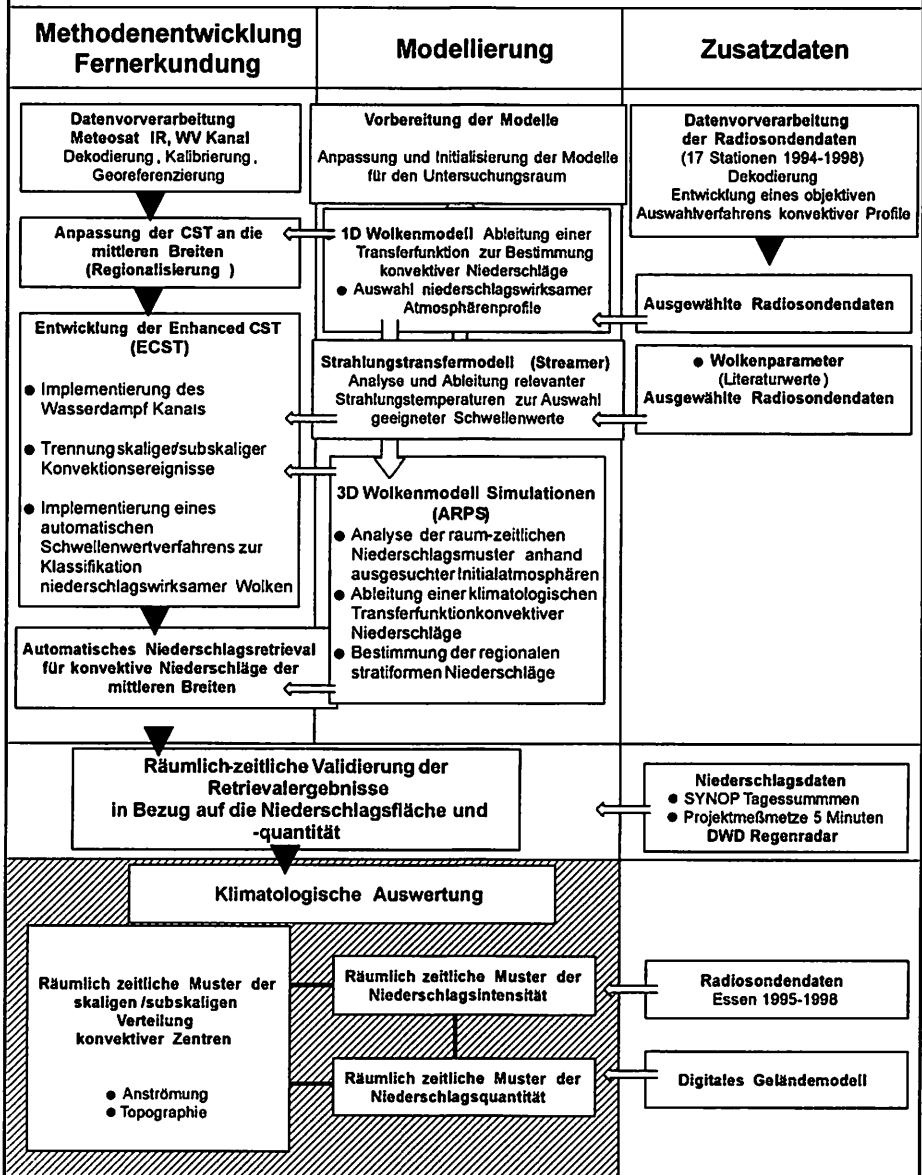


Abbildung 1: Schematischer Zusammenhang des Methoden-, Daten- und Auswertungskonzepts zur Erstellung einer mesoskaligen Niederschlagsklimatologie aus Meteosat-Daten.

Im ersten Teil der Methodik werden die einzelnen Elemente des entwickelten Niederschlags-Retrievals auf der Grundlage der Meteosat-Daten und Wolkenmodellierung vorgestellt. Die Validierung der Algorithmen und der Gesamtkonzeption stellt den zweiten Kernbereich des Methodenteils dar.

Als zentrale Innovation dieser Arbeit kann die erfolgreiche und weiterweisende Entwicklung der Kopplung von *fernerkundlicher Methodik* und *numerischer Modellierung* genannt werden. Sie basiert auf einem zu wesentlichen Teilen neuentwickelten Fernerkundungsalgorithmus mit dem Ziel, auch über *lange Zeitreihen* eine hochauflösende Klimatologie konvektiver Niederschläge zu berechnen. Die Technik ist für die mittleren Breiten konzipiert und stellt somit erstmals ein prozeßorientiertes Fernerkundungswerkzeug zur Niederschlagsschätzung außerhalb der Tropen und Subtropen dar. Die herausragenden Punkte sind:

- 1) Die Entwicklung und Implementierung einer Modellkonzeption für eine *automatische satellitenbasierte Niederschlagsschätzung*.
- 2) Die vollständige Überarbeitung der „Convective Stratiform Technique“ (CST, ADLER & NEGRI 1988) und die vollständige Neuentwicklung der sogenannten „Enhanced Convective Stratiform Technique“ (ECST) durch die Verwendung des Meteosat-Wasserdampfkanals.
- 3) Der auf Strahlungstransfermodellierung basierende Nachweis der Verwendbarkeit des Wasserdampfkanals sowie die Ableitung physikalisch-statistisch begründeter Schwellenwerte für die mittleren Breiten.
- 4) Die Implementierung der Niederschlagsschätzung aus dem 3D-Mesoskalenmodell ARPS (Advanced Regional Prediction System) über eine statistische Transferfunktion, die auf einem objektiven Auswahlverfahren mitteleuropäischer, konvektiver Atmosphärenprofile beruht.

Die skizzierte Modellkonzeption ermöglicht folglich die Erstellung einer *satellitenbasierten, mesoskaligen, klimageographischen Analyse sommerlicher Starkniederschläge*. Im klimatologischen Teil der Arbeit werden die Sommermonate 1995-1998 analysiert. Im ersten Teil liegt der Schwerpunkt in der Auswertung der Daten und Erstellung einer zeitlich gegliederten deskriptiven, satellitenbasierten Niederschlagsklimatologie des gesamten Untersuchungsgebiets. Im daran anschließenden Teil wird eine Untersuchung nach synoptisch und orographisch/anthropogen induziertem Niederschlagsgeschehen für den Nordwesten des Untersuchungsraums vorgenommen. In der Datenanalyse finden die Niederschlagswerte, die Verteilung der konvektiven Zentren und der maximalen Tagesniederschläge besondere Berücksichtigung.

Abschließend wird die neue Methode hinsichtlich ihrer Potentiale und Schwächen kritisch diskutiert.

B Datengrundlage und Methodenentwicklung

1 Das Untersuchungsgebiet

Der Untersuchungsraum erstreckt sich etwa zwischen dem 0° Meridian und 20° Ost bzw. 42° Süd und 56° Nord. Die Karte in Abbildung 2 (siehe Beilage I) zeigt die genaue Lage des Ausschnitts auf der Grundlage des digitalen Geländemodells (GTOPO30, USGS 1993).

Das Klima des Untersuchungsgebiets ist geprägt von seiner zentralen Lage in der außertropischen Westwindzone, deren Hoch- und Tiefdruckgebiete einen ständigen Wechsel zwischen meridionalen und zonalen Windsystemen bewirken. Bedingt durch den dominanten Einfluß der atlantischen Luftmassen, existiert ein ausgeprägter thermischer und hygrischer Gradient, der von West nach Ost und von Nordwest nach Südost verläuft. Jedoch modifizieren innerhalb des Untersuchungsgebietes die Mittelgebirge diese Einteilung maßgeblich. Jenseits der Barriere der Alpen, die als eigenständiger Klimaraum zu betrachten sind, werden zudem die Herbstregengebiete der nördlichen Subtropen berührt.

2 Daten und Modelle

2.1 Fernerkundungsdaten

2.1.1 *Meteosat*

Die europäischen Satelliten des Meteosat-Systems sind Teil des globalen meteorologischen geostationären Beobachtungssystems. Das Meteosat-Programm wurde 1972 von acht Mitgliedsstaaten der Europäischen Gemeinschaft initiiert. Unter Federführung der European Space Agency (ESA) wurden in den Jahren 1977, 1981 und 1988 die meteorologischen Beobachtungsplattformen Meteosat-1 bis 3 gestartet und auf dem Schnittpunkt von Nullmeridian und Äquator installiert. Im Jahr 1989 wechselte mit dem Start von Meteosat-4 die Verantwortung für das Meteosat-Programm an die Eumetsat, die Ende 1997 mit dem Start von Meteosat-7 den letzten Meteosat-Satelliten gestartet hat. Die Verfügbarkeit von Meteosat-Daten der ersten Generation ist laut Eumetsat bis ca. 2004 sichergestellt. Nach derzeitiger Planung wird im Winter 2002 mit Meteosat Second Generation 1 (MSG-1) der erste Satellit der zweiten Generation folgen. MSG-1 wird vor allem eine deutlich verbesserte zeitliche, räumliche und spektrale Auflösung aufweisen (WOICK ET AL. 1997).

2.1.1.1 *Eigenschaften der Meteosat-Reihe*

Das Meteosat-Radiometer ist sensitiv für Strahlung im sichtbaren Licht und für die von der Erde und Atmosphäre ausgesandte langwellige Wärmestrahlung. Die verfügbaren Spektralbereiche sind:

- 0.5-0.9 μm , sichtbares Licht (VIS Kanal)
- 5.7-7.1 μm , Absorptionsbande des Wasserdampfs (WV Kanal)
- 10.5-12.5 μm , thermisches Infrarot (IR Kanal)

Die von der Erde kommende Strahlung wird über ein Teleskop aufgenommen, an einer Reihe von Spiegeln reflektiert und fällt schließlich auf Detektorflächen, wo sie in ein elektrisches Signal umgewandelt wird. Am Subsatellitenpunkt beträgt die geometrische Auflösung, bedingt durch Größe der Detektorfläche und Brennweite des Teleskops, 2,5 km * 2,5 km für den sichtbaren Spektralbereich, bzw. 5 km * 5 km für die infraroten Spektralbereiche (IR, WV). Aufgrund der Erdkrümmung wird diese Auflösung jedoch zu den Rändern des Beobachtungsfeldes hin schlechter und beträgt über Deutschland in den IR/WV Kanälen etwa 5,5 x 10,5 km.

Die Abtastung der Erdoberfläche erfolgt über die Eigenrotation des Satelliten (100 Umin⁻¹). Während jeder Umdrehung wird eine Zeile Bildpunkte erfaßt, d.h. eine Bildzeile liegt in Ost-West-Richtung. Bei der nächsten Umdrehung wird die Spiegelgeometrie mechanisch gekippt, so daß die nächste Bildzeile weiter nördlich erfaßt werden kann. Es dauert insgesamt 25 Minuten, bis die gesamte Hemisphäre von Süden nach Norden gescannt worden ist. In den folgenden 5 Minuten wird das Radiometer wieder auf seine südliche Position gesetzt, so daß nach insgesamt 30 Minuten die nächste Bildaufnahme beginnen kann. Die Bildpunkte werden in einer Auflösung von 8 Bit (256 Grauwerte) an das Bodensegment gesendet (vgl. MASON & SCHMETZ 1992, DWD 1993).

2.1.1.2 *Meteosat-Datenmaterial*

Die in dieser Arbeit verwendeten Meteosat-Daten stammen von den Meteosat-Satelliten 5-7. Das Datenmaterial aus den Jahren 1995 bis Frühjahr 1999 wurde von der Arbeitsgruppe Mauser (LMU München) mittels der dort operationell betriebenen PDUS-Empfangsanlage empfangen und archiviert. Das Jahr 1994 liegt für die meteorologischen Sommermonate im OpenMTP-Format der Eumetsat vor (EUMETSAT 1998). Die Monate Juni bis August der Jahre 1995-1999 gehen als vollständige Zeitreihen in das automatisierte Auswertungsverfahren ein, während das Jahr 1994 zur Methodenentwicklung und Validierung genutzt wird. Dies bedeutet eine Anzahl von 22080 Bildern (Slots) im Wasserdampf- und Infrarot-Kanal und entspricht ca. 11 Gbyte an Rohdaten. Wird die Zahl um fehlende Tage und fehlerhafte Einzelslots bereinigt, stehen noch ca. 20000 Aufnahmen jeweils beider Kanäle zur Verfügung. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die vorhandenen Satellitendaten.

Die notwendigen Vor- und Nachverarbeitungsschritte sowie die Implementierung des operationellen Retrieval-Algorithmus basieren, soweit nicht ausdrücklich

Tabelle 1: *Datengrundlage*

Jahr	Monate	Meteosat	Datenquelle	Kanäle
1994	Juni/Juli/August	5	EUMETSAT/MARF	IR,WV
1995	Juni/Juli/August	5	PDUS LMU/München	IR,WV,VIS
1996	Juni/Juli/August	5	PDUS LMU/München	IR,WV,VIS
1997	Juni/Juli/August	6/7	PDUS LMU/München	IR,WV,VIS
1998	Juni/Juli/August	7	PDUS LMU/München	IR,WV,VIS

andere Programme/Programmpakete erwähnt werden, auf eigenen Programm-entwicklungen. Grundlage der Programmierarbeit ist der DEC Visual Fortran 90 Compiler. Zur Anpassung des 1D-Wolkenmodell-Quellcodes (ZOCK ET AL. 1995) wurde der Microsoft Developer C++ 4.2 Compiler verwendet. Die Visualisierung und kartographische Aufbereitung der Bilddaten wird mit dem Softwarepaket IDRISI32 realisiert. Dies gilt ebenfalls für einige grundlegende GIS-Operationen zur Überlagerung und Verschneidung von Datenebenen.

2.1.1.3 Datenvorverarbeitung und Kalibrierung

Die Daten der Münchener Arbeitsgruppe Mauser liegen bereits prozessiert im proprietären Datenformat des Softwarepakets FAP vor (MAUSER & BACH 1992). Die Daten wurden nach erfolgter Kalibrierung der thermischen IR-Kanäle (vgl. Van de Berg et al. 1995, Gube et al. 1996) in Strahlungs-äquivalenttemperaturen (Grad Celsius) umgerechnet. Da die Werte, bedingt durch das FAP-Datenformat, als 8-Bit-Information abgespeichert werden müssen, ist eine Skalierung der Temperaturen notwendig. Sie berechnet sich nach folgendem linearen Zusammenhang:

$$T_{pix} = 0,5 \text{ GW} - 80 \quad (1)$$

Mit T_{pix} = Temperaturwert des Pixel (°C), GW = Grauwert des Pixels. Dies bewirkt eine Auflösungsgenauigkeit der Temperaturwerte von 0.5 Grad Celsius. Aus Speicherplatzgründen wird in München nur ein Mitteleuropa-Ausschnitt der Meteosat-Fulldisk bearbeitet. Die Daten werden aus der relativen Beobachtungsgeometrie in eine Pseudo-UTM-Projektion (Bezugsmeridian 9° Ost, UTM 32) in einer räumlichen Auflösung von 5 km für eine Raummatrix von 1280 * 1500 km georeferenziert abgelegt. Das notwendige Resampling wird nach der Next-Neighbour-Methode durchgeführt. Die resultierenden Eck-Koordinaten, die gleichzeitig die Grenzen des Untersuchungsraumes markieren, sind in Tabelle 2 aufgeführt.

Tabelle 2: Eckkoordinaten des Untersuchungsgebiets

Eckpunkt	Längengrad	Breitengrad
NW	0.95 Ost	56.08 Nord
SW	2.88 Ost	42.74 Nord
NE	21.53 Ost	55.73 Nord
SE	18.52 Ost	42.34 Nord

Diese Vorgehensweise der Datenvorhaltung stellt sich, ungeachtet der hierdurch erreichten einfachen und operationellen Handhabbarkeit der Daten, für eine quantitative Auswertung als Problem dar.

- Die 8-bit-Rohwerte des Meteosat werden auf 0.5 Grad-Werte gerundet. Das verstärkt die durch die sogenannte „vicarious calibration“ verursachten Kalibrierungsfehler, die mit bis zu 1 K angegeben werden (GUBE ET AL. 1996, VAN DE BERG ET AL. 1995), auf maximal +/-1.5 K.

- Durch die UTM-32-Geokodierung und das nachfolgende Next-Neighbour-Resamplingverfahren gehen unter Umständen wichtige Raumbezüge verloren. Dies gilt sowohl für die im Untersuchungsgebiet signifikant variierenden Flächenmaße der Meteosat-Pixel als auch für die Lage und Struktur und die Größenordnungen der erfaßten konvektiven Systeme.
- Umgekehrt können Artefakte und Lineamente durch die während des Resamplings beispielsweise durch Zeilenverdopplung entstehen, unerwünschte und irreführende Raumstrukturen erzeugen.

Als Folge sind Abweichungen der Niederschlagsbestimmung sowohl im räumlichen Bezug als auch hinsichtlich der Intensitäten im Vergleich zu den Originaldaten zu erwarten. Aus diesem Grund wird die gesamte Methodik einschließlich der quantitativen Validierung (Kap. 4.1) auf Basis des für 1994 vollständigen Datensatzes im OpenMTP-Format der Eumetsat entwickelt. Zur weiteren Überprüfung einschließlich der Übertragbarkeit der Methode auf die LMU Daten werden in Kap. 4.2 unabhängige Zeitreihenuntersuchungen durchgeführt.

Für die LMU-Daten sind eine Reihe von Vorverarbeitungsschritten notwendig. Die Meteosat-Bilder werden in mehreren Schritten aus dem proprietären Datenformat des Software-Paketes FAP in binäre Einzeldateien konvertiert. Hierfür steht eine batchgetriebene Exportfunktion in FAP zur Verfügung (SCHNEIDER 1999, MAUSER & BACH 1992). Die binären Einzeldateien werden dann mit einem eigenen Programm, gemäß spektralem Kanal, Satellitennummer, Slot und Datum mittels einer invertierten Kalibrierungsprozedur in die originalen Grauwerte rückgerechnet. Dieser Schritt ist aus Gründen der Kompatibilität zu dem aus OpenMTP-Daten entwickelten Algorithmus und maßgeblich zur Einsparung von Verarbeitungszeit und Arbeitsspeicher unumgänglich.

Wichtigster Vorverarbeitungsschritt der OpenMTP-Daten ist die Anpassung auf die interne Byte/Binary-Struktur der PC-Architektur. Dieser Schritt wird notwendig durch die gekapselte Datenstruktur des auf Großrechner abgestimmten OpenMTP-Formats und beinhaltet: (1) Die Identifikation und das Auslesen der eigentlichen Meteosat-Daten aus dem OpenMTP-Datenframe. (2) Den Tausch der Halb-Bytes eines Bytes. Dies ist notwendig, um statt der sogenannten „Big Endian“ (Großrechner) eine „Little Endian“ Datenstruktur (PC) zu erhalten. Für die technischen Details sei auf die Dokumentation der Eumetsat verwiesen (EUMETSAT 1998). Nach erfolgter Umkodierung werden die Eumetsat-Daten gemäß des gemeinsamen Kalibrierungsverfahrens behandelt (folg. Kap.).

Die Kalibrierungsprozedur erfolgt sowohl für die auf die Originalgrauwerte zurückgerechneten LMU- als auch für die OpenMTP-Daten mittels der durch die Eumetsat veröffentlichten Kalibrierungsdaten (Calibration Reports, [HTTP://WWW.EUMETSAT.DE/](http://www.eumetsat.de/) o.J.). Aus Gründen der Rechengeschwindigkeit wurde ein Laufzeitverfahren implementiert, das nur die benötigten Pixel während der Laufzeit des zentralen Retrieval-Programms kalibriert. In einem ersten Schritt werden die Grauwerte der Bilder invertiert, da seitens der Eumetsat aus optischen Gründen in den thermischen Kanälen tiefe Temperaturen (=niedrige Radianzwerte) hell dargestellt werden. Die gesamte Kalibrierungsprozedur wird durch eine einheitliche Programmstruktur gewährleistet, die auf die unter-

schiedlichen Datenquellen und die verschiedenen Satelliten abgestimmt ist. Die Umrechnung der durch die Kalibrierung ermittelten Radianzen zu Strahlungsäquivalent-Temperaturen erfolgt an gleicher Stelle unter Verwendung der von der Eumetsat für jeden Meteosat und die zugehörigen thermischen Kanäle veröffentlichten Look-Up-Table (LUT). Abweichend von der Vorgehensweise der Eumetsat, werden jedoch für die in den LUT's tabellierten Radianzen und Strahlungsäquivalent-Temperaturen eigene polynomische Kurvenanpassungen berechnet. Dies senkt die interpolationsbedingten Ungenauigkeiten, die seitens der Eumetsat mit 0.2 K angegeben werden, für Temperaturen < 253 K auf unter 0.01 K. Dieser Schritt erwies sich als notwendig, um nicht durch die mehrfachen Kalibrierungsberechnungen der Münchener Daten zusätzliche Ungenauigkeiten zu verursachen.

2.1.2 DWD-Radardaten

Neben der Kurzfristvorhersage (Nowcasting) konvektiver Ausnahmeereignisse ist die Schätzung raumrelevanter Niederschlagshöhen ein wichtiges Anwendungsgebiet des Radarmeßnetzes. Basis der Messung ist der Radarreflektivitätsfaktor Z, der einer Quantität erfaßter Hydrometeore in einem definierten Volumen bei einem angenommen mittleren Tropfenspektrum entspricht (JOSS & WALDVOGEL 1990). Für eine Einführung in die Methodik und Problematik der Niederschlagsquantifizierung auf Radarbasis sei auf LANG (1997) verwiesen. Einen guten Einstieg in die Meßtechnik und Datenaufbereitung vermittelt SELTMANN (1997). Die Möglichkeiten und Grenzen des C-Band Radars im operationellen Einsatz werden in SHEPERD ET AL. (1995) diskutiert.

In der vorliegenden Arbeit werden für die räumliche Validierung des Satelliten-Retrievals Daten des DWD-Radarverbundes verwendet. Obwohl seitens des DWD eine sehr breite Palette an Radarprodukten angeboten wird, basieren die verschieden aufbereiteten Daten alle auf den operationell im C-Band (5cm) betriebenen Einzelradargeräten. Jeder der Radarstandorte erfaßt im 15 Minuten Zeittakt auf 18 Elevationswinkeln (0.5° und 35°) mit einem maximalen Radius von 230 km nahezu den vollständigen Halbraum. Diese Daten werden mit einem Next-Neighbour-Resampling aus den Polarkoordinaten in ein kartesisches Koordinatensystem überführt. Die Geometrie des Grundproduktes (Lokales Radarbild PE) ist somit ein Datenkubus von einem Kilometer Kantenauflösung. Gespeichert wird die resultierende 3D-Struktur in einer standardisierten Raummatrix von $400*400*12$ km. Die Auflösung der Daten beträgt im Original 256 Reflektivitätsstufen.

Aus dem PE-Grundprodukt wird an allen einsatzbereiten Stationen (1994 9 Stationen, 1998 12 Stationen, derzeit 15 Stationen) das bodennahe lokale PL-Produkt mit zwei Kilometer Kantenlänge (Reduktionsverfahren Next-Neighbour-Resampling) erstellt. Dies stellt die Grundlage für das Komposit der bodennahen Reflektivitäten, das sogenannte PC-Produkt, dar. Dieses Radarprodukt weist eine nochmals reduzierte Kantenauflösung auf, so daß ein Bildpunkt 16 km^2 Flächeninhalt zugewiesen bekommt. Hierfür wird erneut ein Next-Neighbour-Resampling eingesetzt.

Im Bereich der räumlichen Überschneidung zweier oder mehrerer Radarstandorte wird generell der höchste Wert in das Komposit übertragen. Hierfür

ist die Variabilität zweier gut aufeinander angepaßter Radarstationen von hoher Wichtigkeit. Nach Untersuchungen beträgt sie bei der Erfassung eines Volumepixel unter vergleichbaren geometrischen und atmosphärischen Bedingungen im Mittel 35% (LANG 1992).

Die Auflösung der 256 Reflektivitätsklassen wird bei den PL- und PC-Produkten durch Klassifizierung in sechs Klassen reduziert. Bilder in voller Auflösung sind nur für kurze Zeitspannen auf Anfrage zu erhalten (RIEDL 1999, SELTMANN 2000). Den verbliebenen Reflektivitätsklassen, die nach Gesichtspunkten der synoptischen Vorhersage empirisch ermittelt wurden, werden gemäß der klimatologischen DWD-Z/R-Beziehung ($Z = 256R^{1.42}$) entsprechende Niederschlagsintervalle zugewiesen. Tabelle 3 gibt hierüber Auskunft.

Tabelle 3: Die dBZ-Werte und Niederschlagsintervalle der operationellen DWD-Radarprodukte auf der Basis der DWD-Z/R-Beziehung ($Z = 256R^{1.42}$)

Klasse	Intervall dBZ	Niederschlag mm/h	Regenintensität
1	7-18.9	0.06-0.4	geringer Regen
2	19-27.9	0.4-1.9	
3	28-36.9	1.9-8.1	mäßiger Regen
4	37-45.9	8.1-35.0	Mäßiger bis starker Regen
5	46-54.9	35.0-150.0	Sehr starker Regen
6	>55	>150	

Die operationellen Radardaten des DWD Radarverbundes zeichnen sich durch eine Reihe von Problemen aus, die für die Vorhersage wenig Bedeutung haben, der quantitativen Auswertung der Daten jedoch Grenzen setzen. So ist das PC-Produkt in erster Linie zur Unterstützung der Gewitterprognose und *nicht* zur quantitativen Niederschlagsschätzung vorgesehen. Die wesentlichen Problem-bereiche sind (JANEKE 1995):

- 1) Reflektivität. Die Niederschlagsdämpfung ist vor allem ein Problem in Mesoskaligen-Konvektiven-Komplexen (MCCs) und Liniengewittern (Squall Lines). Schwächere, zurückliegende Kerne werden hierbei regelmäßig *gänzlich* übersehen.
- 2) Die Spreizung und Elevation des Radarstrahls verursacht am Radarstandort selbst und am Rande des Bildes Blockstrukturen in 2-3 km Höhe. In 200 km Entfernung ist aufgrund der Erdkrümmung die unterste Scanebene in etwa 3 km Höhe gelegen. Im Normalfall wird ab einer Entfernung von etwa 100 km die Niederschlagsdämpfung zu groß (KITCHEN & JACKSON 1992).
- 3) Ein spezielles Problem stellen die Bodenechos (Ground Clutter) dar. Sind sie als Festechos an topographischen oder künstlichen Hindernissen ausgebildet, können sie verhältnismäßig einfach durch sog. Festechokarten eliminiert werden. Problematisch sind jedoch dynamische Bodenechos. Sie

entstehen durch Super-Refraktion der Radarstrahlen vornehmlich an Temperaturinversionen oder Feuchterückgängen in zunehmender Höhe. Bei post-frontaler Stabilisierung können derartige Sprungschichten in der Atmosphäre sogar für die energiereiche Hauptkeule des Radarstrahls ein undurchdringliches Hindernis sein. Fehlinterpretationen sind nur durch zusätzliche meteorologische Informationen und große Erfahrung des Bearbeiters in der Interpretation von Radardaten vermeidbar (vgl. a. SELTMANN 1997).

Die Qualität der klassifizierten Bilder kann daher insgesamt als nicht ausreichend für einen quantitativen Vergleich mit satellitenbasierten Schätzungen oder Bodenmessungen angenommen werden. Als Referenz für die Klassifikation von Regen/kein Regen können die PE-/PC-Produkte hingegen eingesetzt werden. (RIEDL 1999, vgl. a. LANG 1997).

Die Radarprodukte liegen in einem proprietären Komprimierungsformat in stereographischer Projektion 60 Nord/10 Ost vor. Zur Dekodierung, Georeferenzierung und das Next-Neighbour-Resampling auf die Meteosat-Geometrie wurde ein entsprechendes Programm entwickelt. Aus der DWD-Radarproduktpalette werden ausschließlich die auf UTM-32 Gradnetz projizierten PC-Produkte verwendet. In die Berechnung der Niederschlagsraten (Kap.3.5.1) finden die den einzelnen Reflektivitätsklassen zugeordneten mittleren Werte der Niederschlagsintervalle Eingang.

2.1.3 X-Band Radar des Meteorologischen Instituts Bonn

Am Meteorologischen Institut der Universität Bonn (MIUB) wird bereits seit den frühen 60er Jahren ein Wetterradar betrieben, das 1997 modernisiert und zeitgemäß aufgerüstet werden konnte. Es handelt sich um ein X-Band Radar mit einer Meßfrequenz von 9.375 Ghz des Typs Selenia Meteor 200. Die Reichweite beträgt maximal 100 km bei einer Erfassungsauflösung von ca. 450m bei 256 Graustufen quantitativer Auflösung. Zur qualitativen Beschreibung der räumlichen Niederschlagsstrukturen werden MIUB-Radarbilder in Kap. 4.1 verwendet. Aufgrund von technischen Kalibrierungsproblemen konnte während der Validierungsperiode im Juli 1994 keine quantitative Schätzung aus den Reflektivitäten abgeleitet werden. In ihrer relativen Reflektivität beschreiben sie jedoch in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung die Struktur der bodennahen Niederschlagsfelder am 4. Juli 1994 und werden deshalb zur Orientierung und qualitativen Einordnung des Ereignisses verwendet.

2.2 Konventionelle Bodenmeßdaten

2.2.1 Radiosondendaten

Zur Erfassung typischer konvektiver Atmosphärenprofile in Mitteleuropa wurden die verfügbaren Radiosondenprofile innerhalb des Untersuchungsgebiets eingesetzt (Abbildung 3).

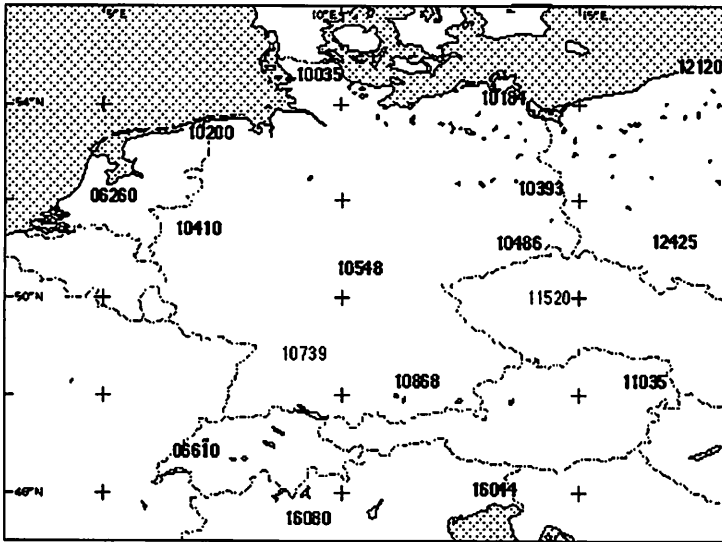


Abbildung 3: Die Lage der Radiosondenstationen innerhalb des Untersuchungsgebietes markiert mittels der WMO-Stationskennziffer.

Da ein vollständiger digitaler Datensatz aller im Rahmen des internationalen Global Transmission Systems (GTS) an den DWD übermittelten Radiosondenmeldungen der untersuchten Periode vorliegt, konnten von insgesamt 18 operationell betriebenen Stationen innerhalb des Untersuchungsgebietes die Aufstiege ausgewertet werden. Bedingt durch die Einstellung des Dienstes in Hannover (1997) sind zuletzt 28188 Einzelsondierungen von 17 Stationen innerhalb der meteorologischen Sommermonate der Jahre 1994-1998 in die Auswertung eingegangen.

Operationell werden während der Radiosondierungen Taupunkttemperatur, Lufttemperatur und Luftdruck gemessen. Des weiteren findet die Erfassung des Windvektors indirekt über die mittels Radar gemessenen relativen Bewegungen des Sondaufstiegs statt. Zusätzlich stehen in den via GTS verbreiteten Datensätzen Beobachtermeldungen zu Wolkenbedeckung etc. an der jeweiligen Station zur Verfügung.

2.2.2 SYNOP-Daten

Zu Zwecken der Punktvalidierung liegen die Daten von maximal 678 innerhalb des Untersuchungsgebietes gelegenen, an das GTS-Netzwerk angeschlossenen SYNOP-Stationen des gesamten Zeitraums vor. Die Zeitreihen der Tagesniederschlagssummen konnten über CHRISTOPH FREI (2000) an der ETH Zürich im Rahmen des Mesoscale Alpine Project (MAP) beschafft werden. Die Summenwerte beziehen sich jeweils auf die Zeitspanne von 6 bis 6 Uhr UTC des folgenden Tages.

2.2.3 Bodenmeßdaten hochauflösender Regionalmeßnetze

Zur Validierung der zeitlichen und räumlichen Gültigkeit der Methode sind hochauflösende Bodenmeßnetze notwendig. Für einzelne Fallbeispiele liegen Daten in 5-Minuten Auflösung und ausreichender räumlicher Repräsentanz aus den Meßnetzen der Stadt Bonn, des MIUB, des SFB 350 und des Erftverbandes vor (Tabelle 4).

Tabelle 4: Zusammenstellung der zu Validierungszwecken verwendeten Niederschlagsmeßdaten.

Zeitintervall	Meßnetz	Stationszahl
04.07.19941	Stadt Bonn	15
01.-10.06. 1998	GTS/SYNOP	151
01.-10.06. 1998	MIUB/Erftverband	14/(17)

Die Daten des Erftverbandes werden in minütlicher Auflösung, die des MIUB in 5-Minuten Intervallen mit einer nominellen Meßgenauigkeit von 0.1 mm an automatischen Stationen erfaßt. Die Daten des Meßnetzes Bonn, die in Kap. 4.1 zur Validierung genutzt werden, liegen als 5-Minuten Daten in einer Meßgenauigkeit von 0.1 mm vor und sind überwiegend durch analoge Regenschreiber erhoben worden.

2.3 Verwendete Modelle und Modelldaten

2.3.1 1D-Wolkenmodell

Für eine vergleichende Abschätzung der Niederschlagswirksamkeit konvektiver Radiosondenprofile sind komplexe multidimensionale Modellansätze aufgrund des Einflusses des Windfeldes sowie der kritischen Rechenzeit inadäquat. In der vorliegenden Arbeit wird für die in Kap 3.3.2 vorgenommene Auswahl und Bewertung geeigneter konvektiver Radiosondenprofile ein eindimensionales numerisches Wolkenmodell eingesetzt (ZOCK ET AL. 1995).

Es basiert auf den Arbeiten von SIMPSON & WIGGERT (1969), ADLER & MACK (1984), RODGERS & YAU (1989) und der Parametrisierung der Eisphase nach v. EMDE & KAHLIG (1989). Formuliert ist es als Quasi-Lagrange Modellansatz, das bedeutet in der Anwendung, daß die Simulation der Phasenänderungen in einem Wolkenluftpaket während dessen Aufstieg in der Wolke berechnet wird (sog. Parcel-Theorie). Im engeren Sinne stellt die Berechnung kein Vertikalprofil der Wolke dar. ADLER & MACK (1984) (im folgenden AM84) interpretieren jedoch unter Annahme eines Fließgleichgewichts im konvektiven Kern die diskreten Momentaufnahmen der Parcel-Betrachtung als Vertikalprofil der Wolke.

Durch die Parametrisierung der mikrophysikalischen Wolkenprozesse kann so unter Einschränkungen eine Aussage über die erreichte Aufstiegshöhe des Luftpakets und die korrespondierende Niederschlagsrate abgeleitet werden. Die berechnete Niederschlagsrate stellt den, nach einem Ansatz von AM84, über die Lebensdauer der Wolke gemittelten Flächenniederschlag, bezogen auf die fünffache Fläche des verwendeten Wolkenradius, dar (vgl. AM84). Das heißt in

der hier eingesetzten Form handelt es sich um den mittleren Gesamtniederschlag einer Niederschlagsfläche von ca. 100 km² bei einem Modellradius von 2.5 km (vgl. hierzu ZOCK ET AL. 1995). Die Verdunstungsverluste werden nach dem Vorschlag AM84 pauschal bilanziert und von der Niederschlagsrate subtrahiert.

Ein nicht zu vernachlässigender Nachteil der Verwendung eindimensionaler Wolkenmodelle ist die Parametrisierung des Entrainments bzw. die fehlende Berücksichtigung der Windscherung im Modellkonzept. So ist die Regelung der Auftriebsenergie des Luftpakets nur indirekt über das Verhältnis des Entrainment-Koeffizienten (K) zum angenommenem Radius des konvektiven Kerns (R) implementiert. Für tropische Systeme wurde aus Messungen und Laboruntersuchungen ein empirischer Wert von $K=0.18$ bestimmt (SIMPSON UND WIGGERT 1969), für kleine maritime Systeme von $K=0.4$ (LAVOIE ET AL. 1970). AM84 geben für die kontinentalen Bedingungen von Oklahoma einen Wert von $K=0.5$ an.

In einer Voruntersuchung wurden Niederschlagssumme und Aufstiegshöhe verschiedener 3D-Simulationen ohne Windprofile mit den korrespondierenden 1D-Simulationen verglichen. Dabei wurden für das eindimensionale Modell die Koeffizientenwerte K um 0.05 iterativ erhöht. Der Wolkenradius wurde nach Voruntersuchungen empirisch auf 2.5 km konstant gehalten. Mit diesem Wert wird üblicherweise für die 1D-Modellläufe mit mitteleuropäischen Initialprofilen die maximale Vertikalerstreckung der Wolke modelliert.

Der qualitative Vergleich der maximalen Niederschlagssumme und Wolkenhöhe aus den 3D-Modellrechnungen mit den Niederschlagsraten und Wolkenhöhen der 1D-Simulation ergab, daß ein Entrainment-Koeffizient von $K = 0.45$ und ein Wolkenradius von $R = 2.5$ km eine gute Annäherung an die 3D-Simulationsergebnisse zulassen. Diese Vorgehensweise kann hinsichtlich der erreichbaren absoluten quantitativen Ergebnisse, insbesondere bei ausgeprägten Windfeldstrukturen, nur sehr eingeschränkt Gültigkeit besitzen. Sie ermöglicht jedoch in relativer Sicht die vergleichende, physikalisch begründete Berechnung der Niederschlagswirksamkeit konvektiver Radiosondenprofile.

2.3.2 Das Advanced Regional Prediction System (ARPS)

Das numerische Vorhersagemodell *Advanced Regional Prediction System* (ARPS), das für die Berechnung der im Satelliten-Retrieval eingesetzten Niederschlags-Transferfunktionen verwendet wird, ist eine Entwicklung des *Centers of Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) der Universität Oklahoma (XUE ET AL. 2000a, 2000b). Mehrere formale und technische Gründe sprechen für den Einsatz des ARPS. Diese sind:

- 1) Die freie Verfügbarkeit des Gesamtsystems einschließlich des vollständigen Quellcodes.
- 2) Die gute Publikationssituation und die weite Verbreitung in der wissenschaftlichen Gemeinschaft.
- 3) Die Portierbarkeit des Modellsystems auf PC`s und Workstations, die den Einsatz einer derartigen Anwendung im Rahmen der vorgestellten Arbeit oder vergleichbarer Studien überhaupt ermöglicht.

Vorrangiger Beweggrund für die Verwendung des ARPS bleibt jedoch die für die Fragestellung *optimale Modellkonzeption* des Systems. Dies gilt in Bezug auf die grundsätzliche Flexibilität des Modellpakets hinsichtlich der bearbeitbaren Fragestellungen, die von mikroskaliger Modellierung in der Grundsicht bis zur mesoskaligen Wetterprognose reicht.

Die zentrale Zielsetzung der Entwicklung von ARPS liegt explizit auf der quantitativen Modellierung konvektiver Niederschlagsprozesse. Daher sind die ins Modell implementierten Raum-Zeit-Prozessskalen auf konvektive Prozeßsimulation optimiert. Das Entwicklerteam von ARPS gibt die folgenden Rahmenwerte für die in der Arbeit verwendeten Skalen an (XUE ET AL., 1995):

Gewitterskala (horizontale Auflösung = 5 bis 15 km)

- 0 -6 Stunden
- räumliche Auflösung der Prozesse von 1 bis 3 km
- zeitliche Auflösung der Prozesse bis zu 15 Minuten
- Δv +/- 5 m/s, DT +/- 2 K; Niederschlag +/- 5mm/h

Mikroskala (horizontale Auflösung = 0.1 bis 0.5 km)

- 0 -12 Stunden
- räumliche Auflösung der Prozesse bis 50 km
- zeitliche Auflösung der Prozesse bis zu 5 Minuten
- Δv +/- 5 m/s, DT +/- 2 K; Niederschlag +/- 2mm/h

Die grundlegenden Merkmale des Vorhersagemodells werden nachfolgend in Kürze genannt. Für ein tieferes Verständnis sei indes aufgrund der Komplexität auf das Nutzerhandbuch und aktuelle Veröffentlichungen (XUE ET AL. 1995, 2000a, 2000b) und die dort referenzierte Literatur verwiesen. Im wesentlichen wird ARPS durch folgende Eigenschaften beschrieben:

- Gleichungssystem: nicht hydrostatisch, vollständig kompressibel.
- Koordinatensystem: terrainfolgendes Koordinatensystem mit gleichmäßiger Auflösung in X-Y-Richtung und Grid-Anpassung in Z-Richtung.
- Geometrie: 1D-, 2D-, 3D-Konfigurationen.
- Prognostische Variablen: kartesisches Windfeld, Druckstörung, Temperaturstörung, subskalige Turbulenz, Wasserdampf, Wolkenwasser, Regenwasser, Wolkeneis, Schnee, Graupel/Hagel.
- Räumlicher Diskretisierungsansatz: finite Differenzen zweiter Ordnung und vierter Ordnung der Advektion, für die übrigen Terme Differenzen zweiter Ordnung auf einem Arakawa-C-Gitter.
- Zeitlicher Diskretisierungsansatz: „Leapfrog-Schema“ zweiter Ordnung mit Asselin Zeit-Filter für große Zeitschritte. Explizite Behandlung kleiner Zeitschritte mit Differenzierung erster Ordnung vorwärts/rückwärts (Option auf implizite Behandlung zweiter Ordnung zweier kleiner Zeitschritte). Split-explizites Zeitintegrationsschema.
- Initialisierung: Eindimensionale homogene Initialisierung durch einzelne Radiosondierungen, analytische Funktionen, dreidimensionale inhomogene horizontale Initialisierung.
- Domaingrenzen: u.a. periodische, geschlossene, extern-forcierte und freidefinierte Randbedingungen.
- Numerische Optionen: u.a. Raleigh-Dämpfung, Divergenz-Dämpfung, Nesting und Selbstnesting, Relaxationstechnik.

- Behandlung subskaliger Turbulenz: diagnostische Schließung nach Smagorinsky-Lilly erster Ordnung, Formulierung 1.5 Ordnung für turbulente kinetische Energie (TKE), dynamische Schließung nach Germano.
- Wolkenmikrophysik: modifiziertes Kessler-Schema (KESSLER 1969), 3-Kategorien-Eis-Parametrisierung (LIN ET AL. 1983), 4-Kategorien-Eis-Parametrisierung (SCHULTZ 1995).

Zusätzlich sind im ARPS Bodenmodell, Strahlungstransportmodell, Bodentypenmodell, Geländemodell und ein Analyse- und Datenassimilations-Programmpaket implementiert. Darüber hinaus existieren definierte Schnittstellen für externe Datenformate.

Für die idealisierten 3D-Untersuchungen konvektiver Dynamik und resultierender Niederschläge im mitteleuropäischen Raum wird eine einheitliche Modellinitialisierung gewählt. Die einzige Variable, die geändert wird, ist die Größe der initialen thermischen Luftblase (Bubble), die zum Start eines stabil andauernden konvektiven Prozesses notwendig ist (vgl. KLEMP & WILHELMSON 1978; KLEMP ET AL. 1981; BROOKS & WILHELMSON 1992). Die Initialisierungsparameter der Simulation sind vergleichbaren Studien entlehnt (RAY ET AL. 1981; KLEMP ET AL. 1981; WEISMAN & KLEMP 1984; MCPHERSON & DROEGEMEIER 1991; XUE ET AL. 1995, XUE 2000).

Die Domaingröße besteht aus einem 67 x 67 Punkte umfassenden horizontalen Gitter mit einer Auflösung von 1 km. Für die 35 nicht äquidistanten, vertikalen Schichten wird eine kubische Anpassung verwendet. Dies geschieht mit dem Ziel, an der für die Auswertung der Wolkentemperaturen, respektive Niederschlagshöhen, wichtigen Ober- und Untergrenze der Domain vergleichbare Schichtdicken zu erhalten. Die untere Schicht hat eine fixierte Dicke von 100 m. Die physische Domaingröße beträgt, bedingt durch die Behandlung der Randbedingungen, 63x63x16 km mit räumlicher Zentrierung am Ort der jeweiligen Radiosondierung. Eine initiale, thermische Luftblase von 4 K wird je nach Windfeld der untersuchten Situation derart in der Domain positioniert, daß ein Auswandern der modellierten Wolke verhindert wird. Die dynamische Rasternachführung der Domain (grid translation) kommt nicht zur Anwendung, da diese durch stationäre Niederschlagsakkumulation zu unsinnigen Werten der bodennahen Niederschlagsfelder führt.

Die Berechnung der Turbulenz unterhalb der expliziten Modellauflösung erfolgt nach der Formulierung 1.5 Ordnung (TKE) mit einer Prandtl-Zahl von 1. Die Raleigh-Dämpfung ab 12 km Höhe wird mit einem Koeffizienten von 0.0033 s⁻¹ und die Divergenz-Dämpfung mit einem Koeffizienten von 0.05 angewendet. Für Windvektor- und Druckberechnungen wird der implizite vertikale Solver mit einem Gewichtungskoeffizienten von 0.6 verwendet. Aus diesem Grund werden obere und untere Domaingrenzen als undurchlässig betrachtet. Für die seitlichen Grenzen gilt eine offene Beschreibung des Orlanski-Typs (ORLANSKI 1976) mit gemittelter vertikaler Phasengeschwindigkeit und einem Relaxationskoeffizienten von 0.5 bei Unterdrückung der Druckdrift innerhalb der Domain. Es werden für die horizontale Advektion Terme vierter und für die vertikale Advektion Terme zweiter Ordnung verwendet.

Die Wolkenmikrophysik ist eine Bulkformulierung und nach einem Ansatz von TAO & SIMPSON (1993) implementiert. Sie enthält die Kessler-ähnliche Mik-

rophysik (KESSLER 1969) für warmen Regen und ein 3-Klassen Eisparametrisierungsschema (Wolkeneis, Schnee, Hagel/Graupel) nach LIN ET AL. (1983). Zur Korrektur übersättigter/untersättigter Wasserdampfanteile, die in einem nicht hydrostatischen Modellkonzept zu signifikanten Fehlern führen können, wird ein Schema nach TAO & SIMPSON (1989) verwendet. Ein Korrekturschema (RUTLEDGE & HOBBS 1984) zur Gewichtung des Mischungsverhältnis in der Wolke unterhalb der Nullgradgrenze zugunsten von Eis garantiert kontinuierliche Feuchtesättigung innerhalb der Wolkenvolumina. Das Bodenmodell, Geländemodell und die Coriolisberechnungen bleiben unberücksichtigt.

Bis auf die Initialisierung mittels eines Radiosondenaufstiegs und der expliziten Eismikrophysik nach LIN ET AL. (1983) anstelle des Kessler-Schemas entspricht die Initialisierungsparametrisierung der 3D-Modellierung des Del City Storms Oklahoma (RAY ET AL. 1981). Ausschlaggebend für die Wahl der genannten numerischen und physikalischen Initialisierungsparameter ist deren Gültigkeit für entsprechende Untersuchungen konvektiver Prozesse in den europäischen mittleren Breiten. (WEISMAN & KLEMP 1982; BROOKS & WILHELMSON 1992; XUE 2000). Ein indirektes, jedoch sehr stichhaltiges Argument für die Gültigkeit der Parametrisierung ist die Tatsache, daß es bei keinem der knapp einhundert Simulationsläufe auch nur im Ansatz zur Entwicklung eines Tornados kam. Dies spricht sowohl für die Stabilität des Modells als auch für die Qualität der Simulation.

2.3.3 Das Strahlungstransfermodell Streamer

Das Strahlungstransfermodell *Streamer* ist ein Allzweck-Modell für die Berechnung von Radianzen und/oder Energieflüssen. Es ist für die inverse Berechnung von Satellitensignalen auf der Basis kurzweiliger und langweiliger, auf- und abwärts gerichteter Strahlung optimiert. Für ein tieferes Verständnis und eine ausführliche Dokumentation sei auf KEY & SCHWEIGER (1998) und KEY (1998) verwiesen. Es ist als sogenannte „Freeware“ von der Wisconsin University unter der FTP-Adresse 128.197.75.84 derzeit in Version 2.6.2p als Quellcode verfügbar. Für die vorliegende Arbeit wurde die Version 2.4p eingesetzt.

Die Berechnung der Strahlungstemperaturen optisch dicker hochreichender Wolkenoberflächen der Mittelbreiten, bezogen auf die Meteosat-IR und WV-Sensorik, stellt eine Reihe von Erfordernissen an die Modellkonzeption eines Strahlungstransfermodells. In Streamer sind die nachfolgend genannten Erfordernisse bereits implementiert:

- 1) Die Möglichkeit der integralen Berechnung der Strahlungsäquivalent-Temperaturen der Wolkenoberflächen für die jeweilige Filterfunktion (response function) des Satellitensensors.
- 2) Die Möglichkeit zur Modellierung parametrisierter Wasser-, Misch-, und Eiswolken.
- 3) Die Einbindung/Kombination individueller Atmosphärenprofile mit Standardatmosphären. Dies gilt ebenso für Aerosolmodelle und die wichtigsten Atmosphären-gase.
- 4) Die Verfügbarkeit einer ausreichenden spektralen Auflösung (= hohe Anzahl differenzierbarer Wellenzahlen).

Weiterhin bietet das Streamer Paket eine Script-Sprache, die eine deutliche Erleichterung der aufwendigen Programmsteuerung für eine hohe Anzahl an Simulationsläufen darstellt. Letztlich geben zwei Eigenschaften Streamer den Vorzug vor den weit verbreiteten Strahlungstransfermodellen LOWTRAN/MODTRAN (KNEIZYS ET AL. 1988) bzw. dem 6S Code (VERMOTE ET AL. 1994). Diese sind:

- 1) Flexible Einbindung physikalischer und optischer Wolkeneigenschaften.
- 2) Optimiertes Modelldesign in bezug auf die Berechnung synthetischer Satellitensignale (z.B. frei implementierbare Filterfunktion des Satellitensensors, integrale Berechnung der Strahlungstemperaturen, frei wählbarer Spektralbereiche).

Die Details der verwendeten Parametrisierung werden in der Anwendung des Modells (Kapitel 3.5) eingehend dargestellt.

2.3.4 Das digitale Geländemodell GTOPO30 und Digital Chart of the World

Vom U.S. Geological Surveys EROS Data Center wird das für die gesamte Welt vorliegende digitale Geländemodell (DEM) GTOPO30 unter der derzeitigen FTP-Adresse [FTP://EDCFTP.CR.USGS.GOV/PUB/DATA/GTOPO30](ftp://edcftp.cr.usgs.gov/pub/data/gtopo30) (2000) frei zur Verfügung gestellt. Es liegt in einer minimalen Auflösung von 30 Bogensekunden (~1 km) vor. Die horizontale Genauigkeit wird mit +/- 30 m angegeben. Der mittlere quadratische Fehler für die Höhenwerte wird für den mitteleuropäischen Raum auf ca. +/- 100 m geschätzt. Im interaktiven Vergleich konnten jedoch für markante Punkte des rheinischen Schiefergebirges deutlich geringere Abweichungen festgestellt werden. Für eine ausführliche Beschreibung sei auf das Benutzerhandbuch (U.S. GEOLOGICAL SURVEY 1993) und die auf CD-ROM verfügbare Dokumentation von ROW ET AL. 1995 verwiesen.

Für die klimatologischen Untersuchungen wurde das DEM aus dem UNIX „Big Endian“-Format in ein PC-lesbares Format umgewandelt und auf die UTM-32-Rasterprojektion mittels eines bilinearen Resamplings projiziert. Die hierdurch entstandene Glättung der Höhenwerte vermindert die Originalwerte um maximal 8 %. Dies kann für die geometrische Auflösung des Meteosat-Satelliten und die Fragestellung hinsichtlich des Einflusses der Topographie auf konvektive Raumuster als völlig akzeptabel gelten (vgl. a. HUTCHINSON 1996).

Die verwendeten geographischen Daten der politischen Grenzen, Flüsse, Städte, Isohypsen etc. sind ausnahmslos dem Datensatz der *Digital Chart of the World* entnommen (DANKO 1992). Sie wurden entsprechend der verwendeten UTM32 Projektion georeferenziert und für die Erstellung der Kartentafeln verwendet.

3 Entwicklung der Enhanced Convective Stratiform Technique

3.1 Aktueller Stand des passiven satellitenbasierten Niederschlagsretrievals

Aufgrund der operationellen Verfügbarkeit, der hohen zeitlichen Wiederholrate und der Erfassung ausreichend großer Räume zur Beurteilung des Wettergeschehens sind satellitengestützte Sensoren prädestiniert für das quasi-kontinuierliche Monitoring der Atmosphäre. Die ersten satellitenbasierten Regenschätzungen wurden für konvektive Bewölkung in den tropischen und subtropischen Ozeangebieten mit Hilfe des IR-Kanals entwickelt. Mit zunehmendem Entwicklungsstand der Algorithmen wurden Niederschlagsdaten, Bodenradarregenschätzungen und weitere spektrale Kanäle in die Verfahren integriert. Im folgenden wird ein knapper Überblick über den Entwicklungsgang bis hin zum derzeitigen Stand der Forschung auf dem Gebiet der Schätzung konvektiver Niederschläge mit Hilfe operationeller Satellitensysteme gegeben. Für eine detaillierte historische Zusammenstellung sei auf BARRET 1981 und KIDDER & VONDER HAAR 1995 verwiesen. Bis zum Jahr der Publikation bieten WILHEIT ET AL. 1994 eine solide Zusammenfassung der passiven Mikrowellentechniken. Einen Überblick des aktuellen Standes gibt LEVIZZANI 2000a.

Die in den vergangenen zwei Dekaden entwickelten Lösungsvorschläge für eine satellitenbasierte Niederschlagsbestimmung verwenden traditionell die Infrarot-Kanäle geostationärer und polarumlaufender Wettersatelliten. Für den infraroten Spektralbereich gilt allgemein, daß der Niederschlag indirekt von der emittierten Strahlung der Wolkenoberflächen abgeleitet wird. Der Zusammenhang zwischen Temperaturbeobachtung der Wolkenoberfläche und dem Niederschlag wird mit der Annahme begründet, daß die Höhe (= Temperatur) der Wolken in linearem Zusammenhang zum bodennahen Niederschlagsfeld stehe. Ein wesentlicher Vorteil der IR-basierten Methoden liegt in der weltweit gegebenen Verfügbarkeit zeitlich und räumlich verhältnismäßig gut aufgelöster Daten. Dies gilt insbesondere dort, wo kein BodenradarNetz und/oder ausreichend dichtes konventionelles Meßnetz verfügbar ist. Dies ist vorrangig in Entwicklungsländern und über den Ozeanen der Regelfall. Die wichtigsten methodischen Familien der Infrarot-Techniken werden nachfolgend zusammenfassend diskutiert und hinsichtlich ihrer Eignung für die gestellte Aufgabe bewertet.

Wolkenindex-Algorithmen: Wolkenindex-Techniken weisen jedem identifizierten (= indexiert) Wolkentypus der beobachteten Szene eine definierte Regenrate zu. Mittels Regressionstechniken wird ein statistischer Zusammenhang von Wolkenoberflächentemperaturen und konventionellen und/oder Bodenradarniederschlägen hergestellt. Der ursprüngliche Ansatz wurde von ARKIN 1979 im Kontext des *Global Atmospheric Research Program Atlantic Tropical Experiments* (GATE) entwickelt. Zur Niederschlagsschätzung werden Areale mit Wolkenoberflächentemperaturen < 253 K gegen Radarregenschätzungen trainiert. Der auf dieser Grundlage weiterentwickelte GOES-Precipitation-Index GPI (ARKIN & MEISNER 1987) weist diesen Wolkengebieten einen durchschnittlichen Niederschlag von 3 mm zu, was sich als klimatologisch geeignete Größe für tropische Niederschläge im 2.5×2.5 Grad-Raster erwiesen hat. Die satellitengestützten Schätzungen des *World Climate Research Program* (WCRP) und dem eingebetteten *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP)

nutzen die Methode für operationelle weltweite Niederschlagsschätzungen (EBERT 1996, GPCP 1997). Eine neuere Anwendung dieser Familie ist der Meteorosar-Precipitation-Index (MPI) für Niederschlagsschätzungen über dem östlichen Zentralafrika (MENZ & ZOCK 1997).

Bispektrale Algorithmen: Bispektrale Algorithmen basieren auf der Beobachtung, daß unterschiedliche Wolkentypen voneinander abweichende spektrale Eigenschaften in den IR- und VIS-Kanälen besitzen. So kann etwa kalten (IR) und hellen (VIS) *Cumulonimben* eine hohe Niederschlagswahrscheinlichkeit, kalten (IR) aber dunklen (VIS) *Cirren* und warmem (IR) und dunklem (VIS) *Stratus* eine entsprechend niedrigere Niederschlagswahrscheinlichkeit zugewiesen werden. Häufig werden diese Techniken gekoppelt mit Simulationsergebnissen numerischer Prognosemodelle, die dann NOAA-AVHRR Daten für das operationelle Nowcasting von Niederschlag verwenden (z.B. SCANDIA Karlsson 1989, 1996). Basierend auf dem RAINSAT Algorithmus (LOVEJOY & AUSTIN 1979), wurde in jüngerer Zeit ein operationelles Verfahren, basierend auf den Meteorosar VIS- und IR-Kanälen sowie Radarregenschätzungen des britischen Radarnetzwerks, implementiert (CHENG & BROWN 1993, 1995).

Lebenszyklus-Algorithmen: Die Lebenszyklus-Techniken wurden mit der Zielsetzung einer exakteren Einschätzung *konvektiver* Niederschlagssysteme entwickelt. Die eigentliche Erweiterung hinsichtlich einer ausschließlichen Betrachtung reiner Oberflächentemperaturen ist die Erfassung der *zeitlichen Änderung* des Temperaturfeldes der Wolke. Dies bringt erstmals den Ansatz einer prozeßorientierten Betrachtungsweise ins Spiel. Aus der Differenz zweier Zeitscheiben können der Updraft und so indirekt die konvektive Aktivität und die resultierende Niederschlagsrate des Systems abgeschätzt werden. Als problematisch stellt sich das aufwendige und mit Unsicherheiten belegte Verfolgen (Tracken) konvektiver Systeme insbesondere unter außertropischen Bedingungen dar (vgl. Levizziani et al. 1990). Beispiele der Technik finden sich bei GRIFFITH ET AL. (1978), PERRONE ET AL. (1985) und SCOFIELD (1986).

Wolkenmodell Algorithmen: Wichtiges Merkmal der Verwendung eines Wolkenmodells zur Niederschlagsbestimmung ist der Versuch, die Niederschlagsrate auf physikalisch-statistische Art zu bestimmen. Konkret wird die statistische Relation beobachteter Wolkenoberflächentemperaturen zu bodengestützten Meßwerten durch die Beziehung zu modellierten Wolkenoberflächentemperaturen und zugehörigen Regenraten ersetzt (GRUBER 1973). Die am weitesten entwickelte Technik dieser Gattung, die sogenannte *Convective Stratiform Technique* (CST, ADLER & NEGRI 1988) kombiniert dieses Verfahren zusätzlich mit einer einfachen Lebenszyklusschätzung und unterscheidet konvektive von stratiformen Niederschlagsbereichen. Anschließend werden den konvektiven Bereichen Niederschlagsraten aus den Wolkenmodellberechnungen und den stratiformen Gebieten eine feste Regenrate zugewiesen.

Split-Window, nahes Infrarot und Wasserdampfkanal: Mit einigem Erfolg sind in jüngerer Zeit auch die übrigen Infrarot-Kanäle eingesetzt worden. So verringern die Split-Window-Kanäle 10.5-11.5 und 11.5-12.5 μm des NOAA-AVHRR Radiometers die Fehlerrate bei der Abgrenzung der nicht regnenden Cirren und Stratus (INOUE 1987, 1997). Die Eigenschaft des 3.9 μm Infrarot-Kanal des GOES im Gegensatz zum 11 μm IR-Kanal, sensitiver auf Wasserdampf als auf Eiskristalle zu reagieren, nutzte Vicente (1996) erfolgreich für

die von der Beleuchtungssituation unabhängige Schätzung von Niederschlagswahrscheinlichkeiten. Schließlich hat KURINO (1997) eine kombinierte Methode zur Bestimmung von Starkniederschlagswahrscheinlichkeiten vorgestellt. Sie basiert auf der Temperaturdifferenz der Split-Window-Kanäle (11 und 12 μm), der Temperaturdifferenz aus 11 μm IR- und 6.7 μm Wasserdampfkanaal und einer Schwellenwerttemperatur des 11 μm Infrarot-Kanal des japanischen GMS-Systems. Die Niederschlagsquantitäten und Wahrscheinlichkeiten werden durch Training gegen Regenradarschätzungen mit einer räumlichen Auflösung im 1 Grad Raster ermittelt.

Passive Mikrowellen Algorithmen: Anders als im VIS- und IR-Spektrum, für das quasi ausschließlich die Wolkenoberfläche Emissionsquelle ist, sind für die Frequenzen der passiven Mikrowellen Eis und Wasserpartikel in der Wolke die Emissionsquelle. Algorithmen, die auf passiver Mikrowellenbeobachtung basieren, sind auf Grund dieser direkteren Beobachtungsweise des Wolkenwassers/-eises als physikalisch begründeter einzustufen, als IR/VIS Techniken. Die Frequenzen des derzeitigen einzigen operationellen Systems, des polarumlaufenden SSM/I, reichen von 19.3 bis 85.5 GHz. Über 60 GHz wird ausschließlich die Rückstreuung an Eiskristallen detektiert, während unter 22 GHz nur noch Absorptionseffekte zum Tragen kommen. Die Frequenzen zwischen den Extremen sind weitgehend abgestimmt auf die Phasen der Hydrometeore. Die vordergründig enormen Vorteile der passiven Mikrowelle werden allerdings durch eine Reihe von Nachteilen überkompensiert. Die wichtigsten sind: (1) Die räumlich und zeitlich extrem ungünstige Auflösung ermöglicht nur die Untersuchung ausgewählter Fallbeispiele der Niederschlagsereignisse. (2) Die signifikante Störung durch die unterschiedliche Emissivität und Polarisierung von Land- und Seeroberflächen erschwert ein operationelles Niederschlags-Retrieval außerordentlich.

Die existierenden Mikrowellen-Algorithmen können in zwei Gruppen unterteilt werden: (1) regressionsbasierte Algorithmen, die auf einer statistischen Beziehung von Bodenmeßwerten zu geeigneten Kanalkombinationen des SSM/I beruhen (vgl. z.B. ADLER ET AL. 1993); (2) physikalisch basierte Algorithmen, die die vertikale Verteilung der Hydrometeore und die atmosphärischen Parameter mit einbeziehen (vgl. z.B. KUMMEROW & GIGLIO 1994, KUMMEROW ET AL. 1998).

Hybride Methoden: In jüngster Zeit werden zunehmend Kopplungen verschiedener Sensorensysteme zur Verbesserung der Niederschlagsschätzung unternommen. Zum Einsatz kommen üblicherweise die operationell verfügbaren aktiven und/oder passiven boden- bzw. satellitenbasierten Fernerkundungssensoren (VICENTE & ANDERSON 1994, PANCIIEWICZ 1998, ANAGNOSTOU ET AL. 1999, AMORATI ET AL. 2000). Häufig findet zusätzlich eine Assimilation der Daten in mesoskalige Wettervorhersagemodelle statt (TURK ET AL. 1997, TURK ET AL. 2000, MICHELSON 2000). Grundsätzlich kann die Kopplung aller sinnvoll einsetzbaren Systeme für die mittelfristige Zukunft als derzeitiger Stand der Forschung gelten (vgl. a. LEVIZZIANI 2000). Diese Vorgehensweise bedingt jedoch derzeit bei der operationellen Bearbeitung langer Zeitreihen Unsicherheiten und Schwierigkeiten hinsichtlich der Parametrisierung und des Datenhandlings.

3.2 Grundsätzliche Schwierigkeiten der Erstellung einer satellitenbasierten Niederschlagsschätzung in den mittleren Breiten

Die Spannweite der derzeit verfügbaren satellitengestützten Methoden reicht, wie einleitend skizziert wurde, von einfachen statistischen Ansätzen, die für räumlich und zeitlich großskalige klimatologische Anwendungen konzipiert sind (GPI ARKIN 1979), bis hin zu Techniken, die für das Nowcasting instantane Niederschlagsschätzungen ableiten (SCOFIELD 1987, ADLER & NEGRI 1988, VICENTE & SCOFIELD 1996, VICENTE ET. AL. 1998). Konventionell wurden die Techniken mit gutem Erfolg in den Tropen und Subtropen entwickelt und angewendet. Wird jedoch die Schätzung konvektiver Niederschläge von tropischen und subtropischen Räumen auf die mittleren Breiten übertragen, treten zwei Problemkomplexe in den Vordergrund. Einmal führt die Beobachtungsgeometrie der geostationären Satelliten zu einer Verschlechterung der z.B. für Meteosat am Äquator nominellen 5 km-Auflösung zu einer realen Auflösung von ca. 6.5×10 km über Deutschland. Zum anderen sind die Genese und Ausprägung der konvektiv induzierten Niederschlagsprozesse, und somit auch der beobachteten Wolkensysteme, in den mittleren Breiten entsprechend komplexer und vor allem in ihrem Erscheinungsbild vielgestaltiger als in den äquatorialen Räumen. Zur Beobachtung konvektiv induzierter Niederschlagsprozesse mit der Zielsetzung einer klimatologischen Analyse bzw. einer ausreichend guten quantitativen Aussagequalität über längere Zeitreihen sind zumindest die folgenden Voraussetzung zu erfüllen:

- 1) Die Repetitionsrate des Aufnahmesystems muß den Prozeßzyklus eines konvektiven Wolkensystems erfassen können.
- 2) Der Algorithmus muß Tag und Nacht gleichwertige Ergebnisse liefern.
- 3) Die Methode muß ein Anpassungsschema zur Adaption an variable Atmosphärenbedingungen enthalten.
- 4) Die Implementierung des Algorithmus muß für die Erstellung langer Zeitreihen operationalisierbar sein und soll vollautomatisch erfolgen.

Trotz der eingeschränkten räumlichen und spektralen Auflösung kommt für eine derartige Aufgabenstellung nur ein geostationäres Satellitensystem in Frage. Für den europäischen Raum der mittleren Breiten ist dies die Meteosat-Reihe. Um einen erfolgversprechenden Ansatz für Zentraleuropa zu entwickeln, bedarf es sowohl einer *neuen Modellkonzeption* als auch der *innovativen Koppelung* verschiedenartiger Techniken und Modelle. Die im Hinblick auf diese Belange erarbeiteten Konzepte und ihre Realisierung werden in den folgenden Kapiteln dargestellt.

3.2.1 Grundlegende Modellvorstellung zur fernerkundlichen Erfassung konvektiver Wolkenmuster

Die Entwicklung satellitenbasierter Algorithmen zur Niederschlagsquantifizierung konvektiver Niederschlagsprozesse des tropisch-subtropischen Klimaregimes bietet den Vorteil einer klaren Genese und Struktur der dort vorherrschenden Wolkendynamik und der korrespondierenden Atmosphärenprozesse. Darüber hinaus ist die geometrische Auflösung der geostationären Plattformen

zwischen den Wendekreisen optimal. Bereits frühzeitig wurde aufgezeigt, daß die genetische Trennung konvektiver und stratiformer Niederschlagstypen von eminenter Bedeutung für eine zuverlässige Niederschlagsquantifizierung ist (HOUZE & BETTS 1981). Prinzipiell kann Niederschlag als stratiform bezeichnet werden, wenn er aus Nimbostratus, und als konvektiv, wenn er aus Cumuli und Cumulonimben ausfällt (HOUZE 1993:197 ff.). Diese genetisch definierte Trennung der Niederschlagstypen ist jedoch in der umfassenden Literatur zur Niederschlagsgenese und -messung von keinem Autor exakt bestimmt worden. Das ist um so verwunderlicher, da die Einteilung von Niederschlag in konvektiven und stratiformen Niederschlag vor allem in der numerischen Modellierung, aber auch in der Entwicklung der konzeptuellen Modelle eine evidente Rolle spielt.

Die in dieser Arbeit vorgestellte Modellkonzeption bezieht sich in wesentlichen Teilen auf die zusammenfassende Darstellung konvektiver Prozesse von HOUZE (1993). Darüber hinaus gehen grundsätzliche Konzeptvorstellungen zur Abgrenzung konvektiver Atmosphärenprozesse u.a. von DOSWELL & BURGESS 1993, KURZ 1994, KRAUS 1995, SCAMAROCK ET AL. 1993 in die Entwicklung der eigenen Modellvorstellung ein. Ausdrücklich sei darauf verwiesen, daß es sich bei dem im folgenden Text angesprochenen Nimbostratus typischerweise um *Nimbostratus praecipitatio cumulogenitus* (Ns pra Cu) handelt, der in enger Vergesellschaftung mit Cumulus/Cumulonimbus auftritt und eine typische Wolkenform u.a. der Kaltfronten in den Mittbreiten darstellt. Naturgemäß ist eine exakte Unterscheidung in frontalen Systemen und Mesoskaligen-Konvektiven-Komplexen (MCC) zwischen Relikten konvektiver Kerne und hochreichenden *Nimbostratus cumulogenitus* nur schwer möglich. Jedoch kann vereinfacht davon ausgegangen werden, daß konvektiver und stratiformer Niederschlag in frontalen sowie Mesoskaligen-Konvektiven-Systemen/Komplexen (MCS/C) diesen beiden Wolkengattungen zuzuordnen ist.

Der *Nimbostratus cumulogenitus* weist typischerweise Temperaturen deutlich unter dem Gefrierpunkt auf, enthält also signifikante Anteile von Wolkeneis. Dieser Zusammenhang ist obligat, um zu stärkeren Niederschlägen als beispielsweise aus einem typischem Aufgleitnimbostratus warmfrontaler Genese zu gelangen. Die Herkunft der Eiskristalle, die diese Katalysatorfunktion (seeding) übernehmen, kann als allochton durch lateralen Eintrag aus aktiven Cumulonimben oder als quasi autochton durch Relikte konvektiver Zellen aufgefaßt werden (vgl. Abb. 4).

Um zu einer objektiven Unterscheidung der Niederschlagsgenese zu gelangen, vergleicht Houze (1993) das Verhältnis von Vertikalgeschwindigkeit der Wolke (ω) zur Fallgeschwindigkeit der Eiskristalle (Q_{ie}). Ist die Bedingung $|\omega| < Q_{ie}$ erfüllt, kann von stratiformem Niederschlag gesprochen werden (Abbildung 4 oben). Er begründet dies mit der im folgenden dargestellten prinzipiellen Idee der ablaufenden Dynamik innerhalb des Nimbostratus.

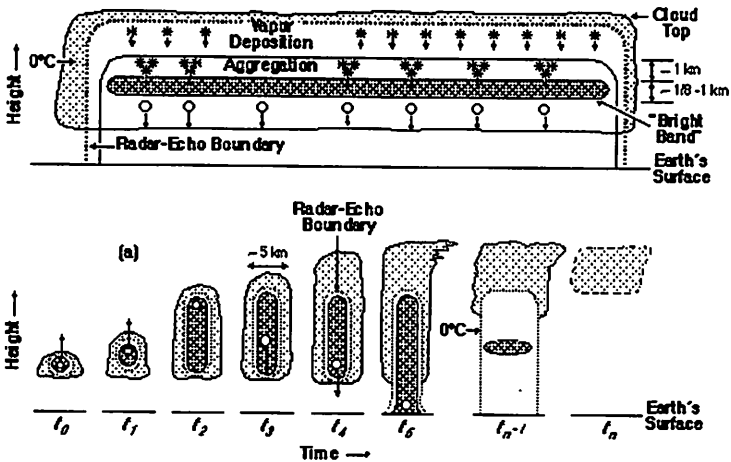


Abbildung 4: Schematische Modellvorstellungen von Niederschlag aus Nimbostratus (oben) und Cumulonimbus (unten) HOUZE (1993).

Üblicherweise liegt die Fallgeschwindigkeit der Eiskristalle bei 1 - 3 m/s. Je höher die Eiskristalle in den Nimbostratus eingebracht werden, um so länger haben sie Zeit, durch Deposition von Wasserdampf zu wachsen. Wesentliches Merkmal dieses Prozesses ist eine *mäßige* Aufwärtsgeschwindigkeit in der Wolke, die für eine kontinuierliche Übersättigung des Wasserdampfangebots sorgt, jedoch das Eiskristall *nicht* an seiner Fallbewegung hindert ($|\omega| < Q_{in}$). In der Nähe der Nullgradgrenze finden dann Aggregation von Eispartikeln und Reifbildungsprozesse mit dem Resultat wachsender Eis- und Schneekristalle statt. Bei Erreichen positiver Temperaturen schmelzen die Makrokristalle auf und bilden verhältnismäßig große schwere Regentropfen, die in Folge zu höheren Niederschlagsintensitäten, als sie in konventionellen Nimbostratus-Wolken zu erwarten wären, führen. Der gesamte Prozeß erstreckt sich bei einem Eintrag in 10 km Höhe und Fallgeschwindigkeiten von 1-3 m/s entsprechend über 1-3 Stunden.

Gänzlich anders hingegen gestaltet sich die Dynamik rein konvektiver Wolken (vgl. Abb. 4 unten). Üblich sind hier Vertikalgeschwindigkeiten zwischen 1 und 10 bis hin zu 40 m/s, also existiert eine deutlich höhere vertikale Luftbewegung als die Fallgeschwindigkeit der Hydrometeore. Durch die hohen Aufwärtsgeschwindigkeiten werden kurzfristig kontinuierlich große Quantitäten Flüssigwasser kondensiert. Der dominante mikrophysikalische Prozeß ist die Akkretion von Wolkenwasser an flüssigen wie festen Meteoren. Auf diese Weise wird innerhalb kurzer Zeitspannen (15-45 Minuten) das Wachstum von Graupel und Eiskristallen ermöglicht, die, sobald sie ausreichend schwer sind, ausfallen.

Für die Tropen und Subtropen haben verschiedene Studien (u.a. GAMACHE & HOUZE 1983, HOUZE & RAPPAPORT 1984, TOKAY & SHORT 1995) Struktur und Verteilung der beiden Niederschlagstypen untersucht und quantifiziert. Zentrale und übereinstimmende Feststellung dieser Studien ist, daß je nach atmosphärischen Bedingungen zwischen ca. 25 % und 50 % des bilanzierten Niederschlags während des Lebenszyklus der untersuchten konvektiven

Wolkensysteme als stratiformer Niederschlag ausfällt. Folglich ist eine möglichst zuverlässige raum-zeitliche Quantifizierung beider Niederschlagstypen sowohl für das Nowcasting von Starkniederschlägen als auch für klimatologische, hydrologische und energetische Betrachtungen unumgänglich. Um diese leisten zu können, muß ein Schema verwendet werden, das den aktuellen Prozeßzustand des beobachteten Wolkensystems klassifiziert. Als zweckmäßige Methode zur Lösung dieses Problems bietet sich eine Verknüpfung des aktuellen Entwicklungszustands des Wolkensystems mit dem damit verbundenen, spezifischen Niederschlagsprozeß an. Einen vielversprechenden Ansatz stellen JOHNSON & YOUNG (1983) vor, die tropische konvektive Wolkensysteme in drei Phasen gliedern.

- 1) Frühstadium der Entwicklung der konvektiven Kernzelle; gegen Ende dieser Phase (bei Erreichen der Tropopause) kommt es zu heftigem Starkniederschlag.
- 2) Reifestadium des Systems, dessen Vertikalimpuls nach evtl. lokalem Eindringen der konvektiven Zelle in die Tropopause (overshooting tops) gebremst wird, und in dem eine Ausbreitung eines ausgedehnten Wolken-schirms (Amboß) unterhalb der Tropopause stattfindet. In der Regel wachsen einzelne Wolkensysteme in diesem Stadium zu sogenannten Mesoskali-gen-Konvektiven-Systemen (MCS) oder, wenn sie von größerer Ausdehnung sind, zu Mesoskaligen-Konvektiven-Komplexen (MCC) zusammen. Üblicherweise fällt aus den so entstehenden Zwischenbereichen, die durch mächtigen Nimbostratus gekennzeichnet sind, ein erheblicher Anteil des wolkensystemaren Gesamtniederschlags in Form stratiformer Niederschläge aus.
- 3) Das Zerfallstadium des Systems, in dem es zu keiner weiteren nennenswerten konvektiven Aktivität und Niederschlag kommt und die genetische Wolkenform stratiforme Ausprägung besitzt.

Zur Einschätzung von aktueller Niederschlagsrate und -typ aus einem derartigen Wolkensystem ist es unumgänglich, den zugehörigen Entwicklungszustand aus dem Satellitenbild abschätzen zu können. Im Unterschied zu anderen Algorithmen (vgl. Kap. 3.1) unternimmt der CST-Algorithmus (ADLER & NEGRI 1988) den Versuch, ein einfaches 1D-Wolkenmodell (ADLER & MACK 1984) in eine derartige *prozessorientierte* Niederschlagsschätzung auf Satellitenbasis einzubinden. Dabei wird den unterschiedlichen, durch den Fernerkundungsalgorithmus bestimmten Entwicklungsphasen des Wolkensystems eine modellbasierte Niederschlagsrate zugewiesen. Somit sind die *konzeptionellen* Stärken des CST-Algorithmus im Sinne einer erfolgreichen Methodik zur Erfassung konvektiver Niederschläge in den mittleren Breiten in den folgenden Punkten zu sehen:

- 1) Die CST verfolgt einen operationellen Ansatz zur Erkennung des Entwicklungszustands konvektiver Systeme und verbindet diesen über eine statistische Transferfunktion mit den Ergebnissen numerischer Modellierung zu einem Algorithmus.
- 2) Sie ist ein ausschließlich auf dem IR-Kanal basierter Algorithmus und folglich unabhängig von der Beleuchtungssituation.

3) Sie nutzt die Möglichkeiten der verbesserten Niederschlagsschätzung mit Hilfe eines numerischen Wolkenmodells und ermöglicht somit ein physikalisch begründbareres Niederschlags-Retrieval auch in Gebieten ohne Bodenradar und konventionelle Messnetze.

Da im folgenden Teil, auf der prinzipiellen Idee der CST aufbauend, eine innovative Erweiterung der Technik entwickelt wird, erscheint es sinnvoll, die wesentlichen Eigenschaften des Algorithmus zu erläutern (Abb. 5).

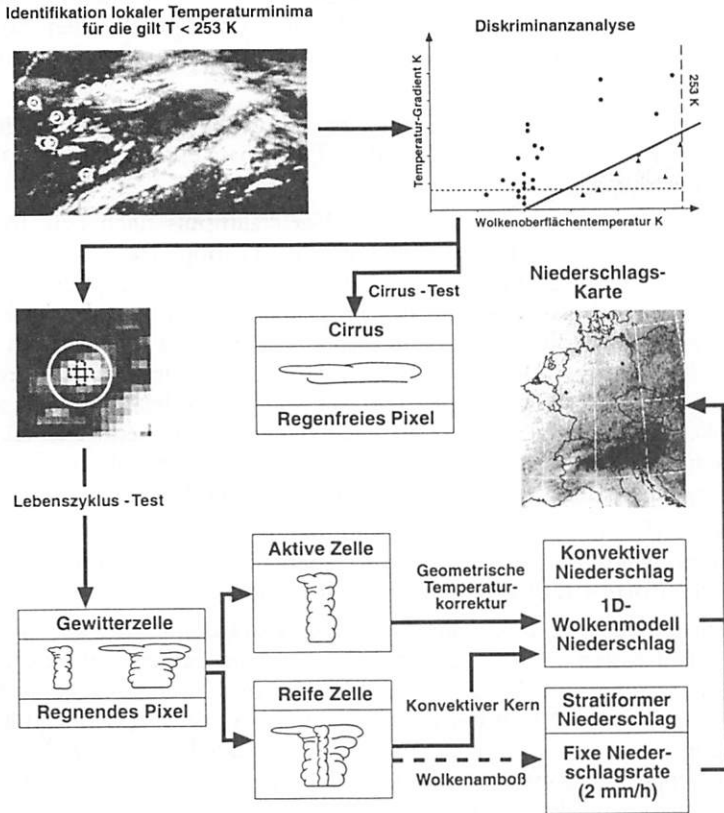


Abbildung 5: Schema der originalen CST (Adler & Negri 1988). Die Abbildung illustriert den Ablauf des zentralen Algorithmus korrespondierend zu den Punkten 1-6 im Text.

In einem ersten Schritt ist *einmalig* die *Regionalisierung* des Algorithmus zu leisten. Neben den technischen Anpassungen an den jeweilig verwendeten Satelliten und die regionalen klimatologischen Verhältnisse heißt dies, eine empirische Trennfunktion für regnende und nicht regende Wolken zu entwickeln. Die für dieses Ergebnis notwendigen Vorarbeiten gliedern sich in die Punkte A-C.

A) Die Durchführung von 1D-Wolkenmodellberechnungen auf der Basis regionaler Atmosphärenprofile für unterschiedliche Durchmesser der Modellsäule.

Aus den berechneten Wolkenoberflächentemperaturen und Niederschlagsraten wird ein Regressionsmodell von Wolkenoberflächentemperatur (Aufstiegshöhe) zu Niederschlagsrate erstellt. Analog wird für die Niederschlagsfläche vorgegangen. Basierend auf einer von AM84 gefundenen Beziehung von Niederschlagsfläche zu Modellsäulenbasisfläche für subtropische Ereignisse von 5Ar, mit $Ar = \text{Fläche der Wolkensäule}$, wird ein Regressionsmodell von Niederschlagsfläche zu Wolkenoberflächentemperatur erstellt.

B) Die Durchführung einer empirischen Diskriminanzanalyse mit dem Ziel der Trennung regnender Cumulonimbus- von nicht regnenden Cirrus-Temperaturminima.

Unter Verwendung zusätzlicher Daten (u.a. Regenradar und Bodenmessungen) wird in einer Matrix aus Temperatur des betrachteten Minimums und dem mittleren Temperaturgradienten zur Temperatur der Nachbarpixel eine binäre Unterscheidung in Regen/kein Regen für ausgewählte Wolkenpixel vorgenommen. Aus dieser Wertematrix wird dann eine Trennungsfunktion zwischen *regnenden* und *nicht regnenden* Minima abgeleitet (vgl. Panofsky & Brier 1969).

C) Die Anpassung des räumlichen Skalenunterschiedes von 1D-Wolkenmodell und Meteosat-Beobachtungsgeometrie über einen Temperaturvergleich zeitgleicher NOAA-AVHRR- und Meteosat-IR-Daten.

Zugrunde liegt die Annahme, daß die räumlich höher aufgelösten NOAA-AVHRR Daten der 1D-Modellauflösung entsprechen und daher über ein lineares Regressionsmodell in Form eines statistischen Upscalings zur Anpassung der Meteosat-Temperaturen an die Modellauflösung einsetzbar sind. Der zentrale Fernerkundungsalgorithmus nutzt die **zuvor** erstellten und regionalisierten Transferfunktionen, um nach folgendem Schema dem IR-Temperaturfeld Niederschläge zuzuweisen:

- 1) Erkennung kalter Wolkenminima (Strahlungstemperatur (TB) < 253 K) in jedem kalibrierten IR-Temperaturbild.
- 2) Trennung *regnender* von *nicht regnenden* Temperaturminima durch Anwendung der Diskriminanzfunktion (vgl. B).
- 3) Weitere Unterscheidung regnender Minima in „junge Gewitter“ und „reife Gewitter“ unter Verwendung des in (B) berechneten Temperaturgradienten.
- 4) Trennung des Niederschlags „reifer Gewitter“ in konvektiv und stratiform (vgl. B).
- 5) Zuweisung einer konvektiven Regenrate für junge Gewitter (Punkt 3) und konvektive Minima reifer Gewitter (Punkt 4), basierend auf den Funktionen aus Teil A und Teil C.
- 6) Zuweisung einer festen stratiformen Regenrate für Wolkenbereiche, die wärmer als die klassifizierten Temperaturminima, aber kälter als die statistisch aus den Satellitendaten geschätzte Tropopausentemperatur sind.

Die regionale Implementierung der CST für Süd- und Mitteleuropa zeigt jedoch erwartungsgemäß keine zufriedenstellenden Ergebnisse (LIVIZZANI 1990, MARROCU ET AL. 1993, REUDENBACH ET AL. 1999). Als wesentliche Problembereiche treten in den Vordergrund: (1) Die erhebliche quantitative wie qualitative Unterschätzung der stratiformen Niederschläge aufgrund der fehlerhaften Klassifizierung niederschlagswirksamer hoher Bewölkung, was unmittelbar auf die unzureichende

Qualität des implementierten Diskriminanzschemas zur Unterscheidung *regnender* von *nicht regnenden* Wolken zurückzuführen ist. (2) Die problematische Parametrisierung des 1D-Wolkenmodells. Die Bestimmung des Verhältnisses von Wolkenmodellfläche zur Niederschlagsfläche und die gänzlich fehlende Parametrisierung von Windscherung bei gleichzeitiger Annahme eines kontinuierlichen Entrainments führen zu unrealistischen Niederschlagsraten (ADLER & MACK 1984, CARPENTER ET AL. 1998a,b,c).

Zur Abbildung der Vielfalt und Komplexität konvektiver Systeme in den mittleren Breiten ist die der CST zugrundeliegende, konzeptuelle Modellbildung nicht in ausreichendem Maß geeignet. Für Mitteleuropa muß daher ein modifiziertes Modellkonzept entwickelt werden (vgl. REUDENBACH & BENDIX 2000).

3.2.2 Notwendige Erweiterungen der Modellkonzeption für die mittleren Breiten

Die durch konvektive Prozesse in einer instabilen Atmosphäre entstehenden Wolken und die resultierenden Niederschläge sind in den mittleren Breiten in unterschiedlichem Maße abhängig von synoptischen, mesoskaligen und topographischen Faktoren. Dabei treten die zugehörigen Formen konvektiver Bewölkung in nahezu beliebiger Kombination der einzelnen Faktoren auf. Eine grobe genetische Gliederung niederschlagswirksamer Konvektion (LILJEQUIST 1990; HÄCKEL 1993:103ff.) soll helfen, die wesentlichen Elemente einer erfolgreichen Strategie zur fernerkundlichen Erfassung konvektiver Strukturen zu erkennen. Zu nennen sind:

- 1) Luftmassen-induzierte Konvektion.
- 2) Orographisch-induzierte Konvektion.
- 3) Frontal-induzierte Konvektion.

Zu (1): Wesentliches Merkmal des Konvektionstypus ist eine einstrahlungsbedingte Labilisierung der Atmosphäre vom Boden her. Luftmassen-induzierte Konvektion führt im typischen Falle zu Sommergewittern von regional beschränkter Wirksamkeit. Dieser Typ entspricht am ehesten den in der numerischen 1D-Parcel-Modellierung abgebildeten Prozessen. Sowohl die räumliche wie auch die zeitliche Skala ist üblicherweise nicht größer als 1-2 Stunden und wenige Dekakilometer. (LILJEQUIST 1990:191)

Zu (2): Niederschläge aus orographisch-induzierter Konvektion entstehen im Gegensatz hierzu durch die gezwungene Hebung und damit verstärkte Labilisierung feuchtwarmer Luftmassen an orographischen Hindernissen. Einen typischen Raum für derartige Konvektionsprozesse stellen die Alpen, aber auch die Mittelgebirge dar. Auch in diesem Fall ist die Ausdehnung räumlich und zeitlich regional beschränkt und liegt in der Regel bei wenigen Stunden und 50–100 Kilometern.

Zu (3): Völlig anders hingegen sieht die Situation der frontal induzierten Konvektion in den mittleren Breiten aus. Ohne an dieser Stelle im Detail auf die damit verbundenen komplexen Prozesse einzugehen, entsteht die frontale konvektive Niederschlagsbildung überwiegend an Kaltfronten, in denen durch das

Vorrücken der Kaltluftmasse die warme feuchte Luftmasse des Warmsektors durch erzwungene Abkühlung labilisiert wird. Jedoch können auch, in Warmfronten und Okklusionen eingebettet, regional dominante konvektive Prozesse und Starkniederschläge entstehen, die allerdings i.d. R. räumlich und zeitlich deutlich weniger ausgeprägt verlaufen.

HOUZE (1993:211ff.) entwickelt eine allgemeine Modellvorstellung für die kombinierte Entwicklung eines Nimbostratus in Kombination mit hochreichender Konvektion. Dabei ist *prinzipiell kein* Unterschied zwischen tropischen konvektiven Systemen, MCC's, Hurricans oder Frontensystemen der mittleren Breiten festzustellen (HOBBS ET AL. 1980; RUTLEDGE & HOBBS 1984; RUTLEDGE & HOUZE 1987; HOUZE 1989).

Anders als das auch der CST zugrundeliegende Schema der diskreten Unterscheidung konvektiver von stratiformen Niederschlägen anhand eindeutig getrennter aktiver Minima (= konvektiv) und inaktiver kalter Flächen (= stratiform) basiert dieses Konzept auf der einseitigen Kopplung der stratiformen Niederschlagsprozesse im Nimbostratus durch den konvektiv aktiven Kern. Dabei handelt es sich sowohl um die Zufuhr von Eiskristallen als auch um die dynamisierende Wirkung alter restaktiver konvektiver Zellen innerhalb des Nimbostratus. Abbildung 6 zeigt schematisch die Zusammenhänge auf.

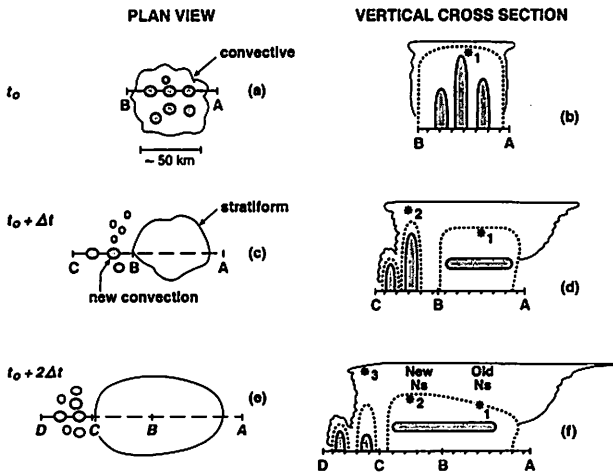


Abbildung 6: Konzeptuelle Modellvorstellung zu einer Vergesellschaftung von Cumulonibus/Nimbostratus Systemen aus HOUZE (1993).

Betrachtet man den idealisierten Weg eines hypothetischen Eiskristalls im konvektiven Updraft-Schlauch (jeweils Abb. 6b, d, f), so wandert es aufwärts und tritt im oberen tropopausennahen Bereich in den Nimbostratus ein. Von dort bewegt es sich langsam nach unten, um an der Nullgrad-Grenze aufzuschmelzen (= bright band im Radarbild) und anschließend als Regen auszufallen. Die Mechanismen, die diesen Vorgang bewirken, können unterschiedlicher Herkunft sein. Im stationären Zustand, d.h. es werden keine relative Wolkenbewegung und keine nennenswerten Windscherungseffekte angenommen, kann das

Eiskristall aus einem alten konvektiven Kern stammen, der als Reliktkern innerhalb eines umgebenen Nimbostratus liegt bzw. diesen zu wesentlichen Teilen ausbildet (vgl. Abb. 6 a+b). Dieser Typ tritt vornehmlich in einigen tropischen Systemen auf. Zieht man nun zusätzlich die Möglichkeiten der Windscherung und der Bewegung des Systems in Betracht, so kann der Eintrag von Eiskristallen in den Nimbostratus durch den resultierenden Advektionsvektor erfolgen (vgl. Abb. 6 c-f). Prinzipiell treten beide Idealtypen auch als kombinierter Typus auf. In den mittleren Breiten, vor allem an Squall Lines, muß in der Regel mit diesem kombinierten Fall gerechnet werden. Durch intensive Windscherung entstehen kontinuierlich neue konvektive Kerne, die ihrerseits Eiskristalle in den Nimbostratus abgeben. Gleichzeitig bleiben alte Kerne in ausgedehnten Wolkenarealen hinter der Front als schwach konvektive Reliktzellen bestehen (vgl. Abb. 6f). Durch die Existenz dieser Relikt-Konvektion wird in der Regel im Nimbostratus ein schwacher vertikaler Strömungsimpuls vorgefunden. Dieser Aufstiegsimpuls und die zugeführten Eiskerne führen zusammen zu signifikant höheren Niederschlägen aus derartig modifizierten stratiformen Wolken.

Basierend auf diesen Überlegungen, wurde das folgende, grundlegende Schema zur Zuordnung von Prozeßphase zu Niederschlagstyp von Cumulonimbus/Nimbostratus Systemen (vgl. Tabelle 5) implementiert. Der Terminus Prozeßphase steht für den empirisch zugeordneten Zustand des lokalen (= relativen) Temperaturminimums des gesamten Cumulonimbus/Nimbostratus-Komplexes. Die Abgrenzung und Quantifizierung der Klassen wird in den nachfolgenden Kapiteln eingehend erörtert.

Tabelle 5: Formale Zuordnung von Niederschlagstypen zu Prozeßphasen des Wolkensystems

Prozeßphase Wolkensystem	konvektiver Niederschlag	stratiformer Nieders. stark	Stratiformer Nieders.normal
Frühphase	Cumulonimbus	-	-
Altersphase	Cumulonimbus	Cumulonimbus/ Nimbostratus	Nimbostratus
Reliktphase	-	-	Nimbostratus

3.3 Die Konzeption und Implementierung des zentralen ECST-Algorithmus

Eine satellitenbasierte Methode zur Erfassung und Quantifizierung frontal-induzierter konvektiver sommerlicher Starkniederschläge der mittleren Breiten muß, basierend auf den vorausgegangenen Überlegungen, eine Kombination verschiedener Problemkomplexe berücksichtigen.

- Vorrangig muß die zu entwickelnde Technik *automatisch* zwischen hochreichenden und ausgedehnten stratiformen Wolkensystemen (üblicherweise Warmfronten) und stark regnenden konvektiven bzw. konvektiv-

stratiformen Wolkensystemen unterschiedlicher Frontogenese (jedoch üblicherweise Kaltfronten) unterscheiden können.

- Das Retrieval sollte die aus lokalen und regionalen Konvektionsprozessen entstandenen Wolkensysteme erfassen können. Hierzu gehören sowohl orographische als auch thermisch-induzierte Konvektionsniederschläge.

Wesentlich ist also die Abgrenzung hochreichender stark niederschlagswirksamer konvektiver Wolkensysteme (Cumulonimbus/Nimbostratus cumulogenitus) von nicht oder nur geringfügig niederschlagswirksamen Wolkensystemen. Wie in Kap. 4 noch eingehender diskutiert wird, gibt es einen starken Zusammenhang von erreichter Wolkenhöhe und Niederschlagsrate in konvektiven Systemen. Die Tropopause stellt für die vertikale Höhenentwicklung konvektiver Wolken eine natürliche Barriere dar. Nur bei sehr hoher verfügbarer potentieller Energie aus dem konvektiven Prozeß gelingt es Gewitterwolken, in die Tropopause einzudringen und diese gleichsam „auszubeulen“ (overshooting tops). ADLER & NEGRI (1988) verwenden in der CST-Implementierung einen *statistischen* Ansatz, um aus den Satellitendaten lokale Tropopausentemperaturen zur Abtrennung *nicht regnender* Temperaturminima (= Cirren) von *regnenden* aktiven Temperaturminima (= Cumulonimben) abzuleiten. Dieses Konzept setzt jedoch weitgehend idealtypische konzentrische Wolkensysteme voraus und ist darüber hinaus physikalisch nur unzureichend begründet.

Jedoch kann auch für die mittleren Breiten postuliert werden, daß hochgradig aktive konvektive Bewölkung immer mit der vertikalen Erstreckung des Wolkensystems bis zur Tropopause verknüpft ist. Die dynamische, möglichst exakte Bestimmung der Tropopausentemperatur kann daher zur erfolgreichen Erfassung derartiger Systeme genutzt werden. Die Analyse der räumlichen Oberflächentemperaturverteilung hochreichender konvektiver Wolkensysteme ermöglicht darüber hinaus eine differenzierte und dynamische Schwellenwertermittlung, die notwendig für deren interne Gliederung ist.

Es kann folglich die Hypothese aufgestellt werden, daß ein an der Tropopausentemperatur orientierter Schwellenwert die zuverlässige Unterscheidung der folgenden Wolkensysteme konvektiver Genese ermöglicht:

- 1) Hochreichende *stark konvektive Bewölkung* von ausreichender räumlicher Ausdehnung, die als aktive Cumulonimbus/Nimbostratus praecipitatio cumulogenitus immer mit Starkniederschlägen im Verbund mit stratiformen Niederschlagsfeldern assoziiert werden kann.
- 2) Hochreichende *gering konvektive Bewölkung* wie die in Warmfronten und Okklusionen häufig eingebettete „shallow convection“. Die prinzipielle Möglichkeit derartige Bewölkung zu erfassen ist wichtig, da auch sie zu stärkeren Niederschlagsbändern innerhalb von Frontensystemen führt und daher explizit in einem automatischen Verfahren behandelt werden sollte.
- 3) Die Erfassung der subskaligen *regionalen und lokalen Konvektionsbewölkung*, soweit dies durch die räumliche Auflösung der geostationären Satellitensensoren physikalisch möglich ist.

Basierend auf diesen grundsätzlichen konzeptuellen Vorstellungen wird im folgenden Teil der Arbeit ein *neuer Algorithmus* entwickelt. Die wesentlichen *Innovationen* sind:

- 1) Die *physikalisch* begründbare Abgrenzung hochreichender, ausgedehnter konvektiver Systeme von lokalen Gebieten subskaliger Konvektion bzw. Konvektion geringerer Dynamik basierend auf der positiven Temperaturdifferenz des WV- und IR-Kanals (TJEMKES ET. AL. 1997).
- 2) Die *autoadaptive* Bestimmung einer regional differenzierten Tropopausen-temperatur, die durch eine dynamische Schwellenwertbildung ein überregionales, *automatisches* Verfahren ermöglicht. In die Ermittlung der relevanten Schwellenwerte fließen Strahlungstransferrechnungen (Kap. 3.3.1) und Ergebnisse aus den Wolkenmodellsimulationen (Kap. 4) ein.
- 3) Die indirekte Abgrenzung der als Einzelzellen interpretierbaren, *isolierten subskaligen Mischpixelminima*, die einen ausreichend großen Temperaturgradienten zu ihrer direkten Umgebung aufweisen, stellt einen erfolgversprechenden Ansatz zur Erfassung und Quantifizierung thermisch und orographisch bedingter, regionaler konvektiver Niederschläge dar.

3.3.1 Die Einbindung des Meteosat-Wasserdampfkanals

TJEMKES ET AL. (1997), nachfolgend referiert als T97, haben gezeigt, daß die Schwarzkörpertemperatur des Wasserdampfkanals ($T_{B_{WV}}$) in Arealen optisch dicker, hochreichender Bewölkung wärmer wird als die Temperaturen der korrespondierenden Schwarzkörpertemperaturen des Infrarot-Kanals ($T_{B_{IR}}$). Die positive Temperaturdifferenz zwischen WV- und IR-Kanal ($\Delta T_{B_{WVIR}}$) deutet folglich auf die Existenz hochreichender, tropopausennaher Bewölkung hin.

Es existieren mehrere Erklärungsansätze für dieses, unabhängig von der geographischen Breite, auftretende Phänomen. So argumentieren OTTENBACHER & SCHMETZ (1994), vorausgesetzt die durch Feuchtigkeit bedingte Absorption innerhalb der Wolke sei zu vernachlässigen, könne die Streuung der Strahlung an Eispartikeln die Ursache für die sogenannten warmen Wasserdampfpixel (WWP) sein. FRITZ & LASZLO (1993) konnten allerdings durch ähnliche Beobachtungen mit Hilfe des *High Resolution Infrared Sounders* (HIRS, Bestandteil des NOAA-TOVS-Sensors) quantitativ belegen, daß es sich um stratosphärische Emission vor dem Hintergrund eines Quasi-Schwarzkörpers in Form hochreichender, dichter Bewölkung handelt. Unter dieser Voraussetzung, so ihre Argumentation, müsse die Stratosphäre deutlich feuchter sein als gemessen.

Bereits zuvor haben einige Untersuchungen den Feuchtetransport in die Stratosphäre, verursacht durch das Durchdringen der Tropopause durch aktive Konvektionszentren, belegt (vgl. PAGE 1982, KLEY ET AL. 1982, ROBINSON 1987). T97 zeigen durch detaillierte Strahlungstransfersimulationen mit FASCOD3 (SNELL ET AL. 1995, ANDERSON ET AL. 1995), daß es sich um stratosphärische Emission vor kalten Hintergründen handelt, die nicht nur in tropischer Konvektionsbewölkung, sondern auch in den Frontensystemen der mittleren Breiten auftreten kann.

T97 verwenden für die Strahlungstransferberechnungen ihrer Studie die tropische, arktische und die Standardatmosphäre der mittleren Breiten (CLOUGH ET AL. 1989). Die Ergebnisse weisen aus, daß ΔTB_{WVIR} bei an der Tropopause anliegenden Wolkensystemen am größten ist und bei Wolkenobergrenzen, die unterhalb bzw. oberhalb der Tropopause liegen, kleiner wird.

Begründet wird dieses Phänomen mit der zunehmenden Abschirmung troposphärischer Strahlung, je höher die vertikale Ausdehnung der Wolke ist. Reicht diese bis an die Tropopause, wird die Strahlung aus der Troposphäre gänzlich blockiert, und ΔTB_{WVIR} nimmt maximale Werte an. Durchdringt die Wolke die Tropopause (overshooting top), nimmt ΔTB_{WVIR} durch Reduzierung der Feuchte oberhalb der Wolke erneut ab. T97 haben die Strahlungstransferrechnungen für die genannten Standardatmosphären und für einen senkrechten Beobachtungswinkel publiziert. Ungeklärt hinsichtlich Erfassung und Abgrenzung der WWP bleiben allerdings die genauen Auswirkungen von:

- 1) dem Beobachtungswinkel des Meteosat, bezogen auf die mittleren Breiten.
- 2) der Verwendung realer feuchtlabiler Atmosphärenprofile für die mittleren und höheren Breiten.
- 3) den Auswirkungen parametrisierter Wolken anstelle von Schwarzkörpern als Strahler.

Diese Fragen müssen vor einer möglichen Nutzung des Wasserdampfkanals untersucht werden. Geeignet für eine derartige Fragestellung ist die inverse Modellierung der zu erwartenden Satellitensignale für entsprechend definierte Bedingungen (AREI 1998).

3.3.2 Strahlungstransfersimulation warmer Wasserdampfpixel über Mitteleuropa

Für die vorliegende Arbeit wurden zur Analyse dieser Effekte im Untersuchungsgebiet mit T97 vergleichbare Simulationsläufe mit dem Strahlungstransfermodell Streamer (KEY & SCHWEIGER 1998) durchgeführt. Als wesentliche Modifikationen zu den Berechnungen von T97 sind die in Kap. 3.4 unter Punkt 1-3 dargestellten offenen Fragen berücksichtigt worden. Im einzelnen sind die auf die mittleren Breiten angepaßte Beobachtungsgeometrie, die Verwendung gemessener Atmosphärenprofile und die Implementierung parametrisierter Wolken unterschiedlicher Genera an Stelle eines Schwarzkörpers zu nennen. Für die geographischen Koordinaten Bonns (7.083 Grad O, 50.566 Grad N und einen Beobachtungswinkel von 54.4 Grad = Meteosat-Blickwinkel) wurden Wolken mit einer Basishöhe von 2 km über Grund und variabler vertikaler Ausdehnung in das konvektive Radiosondenprofil vom 04.07.1994 12 UTC Essen (Kap. 4.2.4) eingefügt. Die Parametrisierung der Wolkeneigenschaften erfolgte nach Werten aus der Literatur für Cumulus Congestus/Cumulonimbus bzw. Cirrus (SCHEMNAUER & ISAAC 1984:269; ZHANG ET AL. 1995: 102; JONES & SLINGO 1996: 1573 ff; TOKAY & SHORT 1996: 355 ff). Als essentielle Parameter gehen in die Streamer-Modellierung der effektive Radius der Wolkentropfen (r_{ew}), der Flüssigwassergehalt in ($g\ m^{-3}$), der effektive Radius der Eispartikel (r_{ei}) und der Anteil der Eisphase in ($g\ m^{-3}$) ein. Tabelle 6 gibt einen Überblick über die verwendeten Daten.

Tabelle 6: Parameterliste für die Strahlungstransfersimulation von Cumulonimben.

Wolken- typ	Temperatur °C (Erdoberfl.)	Emissiv. Erdoberfl.	r_{ew}	Flüssigwasser [g m ³].	r_{ei}	Eisphase [g m ³].
Cumulo- nimbus	30	0.98	10.0	1.1	60.0	0.055

Die parametrisierten Cumulonimben nähern hinsichtlich ihrer Eigenschaften als Strahler mit zunehmender Mächtigkeit den Strahlungseigenschaften eines Schwarzkörpers (Emissivität ≈ 1) an, d.h. es wird keine Strahlung des Erdbodens an die Wolkenoberfläche transportiert bzw. vom Sensor registriert. Zum tiefergehenden Verständnis der zu erwartenden Strahlungseigenschaften von Wasser- und Eiswolken soll vor allem auf FOU & LIOU 1993, EBERT & CURRY 1992, BOERS ET AL. 1996, STEPHENS 1979, STEPHENS & WEBSTER 1984, STEPHENS ET AL. 1984 verwiesen sein.

Weiterhin werden im Transfermodell Streamer die Eigenschaften des Wasserdampfs, Kohlendioxids, Sauerstoffs und Ozons berücksichtigt (KEY & SCHWEIGER 1998:65; TSAY ET AL. 1989). Die fehlende Implementierung der Spurengase in das Modell führt zu einem Fehler der kleiner 0.2 Kelvin ist und für die vorgelegte Studie somit als vernachlässigbar gelten kann (KEY & SCHWEIGER 1998: 65). Zusätzlich nutzt das Transfermodell die in LOWTRAN 7 (KNEIZYS ET AL. 1988) verwendete Parametrisierung der Aerosolverteilung (Sichtweite 50 km; Extinktionskoeffizient, Asymmetrieparameter und Single Scattering Albedo nach Shettle & Fenn 1979).

In einem ersten Schritt wurden zwei Simulationen (vgl. T97) für den WV- und IR-Kanal durchgeführt. Abbildung 7a zeigt die Ergebnisse von T97 für die Tropen und Abb. 7b die eigenen Berechnungen für die mittleren Breiten unter Verwendung der in Tabelle 6 aufgeführten Parameter.

Im Unterschied zu dem FASCOD3-Strahlungstransfermodell, das jede Wellenzahl einzeln berechnet, integriert Streamer bei maximaler spektraler Auflösung jeweils 20 Wellenzahlen. Dies führt zu einer starken Glättung der spektralen Strahlungstemperaturkurven, die jedoch als Mittelwertkurve betrachtet werden kann. Zur besseren Interpretierbarkeit und Vergleichbarkeit mit den T97-Ergebnissen sind die Radianzen mittels der Planck'schen Funktion in Strahlungstemperaturen umgerechnet worden.

In der oberen Bildreihe sind zur Verdeutlichung der Sensitivität der Meteosat-Sensoren die für Meteosat-5 publizierten Filterfunktionen (Abb. 7a hochaufgelöst für FASCOD3, Abb. 7b Mittelwertkurve für Streamer) des IR- (jeweils rechts) und WV- (jeweils links) Kanals dargestellt. Die mittlere Bildreihe zeigt die Strahlungstransfersimulationen für die jeweilige wolkenfreie Atmosphäre, die untere Reihe schließlich die Strahlung mit eingefügtem Strahler. Für die Tropen ist dies ein Schwarzkörper in 17 km Höhe mit der integralen Strahlungstemperatur von 194.8 K, für Bonn ein parametrisierter Cumulonimbus in 12 km Höhe und einer integralen Oberflächentemperatur von 220.1 K.

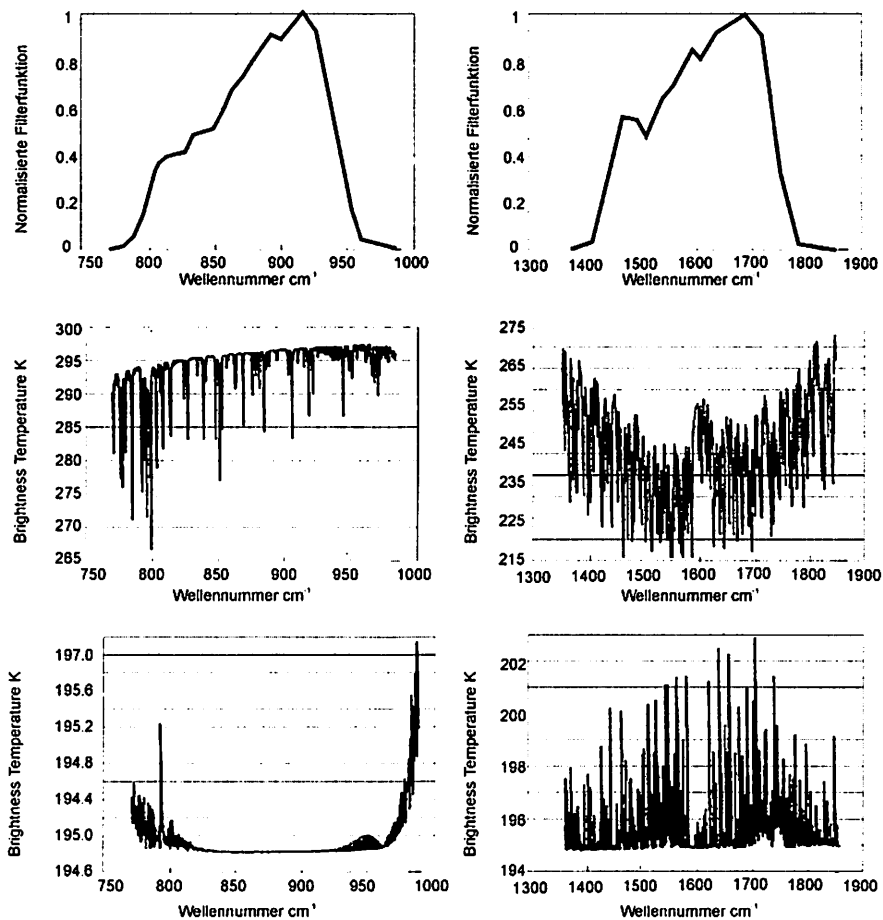


Abbildung 7a Strahlungstransferberechnungen für die tropische Standardatmosphäre. Links IR-Kanal, rechts WV-Kanal. Die obere Bildleiste zeigt die Filterfunktion der Meteosat-Kanäle, die mittlere Leiste die Strahlungstemperaturen bei wolkenfreier Atmosphäre, die untere Leiste die Strahlungstemperaturen bei eingefügtem Schwarzkörper (Quelle: TJEMKES ET AL 1997).

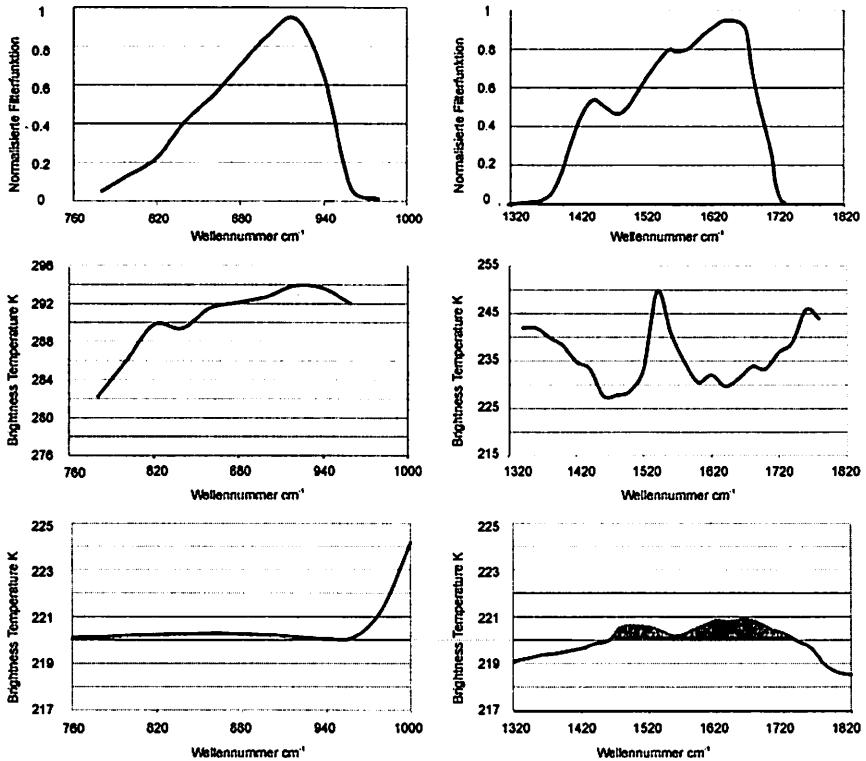


Abbildung 7b: Strahlungstransferberechnungen für die Radiosondierung vom 04.07.1994 Essen, bei angepaßter Beobachtungsgeometrie. Die Bildleisten sind anlog zur Abb. 7a. Abweichend zu dem eingefügten Schwarzkörper, ist in der unteren Bildleiste ein parametrisierter Cumulonimbus verwendet worden (siehe Text).

Sowohl für den Fall der freien Atmosphäre (mittlere Bildleiste Abb. 7a+7b) als auch für das Fallbeispiel mit eingefügtem Schwarzkörper für die tropische Standardatmosphäre (untere Bildleiste Abb. 7a+7b) bzw. den parametrisierten Cumulonimbus für die Atmosphäre vom 4. Juli 1994 für Bonn (untere Bildleiste Abb. 7a.+7b) werden vergleichbare Strahlungstemperaturkurven berechnet.

Hervorzuheben ist in diesem Zusammenhang der deutliche Temperaturüberhang im Wasserdampfkanal, der verantwortlich für die höheren WV-Temperaturen im Vergleich zu den IR-Temperaturen ist (graue Fläche Abb. 7b, u.r.). Durch die Gewichtung mit der jeweiligen Filterfunktion des Meteosat-Sensors kommt der Effekt noch stärker zur Geltung, da die stark ansteigende IR-Temperaturkurve zwischen den Wellenzahlen 960 und 1000 vom Sensor nicht erfaßt wird.

Um das Verfahren erfolgreich in den mittleren Breiten einsetzen zu können, ist es jedoch über diesen Nachweis der prinzipiellen Eignung hinaus von essentieller Bedeutung, eine Vorstellung über das gesamte Kontinuum der Temperaturdifferenzentwicklung eines aufsteigenden Cumulus zu erhalten. Konkret bedeutet dies, zu untersuchen, wie sich die Verteilung der ΔTB_{WVIR} -Temperaturen für $\Delta TB_{WVIR} \geq 0$ gestaltet. Dieser Aspekt ist sowohl für eine zuverlässige Schätzung der Tropopausentemperatur wichtig als auch um die Abgrenzung potentiell konvektiver Wolkensysteme, basierend auf der korrespondierenden Temperaturverteilung im IR-Kanal, zu erreichen. Die Simulation der Abhängigkeit der TB_{WVIR} -Temperatur für einen kontinuierlichen Aufstieg ist in Abbildung 8b dargestellt.

Hier wird deutlich, daß ΔTB_{WVIR} mit ansteigender Wolkenoberfläche synchron ansteigt. An der Tropopause (vgl. Abb. 8b) ist ΔTB_{WVIR} am größten, um anschließend erneut abzunehmen. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von T97 (vgl. Abb. 8a), deren Maximumwert < 1 K beträgt, stellen sich die eigenen Berechnungen für das Essener Profil mit 3.5 K als wesentlich akzentuierter heraus. Deutlich wird ebenfalls die prinzipielle Übereinstimmung der vertikalen Höhenstufe positiver Temperaturdifferenzen (11.5 km -15 km) der simulierten Werte mit den beobachteten Radiosondenmessungen (~ 12 -14 km) (vgl. Abb. 8c).

Die Höhenwerte der Strahlungstransferberechnungen > 15 km Höhe können vernachlässigt werden, da es sich nur um die theoretische Anhebung der Wolkenoberfläche handelt. Dies ist jedoch für die mittleren Breiten irrelevant, da derartig extreme Wolkenhöhen außerhalb der Tropen nicht erreicht werden (vgl. u.a. EBERT & HOLLAND 1992).

Die simulierte Höhe mit maximalen ΔTB_{WVIR} -Werten liegt in einer Höhe von ~ 13 km. Dies ist in guter Übereinstimmung zur Radiosondenbeobachtung, die von 12-13 km eine isotherme Schicht ausweist. Faßt man die Beobachtungen zusammen kann geschlossen werden, daß IR-Strahlungstemperaturen (TB_{IR}), für die gilt:

$$\Delta TB_{WVIR} = \Delta TB_{WVIRmax} \quad (2)$$

mit: $\Delta TB_{WVIRmax}$ = maximaler Temperaturdifferenz $TB_{WV} - TB_{IR}$ (K), auch in den mittleren Breiten als eine erste näherungsweise Schätzung der Tropopausentemperatur (TB_{trop}) betrachtet werden können. Folglich werden Wolkensysteme, die diese Bedingung erfüllen, als Cumulonimbus/Nimbostratus Wolkenkomplex gemäß der konzeptuellen Modellbildung gedeutet.

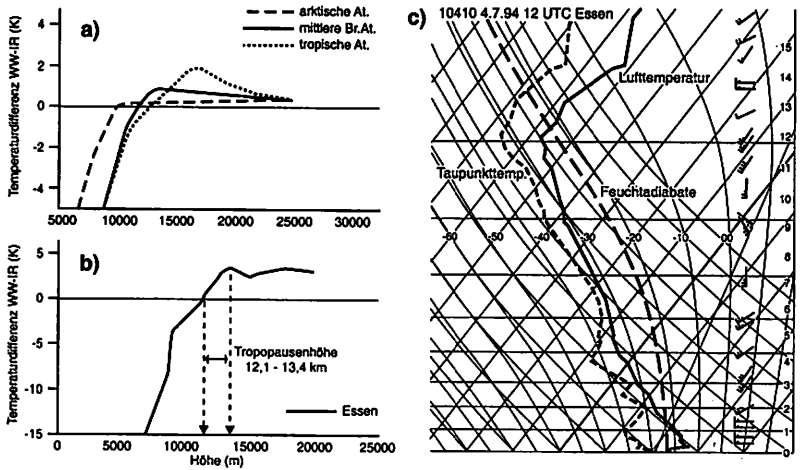


Abbildung 8: a) Abhängigkeit der Temperaturdifferenz ΔT_{WVIR} von der vertikalen Erstreckung des Schwarzkörpers unterschiedlicher Standardatmosphären (Tjemkes ET AL. 1997); b) Abhängigkeit der Temperaturdifferenz ΔT_{WVIR} in Abhängigkeit von der vertikalen Cumulonimbus-Ausdehnung, Strahlungstransfersimulation mit Streamer für die Radiosonde Essen 04.07.1994 12 UT; c) TEMP Profil Essen 04.07.1994 12 UT.

Das Hauptproblem eines pixelweisen Vergleichs beider Kanäle liegt in der operationell erreichbaren Lagegenauigkeit von ± 1 Bildpunkt sowie der Qualität der Datenkalibrierung. Die reale Anwendung auf beide Meteosat-Kanäle läßt aufgrund dieser Fehlerquellen einen statistischen Ansatz zur Bestimmung der konvektiven Temperatursignatur im IR-Kanal (basierend auf den WWP) sinnvoller erscheinen als einen direkten Pixel zu Pixel Vergleich. Den Schwellenwert zur Berechnung der Temperaturdifferenz ΔT_{WVIR} , der das tropopausennahe Temperaturspektrum erfaßt, aus den Satellitendaten selbst zu ermitteln, ist nicht unproblematisch. Dies liegt vornehmlich in der Kalibrierungsproblematik begründet (vgl. Kap. 2.1.2.3).

Durch Senken der WV-Kalibrierungskoeffizienten um 20 – 40 % könnten alle positiven TB_{WVIR} entfernt werden (T97). Üblicherweise liegen die systematischen Kalibrierungsfehler des WV-Kanals jedoch unter 5 % (VAN DE BERG ET AL. 1995). Ähnlich hoch sind die systematischen Kalibrierungsfehler im IR-Kanal (OLSEN 1994, GUBE ET AL. 1996). Um die resultierenden Ungenauigkeiten zu kompensieren wird ein konservativer Schwellenwert auf $\Delta T_{WVIR} \geq 0$ festgesetzt. Wie in der Strahlungstransfersimulationen gezeigt werden konnte, erreicht dieser Wert mit hoher Wahrscheinlichkeit die weitgehende Abschirmung der Ausstrahlung der Erdoberfläche und unteren Atmosphäre.

Vergleicht man nun statt des kontinuierlichen Aufstiegs eines simulierten Wolkenpixels über die Zeit t_n, t_{n+1} die beobachteten ΔT_{WVIR} -Temperaturen eines Zeitschrittes für n Wolkenpixel innerhalb des zugehörigen Meteosat-Bilds für den 4.7.1994 (Abb. 9), so zeigt sich, daß die Verteilung der TB_{IR} -Werte, für die gilt

$\Delta TB_{WVIR} \geq 0$, weitgehend normalverteilt sind (Abb. 9a). Bestätigt wird dies durch den Kolmogoroff-Smirnov-Test auf Normalverteilung bei einem Signifikanzniveau von 0.01. Prinzipiell könnte also der Mittelwert als Maß für die Zentraltendenz verwendet werden.

Überprüft man die auf Basis von FASCOD3 berechnete Temperaturverteilung (Abb. 7a) mit der aktuellen Strahlungstransfersimulation (Abb. 7b), fällt allerdings auf, daß die Minimum- TB_{IR} aus der Satellitenbeobachtung mit 213 K erheblich niedriger ist, als der mit Streamer berechnete Temperaturwert von 220.1 K. Weiterhin liegt der Temperaturwert aus der Strahlungstransferrechnung ca. 3 K über dem beobachteten Tropopausenwert und dies trotz der guten Übereinstimmung der simulierten Wolkenhöhe.

Diese Abweichungen können zu wesentlichen Anteilen durch den Einfluß einer suboptimalen Cumulonimbus-Parametrisierung und die Verwendung der sehr viel trockneren Standardatmosphäre oberhalb des Vereisungspunktes der Radiosonde in 15 km Höhe erklärt werden. Sie dokumentieren folglich die durch die Parametrisierung entstehende Abweichung des invers modellierten Wertes zum beobachteten Satellitensignal. Zudem stellt sich das aus dem Satellitenbild gewonnene Temperatursignal aus der komplexen Struktur des beobachteten Wolkenausschnitts zusammen. Vor allem die Schrägsicht in den Mesoskaligen Wolkenkomplex führt zur Erfassung sehr variabler Temperaturwerte, da diese durch die enorme Dynamik in der tropopausennahen Wolke kleinräumig Temperaturgradienten von mehr als 10 K aufweisen können.

Insbesondere für die Wasserdampf-Temperatur sind die dynamischen Effekte entscheidend bezüglich der Menge des in die Tropopause und Stratosphäre abgegebenen Wasserdampfes. Um eine im statistischen Sinne robuste und dennoch dynamische Ermittlung der Tropopausentemperatur aus der TB_{IR} -Verteilung ableiten zu können, muß ein geeignetes statistisches Maß der IR-Verteilung gefunden werden, das diese Problematik erfaßt und integriert. Die Werte der deskriptiven Statistik aus Abb. 9 sind in Tabelle 7 zusammengefaßt.

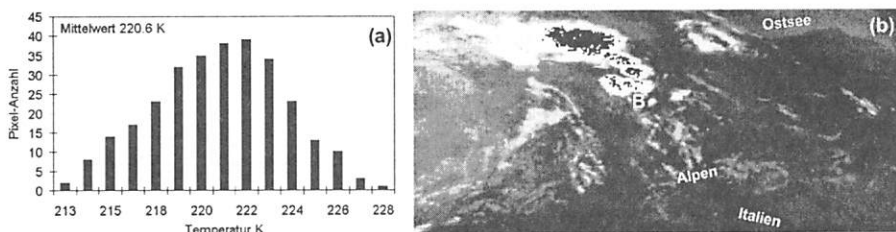


Abbildung 9: a) zeigt die Verteilung der TB_{IR} -Pixel für $\Delta TB_{nvir} \geq 0$. Die IR-Pixel, die $\Delta TB_{nvir} \geq 0$ erfüllen, sind in b) schwarz maskiert. Der Großraum Bonn ist mit einem grauen Kreis markiert. b) zeigt für den 4.7.1994 12 UTC das IR-Bild.

Tabelle 7: Die statistischen Kenngrößen der IR-Temperaturwerte aus Abb. 9b.

Kenngröße	Wert
Modalwert	222,0 K
Mittelwert	220,6 K
Median	220,9 K
Standardabweichung	3,0 K
Schiefe	-0,2
Kurtosis	-0,5
Minimum	213,1 K
Maximum	227,8 K
Anzahl	292

Zur Bestimmung der tropopausennahen konvektiven Bildpunkte werden daher in einem weiteren Schritt die univariaten statistischen Kenngrößen der TB_{IR} -Verteilung aller Pixel mit $\Delta TB_{WVIR} \geq 0$ berechnet und in Klassen von 1 K zusammengefaßt. Da aufgrund der Kalibrierungsproblematik und der bereits vorgenommenen Gruppierung der Daten in 0.5 K-Klassen (vgl. Kap 2.1.2.1) im operationellen Anwendungsfall nicht überprüft werden kann, ob die Verteilung der Temperaturwerte *innerhalb* der Klassen einer Normalverteilung folgt, eignen sich die üblichen Tests auf Normalverteilung (z.B. der Kolmogorov-Smirnov-Test oder Shapiro-Wilks-Test) zur Überprüfung der Verteilungsannahme nur in Ausnahmefällen.

Ein einfaches Maß zur Beurteilung einer unimodalen Verteilung hinsichtlich ihrer Normalverteilung stellt die Schiefe dar. Um einen Überblick über die Spannweite des Schiefemaßes zu erhalten, wurden die Kennzahlen der Schiefe von n TB_{IR} Verteilung aller i Pixel, für die gilt $\Delta TB_{WVIR} \geq 0$, des Juli 1997 ($n=1107$; $i= 3.931.045$) ermittelt. In Abb. 10 ist das Streudiagramm der Kennzahlen dargestellt.

Es zeigt sich, daß extreme Schiefewerte nicht vorkommen. Der Mittelwert der absoluten Schiefewerte ($|\gamma|$) liegt im Mittel unter 0.5. Für genügend große Fallzahlen je Gruppe ($n \geq 10$) darf durchaus eine Normalverteilung bis zu einem Schiefewert von $|\gamma| = 1.0$ angenommen werden (HECKER ET AL. 1997).

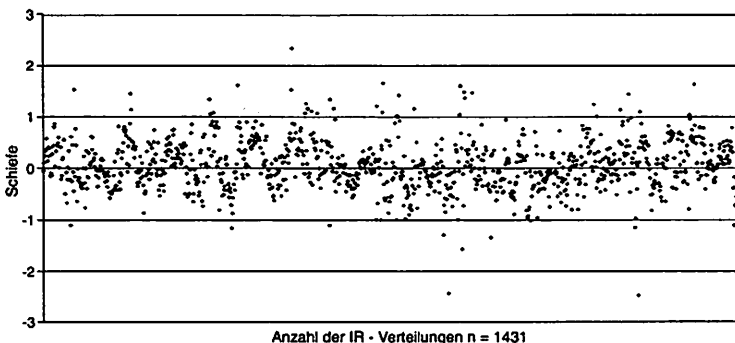


Abbildung 10: Streudiagramm des Schiefemaßes für alle TB_{ir} -Verteilungen im Juli 1997.

Bedingt durch die hohe Spannweite der Temperaturverteilung und die hohe Anzahl an Einzelwerten, die in diese Verteilung eingehen, liegt die mittlere Abweichung des Medians vom arithmetischen Mittel bei ca. 6 K. Somit muß der Median vorzugsweise als geeignete Maßzahl für die Zentraltendenz der T_{BIR} Verteilung gelten.

Untersucht man für dasselbe Zeitintervall die Verteilung der absoluten T_{BWVIR} -Werte, für die gilt $\Delta T_{BWVIR} \geq 0$, zeigt sich in eindeutiger Übereinstimmung zu den Strahlungstransferberechnungen, daß die maximalen ΔT_{BWVIR} -Temperaturen für die kältesten T_{BIR} auftreten (Abb. 11).

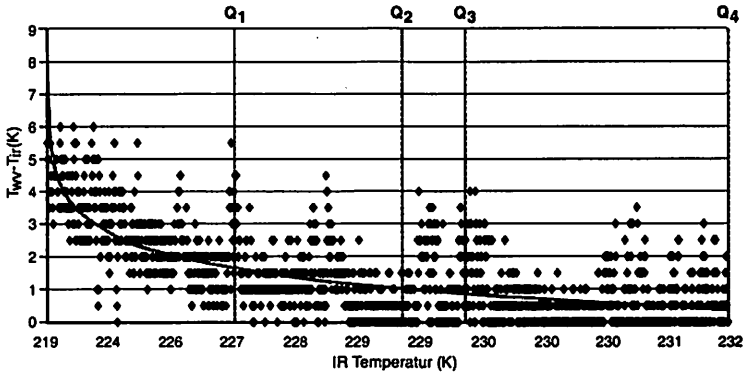


Abbildung 11: Streudiagramm der IR-Temperaturen und der korrespondierenden ΔT_{BWVIR} -Werte.

Sehr gut sichtbar ist die deutliche Erhöhung der ΔT_{BWVIR} -Werte innerhalb des 1. Quartils (Punkt $Q_1 = 217.4$ K). Zur Minimierung der genannten Fehlerquellen kann folglich der Wert des 1. Quartils Q_1 der Temperaturverteilung des beobachteten Bildausschnitt als gute Annäherung an den mittleren Temperaturwert der Tropopause betrachtet (T_{trop}) werden. Zur Überprüfung dieser Annahme werden aus dem Satellitenbild die nach diesem Verfahren ermittelten T_{trop} -Temperaturen mit Radiosondenmessungen verglichen (Abb. 12).

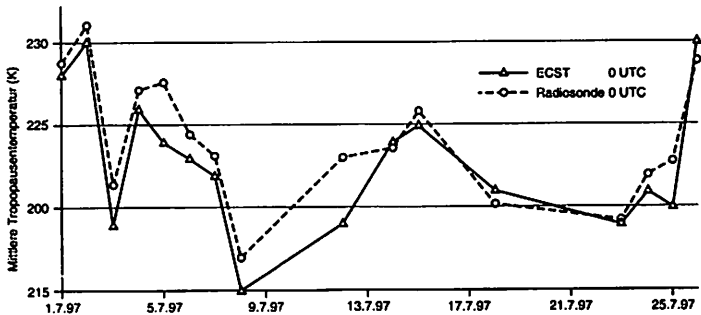


Abbildung 12: Vergleich von satellitenbasierter Tropopausentemperaturschätzung im Vergleich zu korrespondierenden Radiosondierungen. Betrachtet wird jeweils der 00 Uhr UTC Termin. Die verwendeten Radiosondenstandorte waren zweifelsfrei unter der Wolkendecke lokalisierbar.

Für diesen Vergleich werden die satellitenbasierten mittleren Tropopausentemperaturschätzungen (T_{top}) für das gesamte Untersuchungsgebiet nördlich der Donau und der mittlere Tropopausentemperaturwert aus Radiosondenaufstiegen, die eindeutig unter der Wolkendecke lokalisierbar sind, verwendet. Der Verlauf und die Quantität der Temperaturganglinien zeigt ein sehr hohes Maß an Übereinstimmung. Der auf dem 0.01 Niveau signifikante Korrelationskoeffizient beträgt $r=0.94$. Es kann also davon ausgegangen werden, daß der ermittelte Schwellenwert Q_1 einen geeigneten Schätzwert für die Tropopausentemperatur darstellt.

Es bleibt jedoch zu prüfen, inwieweit das Schema *niederschlagsunwirksame*, aber kalte Cirren fälschlich als *niederschlagswirksame* Bewölkung klassifiziert. Analog zu den Strahlungstransfersimulationen für Cumulonimben werden zu diesem Zweck Simulationsläufe für unterschiedlich dicke Cirren durchgeführt (Tab. 8). Abweichend zur Cb-Simulation wird allerdings angenommen, daß die Oberfläche der Cirren in 12 km Höhe (= unterhalb der Tropopause) fixiert ist, und folglich die Zunahme der Schichtdicke abwärts erfolgt (vgl. a. SCHMIDT ET AL. 1995).

Tabelle 8: Parameterliste für die Strahlungstransfersimulation von Cirrus.

Wolkentyp	Temperatur °C (Erdoberfl.)	Emissivität (Erdoberfl.)	r_{el}	Eisphase [g m ³]
Cirrus	30	0.98	120.0	0.055

Der Verlauf der exemplarisch gezeigten Ganglinien (Abb. 13) der Cirren-Oberflächentemperaturen im WV- und IR-Kanal (Radiosondierung Essen 4.07.1994, 12 UTC) weist eine ausgeprägte, kontinuierlich negative Temperaturdifferenz aus. Selbst bei völlig unrealistischen Schichtdicken der Eiswolken von 6 km vertikaler Ausdehnung ist der T_{WV} -Wert kälter als der korrespondierende T_{IR} -Wert. Diese Ergebnisse lassen sich sowohl für abweichende Parametrisierungen als auch für unterschiedliche Atmosphären mit vergleichbaren Ergebnissen wiederholen.

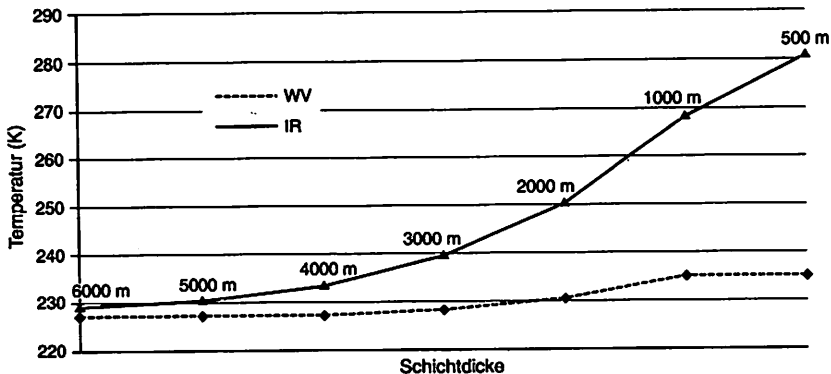


Abbildung 13: Strahlungstransferberechnungen für Cirren (04.07.1994 Essen)

Folgt man diesen Simulationsergebnissen, kann das „Cirrenproblem“, also die Schwierigkeit den Cirrenschirm vom konvektiv aktiven Teil der Wolke im Satellitenbild zu unterscheiden, bei der vorgeschlagenen Implementierung des Wasserdampfkanals wenn nicht als gelöst so doch als grundsätzlich vernachlässigbar gelten. Basierend auf dieser Überlegung, kann der obere Maximalwert der T_{IR} -Temperaturverteilung (Q_4 , Abb. 11) als theoretischer Schwellenwert zur Bestimmung der wärmsten Gebiete aktiver, die Tropopause erreichender, konvektiver-stratiformer Wolkenysteme betrachtet werden.

3.3.3 Entwicklung des operationellen Klassifikationsschemas

Im folgenden Kapitel wird das auf den vorausgegangenen Ergebnissen basierende operationelle Klassifikationsschema entwickelt (Abb. 14). Es beinhaltet im wesentlichen neben den physikalisch aus den Strahlungstransferrechnungen abgeleiteten und statistisch festgelegten Schwellenwerten zusätzliche Informationen über die horizontalen Temperaturgradienten der modellierten Wolkenoberflächentemperaturen, die empirisch aus den in Kap. 4 diskutierten 3D-Wolkenmodellsimulationen abgeleitet sind.

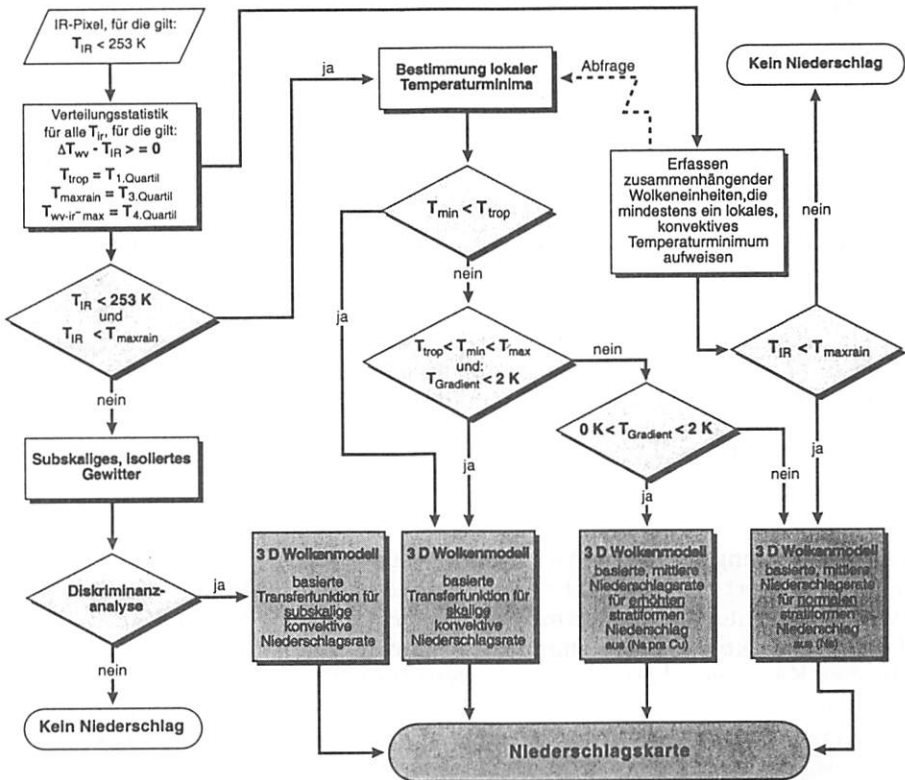


Abbildung 14: Flussdiagramm des operationellen Klassifikationsschemas zur Bestimmung von Niederschlags- und Konvektionsfeldern aus Meteosat-Daten.

Gegliedert ist das Verfahren in zwei unterschiedliche Teile. Im ersten Teil werden die skaligen konvektiven Wolken und Niederschlagssysteme gemäß der ECST-Methode behandelt. Im zweiten Teil werden die in Teil 1 indirekt identifizierten Temperaturminima nach einer modifizierten und regionalisierten CST-Methode auf ihre Niederschlagswirksamkeit überprüft, und anschließend wird entsprechend Kap. 4.3.2 eine Niederschlagszuweisung unternommen.

3.3.3.1 Klassifikationsschema der skaligen konvektiven Bewölkung

Die Bedingung $\Delta TB_{WVIR} \geq 0$ wirkt als Eingangsschwellenwert zur Begrenzung der korrespondierenden TB_{IR} -Temperaturspannweite. Im Meteosat-IR-Temperaturbild wird der wärmste IR-Temperaturwert, für den gilt:

$$\Delta TB_{WVIR} \geq 0 \quad (3)$$

als maximaler (wärmster) Temperaturwert der Verteilung zugelassen. Alle kälteren TB_{IR} , für die gilt:

$$TB_{IR} < TB_{IRMax} \quad (4)$$

werden als *potentielle konvektiv-stratiforme* Wolkenkomplexe *vorklassifiziert*. Innerhalb des so ausgewiesenen Temperaturfeldes wird anschließend nach lokalen TB_{IR} -Minima ($TB_{IRLokal}$) gesucht, die falls

$$TB_{IRLokal} < TB_{IRMax} \quad (5)$$

erfüllt ist, als *regnende Wolke* klassifiziert werden. Falls für das lokale Minimum gilt:

$$TB_{IRLokal} < T_{Trop} \quad (6)$$

wird $TB_{IRLokal}$ als *aktiver konvektiver Cumulonimbus* klassifiziert. Falls jedoch

$$TB_{IRLokal} > T_{Trop} \quad (7)$$

erfüllt ist, wird zur Abschätzung des Entwicklungszustands der Temperaturgradient (T_{Grad}) von $TB_{IRLokal}$ zu den räumlich benachbarten Temperaturwerten berechnet. $T_{grad\ ij}$ des lokalen Temperaturminimum T_{ij} berechnet sich wie folgt:

$$T_{grad\ i, j} = \frac{T_{i-1, j} + T_{i-2, j} + T_{i+1, j} + T_{i+2, j} + T_{i, j-1} + T_{i, j+1}}{6} \quad (8)$$

Die Betrachtung zweier benachbarter Zeilenwerte auf jeder Seite des Minimums resultiert in der beinahe doppelt räumlichen Auflösung des Sensors in West-Ost-Richtung. Ist der ermittelte Gradient größer 1 K (vgl. Kap. 3.3), wird $TB_{IRLokal}$ als aktiver Cumulonimbus (= konvektiver Niederschlag), umgekehrt als alter Kern, eingebettet in Nimbostratusbewölkung (= maximaler stratiformer Niederschlag aus Nimbostratus), klassifiziert. Für alle aktiven Kerne (lokale Temperaturminima) werden aus dem 3D-Modell abgeleitete konvektive Niederschlagsraten gemäß der beobachteten Wolkenoberflächentemperatur berechnet und zugewiesen. Die als Nimbostratus cumulogenitus klassifizierten Pixel erhalten die, ebenfalls aus den 3D-Modellläufen ermittelte, maximale stratiforme Niederschlagsrate (vgl. Kap. 4.3.1). Im Anschluß an die Klassifizierung

der lokalen Temperaturminima im räumlichen IR-Temperaturbild wird in konzentrischen Kreisen die Umgebung der aktiven Minima in zusammenhängende Temperaturfelder zusammengefaßt, die als *potentiell niederschlagswirksame stratiforme Wolkeneinheit* klassifiziert werden falls

$$TB_{IR} < TB_{IRMax} \tag{9}$$

erfüllt ist. Zur robusteren Abgrenzung potentiell nicht regnender Pixel wird aufgrund der bereits diskutierten Kalibrierungsunsicherheiten und zur Eliminierung von Ausreißerwerten der für die Bildung der Wolkeneinheiten verwendete Schwellenwert TB_{IRMax} in Bezug auf die Lage der Verteilung modifiziert. Als geeignetes Streuungsmaß des Medians (Q2 Abb. 11) gilt der Quartilsabstand (Q3, Abb. 11). Addiert man zum Median den Quartilsabstand, so werden die kältesten 75 Prozent aller TB_{IR} -Merkmalswerte erfaßt. Dieser Wert wird als oberer Schwellenwert für regnende Wolkenpixel verwendet. Die Verwendung des im Vergleich zu TB_{IRMax} konservativen 75. Perzentils als Schwellenwert kann durch die in Abbildung 15 dargestellte Verteilung der TB_{IR} verdeutlicht werden. Aufgetragen ist die Verteilungskurve der in 1 K-Klassen gruppierten Temperaturwerte aller TB_{IR} -Merkmalswerte des Juli 1997 (vgl. a. Abb. 11).

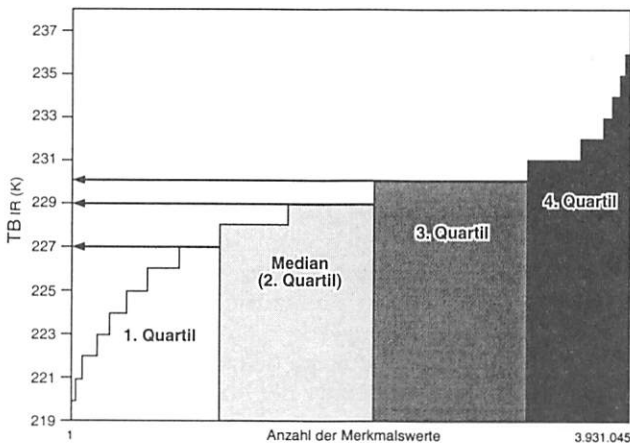


Abbildung 15: Akkumulierte Verteilung der TB_{IR} -Werte, für die gilt: $\Delta TB_{WVTR} > 0$. Datengrundlage sind sämtliche TB_{IR} des Juli 1997.

Analysiert man den Verlauf der Verteilung der TB_{IR} -Werte, so fällt innerhalb des 1. Quartils ein gleichmäßiger Anstieg bei homogenem Besatz der Klassen mit Merkmalswerten auf, während im 4. Quartil ein vergleichsweise abrupter Anstieg mit schnell abnehmendem Besatz der Klassen zu verzeichnen ist. Der gleichmäßigen Besetzung der Klassen mit Merkmalswerten im 1. Quartil kann als Ursache das Eindringen konvektiver Wolken in die Tropopause zugrunde gelegt werden. Abbildung 15 läßt in Übereinstimmung zu den Strahlungstransferrechnungen die Annahme zu, daß die resultierenden Temperaturbeobachtungen innerhalb des 1. Quartils als unimodale Normalverteilung angenommen werden dürfen.

Anders deutet die rapide Abnahme der Merkmalswerte etwa ab der Temperaturklasse von 232 K (~85. Perzentil) auf Ausreißerwerte bzw. Fehlbestimmungen durch Lagefehler etc. der einzelnen Kanäle hin. In Abstimmung mit der räumlichen Validierung durch Radarbeobachtungen (vgl. Kap. 5.1.4) wird daher der Schwellenwert für regnende $T_{B_{IR}}$ auf den Wert des 3. Quartils festgelegt.

3.3.3.2 Klassifikationsschema der subskaligen konvektive Bewölkung

Die Klassifizierung der subskaligen Gewitterzellen (= Punkte räumlich und zeitlich eng begrenzter Konvektion) erfolgt nach einem regionalisierten und modifizierten CST-Ansatz (ADLER & NEGRI 1988). Dies ist notwendig, da die Implementierung der aus dem WV-Kanal zusätzlich gewonnenen Informationen aufgrund der zu geringen räumlichen Ausdehnung der subskaligen konvektiven Ereignisse nicht möglich ist. Die hochreichende subskalige Bewölkung wird durch die Mischpixeleffekte als zu warm klassifiziert und bereits durch den Eingangsschwellenwert des in Kap. 3.6.1 erläuterten Verfahrens ($T_{B_{IR3.Quartil}}$) zurückgewiesen. Erfüllen lokale subskalige konvektive Zentren (Einzelpixel) die Bedingung

$$T_{B_{IR3.Quartil}} < T_{B_{IR\ lokal}} < 253\text{ K} \quad (10)$$

kann das aus der CST (vgl. Kap. 3.3.2) stammende regionalisierte Diskriminanzschema adaptiert werden. Es stellt die Trennfunktion zur Unterscheidung regnender bzw. nicht regnender subskaliger Temperaturminima bereit (Abb. 16). Falls das Pixel die Bedingungen für ein regenwirksames Minima erfüllt, wird ihm die in den 3D-Modellrechnungen ermittelte *subskalige konvektive* Niederschlagsrate (vgl. Kap.4.3.2) zugewiesen.

Zur Durchführung der verwendeten empirischen Diskriminanzanalyse mit dem Ziel der Trennung regnender konvektiver Temperaturminima von nicht regnenden Temperaturminima werden Zusatzdaten (NOAA-AVHRR, Regenradardaten und Bodenmessungen) herangezogen. Auf dieser Grundlage wird einmalig in einer Matrix aus der Temperatur des betrachteten $T_{B_{IR\ min}}$ und dem mittleren Temperaturgradienten zur Temperatur der Nachbarpixel erstellt.

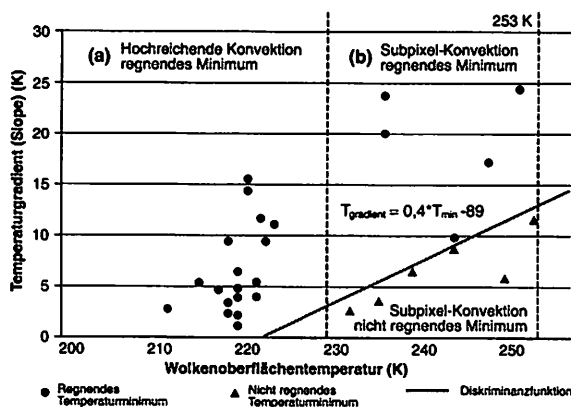


Abbildung 16: Diskriminanzfunktion zur Trennung regnender von nicht regnenden Temperaturminima

Mit Hilfe der zusätzlichen Beobachtungen wird den einzelnen Matrixwerten Regen bzw. kein Regen als Attribut zugewiesen. Der so bestimmte Merkmalsraum wird unter einmaliger Durchführung einer Diskriminanzanalyse mittels einer linearen Trennfunktion in subskalige regnende bzw. nicht regnende $T_{\text{IR-Lokal}}$ unterteilt (vgl. PANOFSKY & BRIER 1969, ADLER & NEGRI 1988). In Abbildung 16 wird die für Mitteleuropa gefundene Diskriminanzfunktion dargestellt. Die zugehörige, lineare Trennfunktion lautet:

$$T_{\text{Tgrad}} = 0.4 \cdot T_{\text{min}} - 89 \quad (11)$$

mit T_{Tgrad} = minimaler mittlerer Temperaturgradient zur Umgebung des lokalen Minimums T_{min} , der als regnend akzeptiert wird. $T_{\text{grad},i,j}$ des lokalen Temperaturminimums $T_{i,j}$ berechnet sich analog zur Gleichung 8. Zur operationellen Unterscheidung regnender von nicht regnenden lokalen Temperaturminima wird die folgende Regel angewandt:

$$T_{\text{grad},i,j \text{ Niederschlag}} > T_{\text{Tgrad}} > T_{\text{grad},i,j \text{ Trocken}} \quad (12)$$

In die Diskriminanzanalyse gehen ausnahmslos skalige und subskalige Ereignisse *isolierter* konvektiver Wolkensysteme verschiedener synoptischer Situationen aller Sommermonate im Untersuchungsraum ein. Die resultierende empirische Diskriminanzfunktion kann daher näherungsweise als gültig für das gesamte Raum-Zeit-Intervall der Untersuchung angesehen werden.

3.4 Zusammenfassung der fernerkundlichen Innovation

Die erreichten Verbesserungen der *Fernerkundungsmethodik* der ECST können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- 1) Es findet durch die Implementierung des Meteosat-Wasserdampfkanals *eine physikalisch-statistisch* basierte Abgrenzung der für frontale sommerliche Starkniederschläge verantwortlichen, *hochreichenden* Cumulonimbus-Nimbostratus-Wolkenkomplexe statt.
- 2) Diese hochreichende, ausgedehnte konvektive Bewölkung kann anhand dynamisch ermittelter Schwellenwerte in aktive Zentren *konvektiver Starkniederschläge*, Zentren *erhöhter stratiformer Niederschläge* (N_s pra Cu) und Gebiete *normaler stratiformer Niederschläge* (in der Umgebung der Cb- N_s -Kerne) differenziert werden.
- 3) Die Erfassung der lokal sehr begrenzten Luftmassengewitter und aller anderen subskaligen konvektiven Wolkenformen erfolgt *indirekt* unter Verwendung der Schwellenwerte für hochreichende konvektive Wolkensysteme (Kap. 3.6.2) und der 253 K-Eiskeimgrenze. Die Bestimmung regnender Temperaturminima wird durch die Implementierung eines regionalisierten Diskriminanzschemas erreicht.
- 4) Für die Niederschlagszuweisung werden für jeden Niederschlagstyp *spezifische Transferfunktionen* (für die einzeln bestimmten Kerne) bzw. feste Mittelwerte (für die umgebenden Wolkeneinheiten), basierend auf *3D-Wolkenmodellrechnungen* (vgl. Kap.4) verwendet.

4 Der Einsatz von Wolkenmodellen zur Bestimmung der Transferfunktion von Wolkenoberflächentemperatur und Niederschlag

4.1 Auswahl eines geeigneten Modellansatzes

Die auf thermischen Infrarot- und/oder Visible-Sensoren basierenden Niederschlagsschätzungen ermangeln des direkten physikalischen Bezugs von Wolkenoberflächentemperatur zu Niederschlagsrate und -gebiet. Die in Kapitel 3.1 zusammenfassend dargestellten Ansätze wenden daher i. d. R. statistische Relationen von Bodenmessungen zu Wolkenoberflächentemperaturen an. Diese Regressionsmodelle werden jedoch auf Raum-Zeit-Skalen (z.B. 2.5 ° Raumraster, 10-30 Tage Zeitintervall) erstellt, die mehrere Größenordnungen über den jeweiligen konvektiven Prozeßskalen (etwa 0.5-3 Stunden) liegen. Das prominenteste der resultierenden Probleme ist die unbefriedigende räumliche und zeitliche Auflösung der Niederschlagsschätzungen bei gleichzeitig sehr eingeschränkter physikalischer Begründbarkeit.

Zur Minimierung dieser Nachteile wurde daher in einzelnen Arbeiten versucht, die Ergebnisse aus numerischen Wolkenmodellsimulationen in die Satelliten-Retrievals einzubinden. GRIFFITH ET AL. (1981) berechneten mit Hilfe eines eindimensionalen Wolkenmodells einen Niederschlagsparameter zur Anpassung einer vorhandenen empirischen Niederschlagsschätzung für Florida an die Niederschlagsbedingungen der High Plains (USA). AM84 untersuchten ein dimensionales Wolkenmodell auf seine grundsätzliche Eignung für den Einsatz in satellitengestützter Niederschlagsschätzung. Sie verwendeten dafür ein modifiziertes 1D-Modell nach SIMPSON & WIGGERT (1969), das die Simulation der konvektiven Wolke innerhalb eines Luftpakets während des Aufstiegs betrachtet (Parcel-Theorie, vgl. A. ZOCK ET AL. 1995).

Ausgangspunkt der Überlegungen, ein numerisches Wolkenmodell zur Niederschlagsschätzung einzusetzen, ist der häufig beobachtete, starke Zusammenhang von erreichter Wolkenhöhe und Niederschlagsrate in konvektiven Systemen (vgl. u.a. ZAWADZKI & RO 1979; NEGRI & ADLER 1981; ADLER & MACK 1986; SCHLESINGER 1990; EBERT & HOLLAND 1992). In einer ersten grundlegenden Untersuchung zur Prüfung der Einsatzfähigkeit eines numerischen Wolkenmodells für ein satellitengestütztes Niederschlags-Retrieval vergleichen ADLER & MACK 1984 die Simulationsergebnisse des 1D-Wolkenmodell eines subtropischen maritimen (Florida) und kontinentalen Radiosondenprofils aus den mittleren Breiten (Oklahoma). Sie kommen zu dem Schluß, daß ein dimensionales Lagrange-Modell prinzipiell geeignet sei, Aussagen über die Wolkenhöhe und Niederschlagsrate innerhalb einer definierten Atmosphäre zu machen. Jedoch weisen sie ausdrücklich (1) auf die erheblichen Unterschiede in den Ergebnissen zwischen den verschiedenen Klimatypen hin und (2) betonen den durch das Konzept des Langrange-Modellansatzes bedingten Mangel, eine physikalisch begründbare Parametrisierung und Implementierung von Windscherungs- und Entrainmenteffekten zu erreichen. Diese Parameter sind allerdings gerade in den mittleren Breiten von übergeordneter Bedeutung (vgl. v.a. GILMORE & WICKER 1998, CARPENTER 1988a/b/c). Daher fordern ADLER und MACK dreidimensionale Wolkenmodellberechnungen, um zumin-

dest eine verbesserte Parametrisierung eindimensionaler Modelle hinsichtlich der Windscherung und Entrainmenteffekte zu erreichen. Die für den subtropischen Klimaraum entwickelte CST stellt auf der Grundlage der AM84 Studie die am weitesten entwickelte Technik dar, die eine IR-Fernerkundungsmethode mit eindimensionalen Modellrechnungen koppelt. MARROCU ET AL. (1993) kommen jedoch als Resultat einer vergleichenden Studie unterschiedlicher IR-Retrievaltechniken (GPI ARKIN 1979; NAWT NEGRI ET AL. 1984; CST ADLER & NEGRI 1988) zu dem Ergebnis, daß die Anwendung aller genannten IR-Techniken im Mittelmeerraum sich als sehr sensitiv gegenüber der regionalen und temporären Variabilität der synoptischen Bedingungen erweist und daher nur unter starken Einschränkungen Relevanz besitzt. NEGRI & ADLER (1993) kommen in einer vergleichbaren Falluntersuchung über Japan zu ähnlichen Ergebnissen. Insbesondere wirkt sich in der japanischen Studie die Unfähigkeit aller Techniken zur Schätzung orographischer, also „warmer“ Niederschläge negativ aus. Hingegen zeigt BENDIX (1997) für Ecuador und Peru in einer Fallstudie über die aus den El Nino Ereignissen 1991/93 resultierenden Niederschlagsmuster, daß die regionale Anpassung der Wolkenmodellparameter und Fernerkundungsmethodik zu zufriedenstellenden Ergebnissen im tropischen Raum führen kann.

Zentrales Problem der Übertragung eindimensionaler Modellrechnungen für die mittleren Breiten bleibt daher die geeignete Parametrisierung der *Windscherung* und des *Entrainments* sowie die Schwierigkeit, den ermittelten Niederschlagsraten ein, der Komplexität überwiegend frontaler Konvektionsgenese gemäßes, gültiges Raum-Zeit Kontinuum der bodennahen Niederschlagsfelder zuordnen zu können. In der vorliegenden Arbeit wird daher der Versuch unternommen, aus repräsentativen, physikalischen Initialbedingungen gemessener Temperatur- und Feuchteprofile (Radiosonden) sowie dem zugehörigen, gemessenen Windfeld (Radarwind) *Flächenniederschläge typischer konvektiver Situationen* der Mittelbreiten durch *idealisierte 3D-Wolkenmodellsimulationen* zu erhalten. Die aus den Modellrechnungen resultierenden Niederschlags- und Temperaturfelder können anschließend in geeigneter Weise in die Satellitentechnik implementiert werden.

In den folgenden Kapiteln wird das Auswahlverfahren für die zur Initialisierung der Modellrechnungen benötigten Atmosphärenprofile entwickelt. Im Anschluß daran werden das verwendete Modell sowie die verwendeten Initialisierungsparameter kurz dargestellt. Weiterhin werden die Ergebnisse und die entwickelte Methode zur Ableitung konvektiver und stratiformer Relationen der Niederschlagsraten und Wolkenhöhen eingehend dargestellt.

4.2 Entwicklung eines objektiven Auswahlverfahrens niederschlagswirksamer, konvektiver Atmosphärenprofile

Die Ermittlung der Niederschlagswirksamkeit von Konvektionsbewölkung wird im vorgestellten Retrieval-Schema anhand von Wolkenmodellrechnungen bestimmt. Da dies nur unter Berücksichtigung der regionalen Parameter erfolgreich sein kann, kommen als primäre Datenquellen zur physikalischen Beschreibung der Atmosphäre an erster Stelle Radiosonden in Betracht (vgl. a. Kap. 2.4.1).

Zur Ermittlung geeigneter Profile, die eine Repräsentanz für die Starkniederschläge der Sommermonate 1994 – 1998 im Untersuchungsgebiet haben, erscheint es naheliegend, ein objektives Auswahlverfahren zu entwickeln. Das Schema soll in reproduzierbarer Weise geeignete Atmosphärenprofile der Periode für die dreidimensionale Wolkenmodellierung aus dem Datenbestand extrahieren. Abbildung 17 stellt den grundsätzlichen Ablauf des entwickelten Auswahlverfahrens dar.

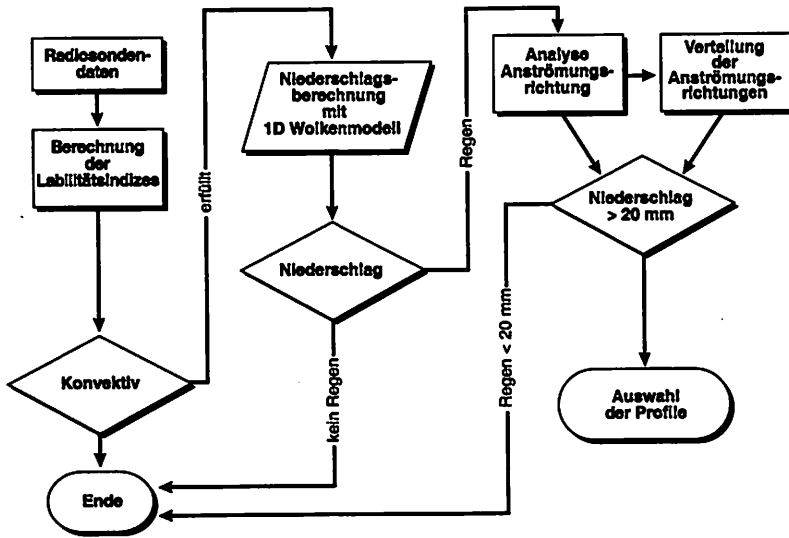


Abbildung 17: Flußdiagramm des objektiven Analyseverfahrens zur Auswahl konvektiver Atmosphärenprofile.

Zunächst (1) werden verschiedene Labilitäts- und Konvektivitäts-Indizes bestimmt. Die Profile (2), die alle Konvektivitätskriterien erfüllen, werden mit Hilfe eines eindimensionalen Wolkenmodells (Zock et al. 1995) hinsichtlich ihrer potentiellen Niederschlagsrate untersucht und in *niederschlagswirksame* bzw. *niederschlagsunwirksame* Profile unterschieden. Für die (3) niederschlagswirksamen Sondierungen werden die zugehörigen Tage und Orte nach ihrer Hauptanströmungsrichtung auf dem 700 hPa-Niveau gruppiert. Schließlich werden (4) die Radiosondenprofile, für die gilt $RR > 20 \text{ mm/h}$ und die der Verteilung der Hauptanströmungsrichtungen entsprechend der zeitlichen und räumlichen Verteilung angehören, zur Initialisierung der dreidimensionalen Modellierung ausgewählt.

4.2.1 Berechnung der Labilitäts- und Konvektivitäts-Indizes

Eine Möglichkeit, aus den Daten der Hauptdruckflächen mit vergleichsweise geringem Aufwand und dennoch zuverlässig die Wahrscheinlichkeit und Intensität heftiger konvektiver Ereignisse abzuschätzen, ist die Berechnung von sogenannten Stabilitäts- bzw. Labilitätsindizes. Es gibt eine Vielzahl solcher Indizes in nahezu beliebiger Komplexität (vgl. u.a. NOAA 1984, DAVIES 1993,

HOUZE 1993; HUMISTON 1999, GIORDANO 1999). Wesentliche Merkmale einer konvektiven, potentiell zu Niederschlag führenden Atmosphäre sind, neben der instabilen Temperaturschichtung, das Feuchteangebot und das zusätzlich durch Windscherung verfügbare Turbulenzpotential.

In einem ersten Schritt wird eine objektive Vorauswahl aller potentiell konvektiven, niederschlagswirksamen Profile aus der Grundgesamtheit aller Radiosondendaten durch die Berechnung von 4 komplementären Indizes erreicht. Im folgenden wird ein knapper Überblick über die verwendeten Indizes gegeben und deren Vor und Nachteile zusammenfassend dargestellt.

Total-Totals (TT)

Berechnung: $VT = (T_{850} - T_{500})$ (13)

$$CT = (Td_{850} - T_{500})$$
 (14)

$$TT = VT + CT$$
 (15)

mit: T = Lufttemperatur (°C), Td = Taupunkttemperatur (°C), xxx = Standardniveau (hPa).

Erfaßt wird mit dem Term VT (Vertical Totals) die statische Stabilität zwischen dem 850 und 500 hPa-Niveau und mit dem Term CT (Cross Totals) zusätzlich die Feuchte auf dem 850 hPa Niveau. Der VT-Wert reagiert empfindlich auf Labilisierung durch kalte Höhenluft und repräsentiert gut die Feuchte- und Stabilitätsbedingungen der mittleren Troposphäre. Ungeeignet ist er jedoch zur Erfassung des bodennahen Feuchteangebots. Ein VT Wert von 40 liegt für die Schicht zwischen 850 hPa und 500 hPa nahe der Trockenadiabate und tritt somit eher selten auf. Als ausreichend für statische Instabilität können VT-Werte ab 26 angenommen werden. In Ergänzung dazu müssen die CT-Werte mindestens um 18 liegen, um Konvektion zuzulassen. Wichtig ist jedoch der integrale Wert TT. Hier ist ab Werten von 45 eine Gewitterentwicklung möglich, und ab Werten von 55 muß mit schweren Gewittern gerechnet werden.

KO-Index (KO)

Berechnung: $KO = \frac{Teq_{700} Teq_{500} \cdot Teq_{850} \cdot Teq_{1000}}{2}$ (16)

mit: T_{eq} = Äquivalentpotentielle Temperatur (K).

Der KO-Index erfaßt die potentielle Labilität der gesamten Luftmasse, der unteren und mittleren Troposphäre. Negative Werte bedeuten eine feuchtlabile Schichtung. Zur Auslösung konvektiver Prozesse muß jedoch ein Hebungsantrieb erfolgen (z.B. Thermik, dynamische Hebung an der Trogvorderseite). Da dies in den mittleren Breiten häufig der Fall ist, ist der KO-Index ein wertvolles Hilfsmittel zur Abschätzung der potentiellen Konvektionsneigung.

Showalter-Index (SI)

Berechnung: Trockenadiabatische Hebung eines Luftpakets vom 850 hPa Niveau bis zum Hebungskondensationsniveau (HKN), dann feuchtadiabatische Hebung bis zum 500 hPa-Niveau. Somit berechnet sich der Showalter Index gemäß:

$$SI = (T_{u_{500}} - T_{p_{500}}) \quad (17)$$

mit: T_U = Umgebungstemperatur (°C), T_P Paket Temperatur (°C).

Der Showalter-Index faßt den Feuchtigkeits- und Temperaturverlauf des mittleren Troposphärenstockwerks integral zusammen. Er ist ein verlässliches Labilitätsmaß, falls ein ausreichendes Feuchteangebot bei labiler Schichtung im unteren Bereich der Atmosphäre vorhanden ist (vgl. KO-Index).

K-Index (KI)

Berechnung:
$$KI = (T_{850} + Td_{850} - T_{500} - Tdiff_{700}) \quad (18)$$

mit: $Tdiff$ = Taupunktdifferenz (°C).

Der K-Index vereint als kombinierter Index den Temperaturgradienten mit der vertikalen Ausdehnung und Quantität der bodennahen Feuchte. Werte über 35 können als sicherer Hinweis für hohes Potential zur Gewitterbildung betrachtet werden. Tabelle 9 gibt einen Überblick über die verwendeten Schwellenwerte zur Abgrenzung potentiell labiler, zu Gewittern neigender Atmosphärenprofile der einzelnen Indizes.

Tabelle 9: Schwellenwerte der Labilitäts-Indizes zur Abgrenzung pot. Konvektiver Atmosphärenprofile.

Index	Wert
Total-Totals	> 53
KO-Index	< 2
Showalter-Index	> 0
K-Index	> 30

Falls für ein Profil alle Schwellenwerte erfüllt sind, wird die Radiosondierung als potentiell konvektiv klassifiziert und geht in die weitere Analyse unter Verwendung des eindimensionalen Wolkenmodells ein.

4.2.2 Analyse der Niederschlagswirksamkeit feuchtlabiler Radiosondenprofile mit Hilfe eines 1D-Wolkenmodells

Grundlage der Untersuchung zur Niederschlagswirksamkeit der ausgewählten Profile ist ein einfaches eindimensionales Wolkenmodell. Wegen der Berücksichtigung der empirisch auf die mitteleuropäischen Atmosphärenbedingungen angepaßten Initialparameter des 1D-Modells (vgl. Kap. 2.4.2) ermöglichen die Modellrechnungen den relativen Vergleich der Niederschlagsquantitäten der ausgewählten Radiosondendaten. Aus den resultierenden 653 potentiell konvektiven Radiosondenprofilen (gemäß Kap. 4.2.1) verbleiben 369 Datensätze,

die einen theoretischen mittleren Niederschlag von mehr als 0.001 mm/h auf einer Fläche von 100km² aufweisen. Bereinigt man diese um die Ergebnisse, die einen Niederschlag unter 0.1 mm/h ausweisen, reduziert sich die endgültige Zahl auf 304 niederschlagswirksame Profile. Die modellierten Niederschlagsintensitäten sowie die Verteilungsfunktion der nach Monaten geordneten Modellrechnungen sind in Abbildung 18a) bzw. 18b) dargestellt.

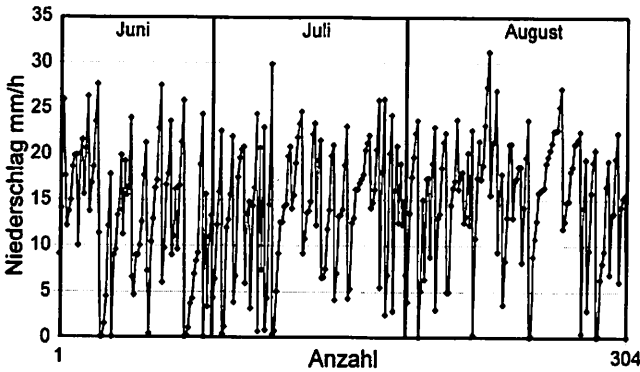


Abbildung 18: a) Frequenzgang der Niederschlagsraten der 304 regnenden Radiosondenprofile (Monate).

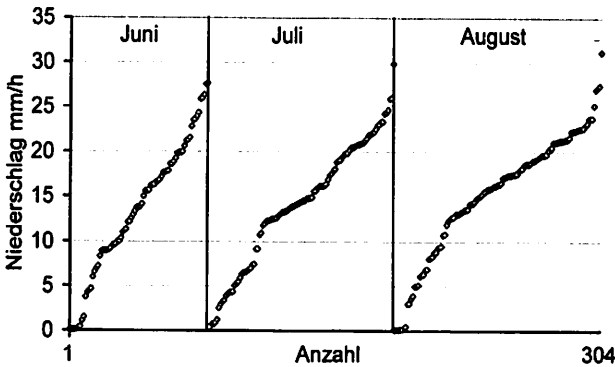


Abbildung 18: b) Akkumulierte Häufigkeitskurve der Niederschlagsraten unterteilt nach Monaten.

Die Niederschlagswerte der einzelnen Monate sind jeweils normalverteilt. Der mittlere Niederschlag aller Modellläufe beträgt 14.4 mm/h. Die Differenzierung nach Monaten zeigt jedoch eine Zunahme der mittleren Niederschläge von Juni mit 13.4 mm/h über Juli mit 14.0 mm/h bis hin zum August mit 15.2 mm/h. Signifikant höher ist die Zahl der Profile in den Monaten Juli (109) und August (119) gegenüber dem Monat Juni (79). Allerdings wird dies überwiegend durch die in diesen beiden Monaten weit über dem Mittel liegende Anzahl der beiden Stationen in der Po-Ebene (Milano Linate, Udine) bewirkt.

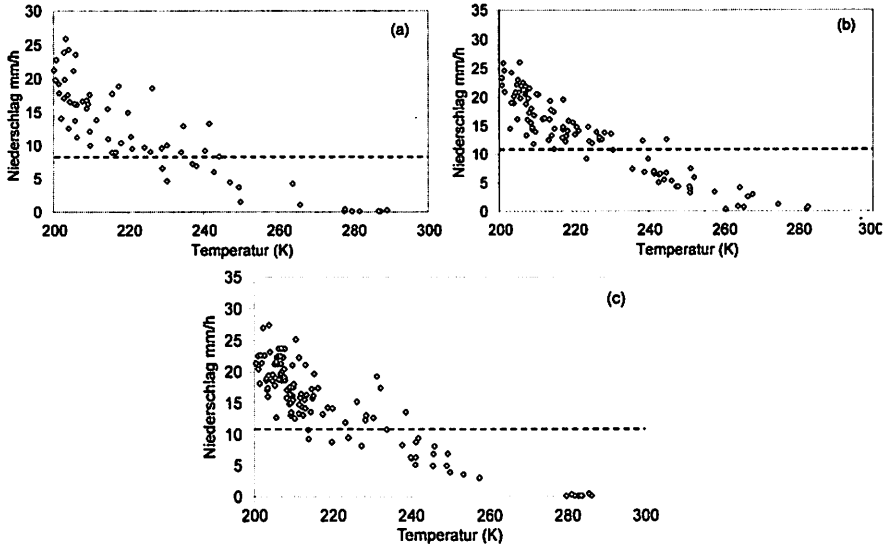


Abbildung 19: Streudiagramme der Monate Juni (a), Juli (b) und August (c) für die Wolkenoberflächentemperatur (Aufstiegshöhe Paket) gegen die Niederschlagsrate.

Betrachtet man die akkumulierten Häufigkeitsverteilungen (Abb. 18b), so fallen die im unteren Drittel sichtbaren Diskontinuitäten im Kurvenverlauf auf. Im Juni liegt dieser Punkt etwa bei 8.5 mm/h, im Juli und im August bei etwa 10.5 mm/h. Vergleicht man diese Beobachtungen mit den Streudiagrammen von Wolkenoberflächentemperatur und Niederschlagsmenge (vgl. Abb. 19 a-c), zeigt sich eine auffallende Übereinstimmung mit dem Temperaturbereich etwa zwischen 230 und 240 K. Wie in den Strahlungstransferberechnungen (Kap. 3.5) zur Schwellwertbestimmung der tropopausennahen konvektiven Bewölkung gezeigt wurde, ist dies genau der Temperaturbereich, in dem die wärmsten IR-Werte, für die gilt $\Delta T_{\text{WVIR}} \geq 0$, vorkommen.

Es liegt also der Schluß nahe, in einer ersten qualitativen Einordnung die Regenraten unterhalb dieser „Diskontinuität“ diese subskaligen konvektiven Zentren zuzuordnen. Die Werte oberhalb der beschriebenen Diskontinuität hingegen können als Niederschlagswerte aus hochreichender, ausgedehnter Konvektionsbewölkung interpretiert werden. Berücksichtigt man diese groben, empirisch bestimmten Schwellenwerte, so ergibt sich eine Modifikation der mittlere Niederschlagsintensität aus den 1D-Modellläufen für tropopausennahe konvektive Bewölkung um 3.7 mm/h auf 18.1 mm/h.

4.2.3 Analyse der Hauptanströmungsrichtung niederschlags-wirksamer Profile

Um zu einer räumlich und zeitlich repräsentativen Auswahl von Radiosondenprofilen der gesamten untersuchten Zeitperiode zu gelangen, wurde zunächst ein Vergleich der ermittelten Tage mit der Wetterlagenklassifikation (HESS & BREZOWSKY 1977, GERSTENGARBE ET AL., 1999) vorgenommen. Hierbei konnten

jedoch kein Muster oder etwa signifikante Korrelationen des Auftretens konvektiver Radiosondierungen mit spezifischen Wetterlagen festgestellt werden. Ein einfacher Ansatz analysiert daher, in Anlehnung an die objektive Wetterlagenklassifikation (DITTMANN 1995), die Tage niederschlagswirksamer konvektiver Profile nach ihrer Hauptanströmungsrichtung auf dem 700 hPa-Niveau. Abbildung 20 gibt Aufschluß über die auftretenden Häufigkeiten der spezifischen Anströmungen. Knapp 80 Prozent aller Fälle liegen in der westlichen Hauptdriftrichtung. Mit 54 % ist dabei die Südwestanströmung am häufigsten. Gefolgt wird sie von der Nordwestanströmung mit 24.5%. Die verbleibenden 21.5 % verteilen sich auf Südost mit 12 % und Nordost mit 10%. In die endgültige Auswahl der Profile (Tabelle 13) fließt die aus Abbildung 20 abgeleitete Gewichtung der Anströmungsrichtung und die in Kap. 4.2.2 ermittelte Anzahl konvektiver Profile je Monat ein.

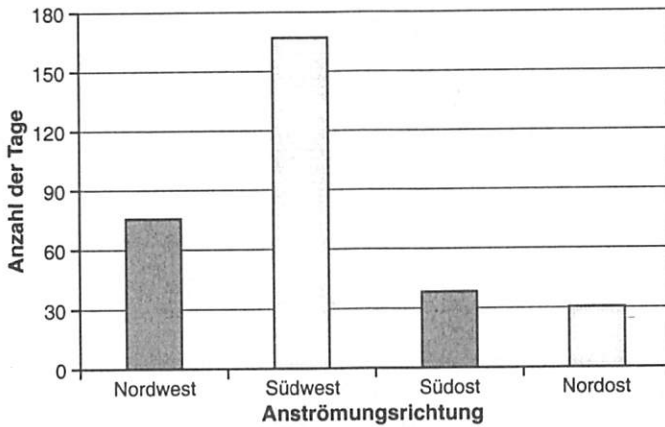


Abbildung 20: Anströmungsrichtungen auf dem 700 hPa-Niveau der 304 niederschlags wirksamen Atmosphärenprofile.

4.2.4 Endgültige Auswahl der für die 3D-Simulation verwendeten Profile

Aufgrund der Modellbildung in Kap. 3, die sich in erster Linie auf hochreichende Cumulonimben-Komplexe bezieht, und gestützt durch die Ergebnisse der 1D-Wolkenmodellsimulationsläufe der vorausgehenden Kapitel, gelangen in die endgültige Auswahl nur die Profile, die eine ausreichende Niederschlagsquantität erreichen.

Daher werden letztlich für die 3D-Simulationsläufe Profile verwendet, die, gewichtet nach der Auftrittshäufigkeit der Anströmung, eine durchschnittliche Niederschlagsrate von $R \geq 20$ mm/h je 100 km² aufweisen. Der Schwellenwert von 20 mm/h wird durch Ermittlung des 3. Quartils aller Niederschlagswerte aus den 1D-Berechnungen (= 19.9 mm/h) und anschließendes Aufrunden gebildet. Damit wird gewährleistet, daß die ermittelten Radiosondenmessungen als repräsentativ für Schwergewitterlagen des gesamten Untersuchungsgebietes gelten können.

Um zu charakteristischen regionalen Werten zu gelangen, wird aus den verbleibenden 75 Radiosondierungen *manuell* eine räumlich und zeitlich weitgehend homogen verteilte Stichprobe gezogen. Berücksichtigt wird hierbei, daß die Ziehung der Stichprobe gewichtet ist nach der in Kap. 4.2.3 ermittelten Anströmungsverteilung und nach der in Kap. 4.2.1 festgestellten Radiosondenanzahl je Monat und Gesamtzahl. Weiterhin wurde bei den ausgewählten Profilen versucht, Sondierungen über den gesamten Tagesgang zu erhalten.

In Tabelle 10 sind die endgültig ausgewählten Radiosondenstandorte, Datum, Zeitpunkt der Sondierung und die Anströmungsrichtung zusammengefaßt.

Tabelle 10: Endgültige Auswahl der Radiosondenprofile

Radiosonde	Länge	Breite	Datum/Zeit UTC	Anströmung
Essen	7.35	57.35	04.07.1994 1200	SW
Payerne	6.57	46.49	21.06.1995 0000	SW
De Bilt	5.11	52.06	09.07.1995 0000	SO
Lindenberg	14.07	52.13	12.08.1996 1800	SO
Emden	7.14	53.23	04.07.1994 0000	SW
Wien	16.22	48.15	25.07.1997 0000	SW
Udine	13.11	46.02	20.08.1998 0000	SW
Dresden	13.41	51.07	21.08.1995 0000	NO
Essen	7.35	57.35	21.08.1997 0000	SW
Wien	16.22	48.15	22.06.1998 1500	NW

Mit diesen Atmosphärenprofilen werden die dreidimensionalen Wolkenmodellberechnungen (vgl. Kap. 2.4.3) initialisiert. Dabei wird von der vereinfachten Überlegung ausgegangen, daß das zuvor entwickelte Auswahlverfahren eine ausreichende Repräsentanz konvektiver Wetterlagen für Mitteleuropa erreicht. Gestützt wird diese Annahme durch das in Abbildung 21 dargestellte Streudiagramm aller niederschlagswirksamen Wertepaare von Wolkenoberflächentemperatur und korrespondierender Niederschlagsrate. Die eingetragene quadratische Regressionsfunktion stellt die optimale statistische Beschreibung dar. Mit einem Bestimmtheitsmaß von $r^2=0.81$ kann von einer sehr hohen Varianzerklärung des Modells gesprochen werden. Auffallend ist auch hier die trotz der hohen Korrelation auftretende Diskontinuität der Punktwolke (gekennzeichnet mit dem grauen Pfeil). Falls die zuvor aufgestellte Hypothese (Kap. 4.2.2) Gültigkeit besitzt, müßten zur Berücksichtigung des Skalenübergangs von subskaligen zu skaligen Wolkensystemen für die jeweiligen Datensätze eigene Regressionsmodelle angepaßt werden. Ungeachtet dieser Problematik zeigt der Ansatz, daß es einen signifikanten sehr hohen Zusammenhang zwischen den niederschlagswirksamen Radiosondierungen in Bezug auf ihre Höhenentwicklung und der Niederschlagswirksamkeit gibt. Da die Auswahl aus einem Zeitintervall der meteorologischen Sommermonate von 5 Jahren für ganz Mitteleuropa getroffen wurde, wird der zuvor erhobene Anspruch auf Repräsentanz der Auswahl als ausreichend begründet angenommen.

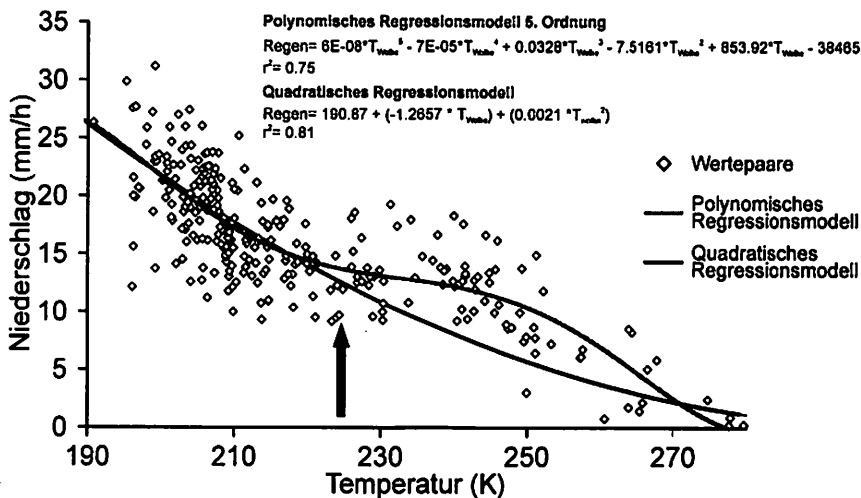


Abbildung 21: Streudiagramm aller 1D-Simulationsläufe mit einem Niederschlag größer als 0.1 mm/h. Eingezeichnet sind die Regressionsfunktionen für die beste Kurvenanpassung (schwarz) und für die beste Anpassung (grau) bei Berücksichtigung der Diskontinuität (Pfeil).

Analog zu dieser Überlegung wird vorausgesetzt, daß die aus den Modellläufen resultierenden meteorologischen Felder im Mittel eine für das gesamte Untersuchungsgebiet repräsentative Matrix von Niederschlagswerten und Wolkenhöhen darstellen. Vor dem Hintergrund der operationellen Anwendung und der klimageographischen Auswertung wird die hierdurch unbedingt entstehende regionale Unschärfe bewußt in Kauf genommen.

4.3 Ableitung des Niederschlags aus den 3D-Wolkensimulationen

4.3.1 Die Bestimmung des Niederschlags für skalige konvektive Ereignisse

Die Bestimmung der Niederschlagsintensität aus den Simulationsergebnissen der ARPS-Simulationsläufe ist ausgerichtet an der zeitlichen und räumlichen Auflösung der Meteosat-Daten. Die Ergebnisse der einzelnen Modellläufe unterscheiden sich hinsichtlich des zeitlichen und räumlichen Verlaufs, der Andauer sowie der Niederschlagsmenge und -intensität erheblich. Dies gilt sowohl für unterschiedliche, initiale Luftblasengrößen als auch für die unterschiedlichen Radiosondenprofile. In Abbildung 22 (siehe Beilage I) sind zur Illustration der Unterschiede die Wolkensimulationen der Radiosonden Udine und Payerne nach 30 bzw. 45 Minuten Realzeit dargestellt. Sie zeigen deutlich den unterschiedlichen Typus und die unterschiedliche Dynamik der einzelnen Läufe. Der prinzipielle Ansatz, diese Simulationsergebnisse in das Retrieval einzubinden, verfolgt die Strategie, aus allen Simulationsläufen, die unter Verwendung der räumlich und zeitlich homogen verteilten Stichprobe hochlabiler feuchter Atmosphärenprofile verteilt über den gesamten Untersuchungsraum erstellt

wurden, einen mittleren Niederschlag und die zugehörige modellierte Wolkenoberflächentemperatur zu bestimmen. Die resultierende Relation wird dann, gemäß dem Ansatz von ADLER & NEGRI (1988), die durch den Satelliten beobachtete Wolkenoberflächentemperatur gekoppelt, um Niederschlagsschätzungen für die aktuelle Situation abzuleiten zu können.

Dieser muß als ein für den gesamten Niederschlagsprozeß des konvektiven Ereignisses gemittelter, integraler Flächenniederschlag des betrachteten Pixels gelten, um in das Retrieval integrierbar zu sein. Zur Integrierung des Skalenübergangs von diskreter Meteosat-Beobachtung zur kontinuierlichem Prozeßmodellierung ist es notwendig, die simulierten bodennahen Niederschlagsfelder in Bezug zur Fläche eines Meteosat-Pixel und hinsichtlich dessen zeitlicher Aufnahme Frequenz als *Raum-Zeit-Integral* des Niederschlagsprozesses zusammenzufassen.

Die wesentlichen Vorzüge der dreidimensionalen Modellsimulation liegen hierbei in der *räumlichen* und *zeitlichen Differenzierbarkeit* der meteorologischen Felder auf einer hinsichtlich des Meteosat subskaligen Auflösung. Damit kann eine deutliche Objektivierung der Erfassung der Niederschlagsintensitäten und -flächen in ihrer dynamischen Entwicklung durchgeführt werden (vgl. a. DOMS 1993, DROEGEMEIER ET AL. 1996, XUE ET AL. 2000). Dieser Zusammenhang gilt analog für die modellierten Wolkenoberflächentemperaturen.

Der entscheidende Nachteil des Lagrange-Modellansatzes, *nicht* gleichzeitig Höherer Streckung und Niederschlag konsistent abbilden zu können, wird durch die 3D-Modellierung überwunden. Folgt man den in Kapitel 3.2 formulierten konzeptionellen Modellvorstellungen für das Fernerkundungsverfahren, so erscheint es sinnvoll, einen Ansatz zu wählen, der mittlere 30-minütige Niederschlagsraten für die in Kapitel 3.3 klassifizierten Niederschlagstypen zur Verfügung stellt. Diese sind:

- a) konvektiver Niederschlag aus einem aktiven *Cumulonimbus* (Cb)
- b) stratiformer Niederschlag aus dem Kernbereich eines *Nimbostratus praecipitatio cumulogenitus* (Ns pra Cu)
- c) stratiformer Niederschlag aus dem Randbereich eines *Cumulonimbus* bzw. *Nimbostratus praecipitatio cumulogenitus*

Basierend auf diesen Überlegungen, wird ein statistischer Ansatz gewählt, um aus den stark variierenden komplexen Simulationsdaten eine einheitliche Transferfunktion für die Niederschlagsschätzung des Satelliten-Retrievals ableiten zu können. Die für Mitteleuropa gültige Gleichung zur Abgrenzung von Starkniederschlag lautet nach WUSSOW (zit. n. STEINHÄUSSER 1968):

mit: h = Regenhöhe (mm), t = Niederschlagsdauer (min). Überschreitet die Niederschlagshöhe h der Zeiteinheit t den tabellierten Wert h , liegt definitionsgemäß ein Starkregen vor.

$$h = \sqrt{5 \cdot t - \left(\frac{t}{24}\right)^2} \quad (19)$$

Tabelle 11: Mindesthöhe h und Dauer t für die Abgrenzung von Starkniederschlägen in Mitteleuropa (Auszug aus: Steinhäusser 1968).

t (min)	5	10	15	20	30	45	60	90
h (mm)	5.0	7.1	8.7	10.0	12.2	14.9	17.1	20

Unter Anwendung der Starkniederschlagsformel werden die minütlichen ARPS-Niederschlagsfelder in die drei o.g. (a-c) Niederschlagsklassen gruppiert, für diese Klassen wird jeweils der mittlere Flächenniederschlag in $\text{km}^2 \text{min}^{-1}$ berechnet. Die Nutzung der Starkniederschlagsformel bietet die Möglichkeit, eine Abgrenzung der Niederschlagsarten bezogen auf die Prozeßdauer vorzunehmen. Daher können für individuelle Modellaufzeiten vergleichbare Abgrenzungskriterien angelegt werden.

Abbildung 23 zeigt die Abgrenzung der beiden Klassen *konvektiver* und *normaler stratiformer* Niederschläge für die Modellläufe (Abb. 23) des Profils Emden (31.07. 1994 00 UTC) und (Abb. 24) Stuttgart (31.07. 1994 00 UTC). Die unterschiedlichen Niederschlagsganglinien kommen innerhalb der Niederschlagsklasse aufgrund von unterschiedlich großen initialen thermischen Luftblasen zustande. In der Grafik sind Modellläufe für Radiusgrößen von 2 (Stuttgart 1.75), 3, 4, 5, 7 und 9 km aufgetragen. Die unterschiedlichen Niederschlagstypen kommen durch die Anwendung des Schwellenwertes von $12.2 \text{ mm}/30\text{min}$ auf die minütlichen bodennahen Niederschlagsfelder zustande. Dargestellt sind demzufolge die arithmetischen Mittelwerte der konvektiven und stratiformen Flächenniederschläge aus den ARPS-Simulationen.

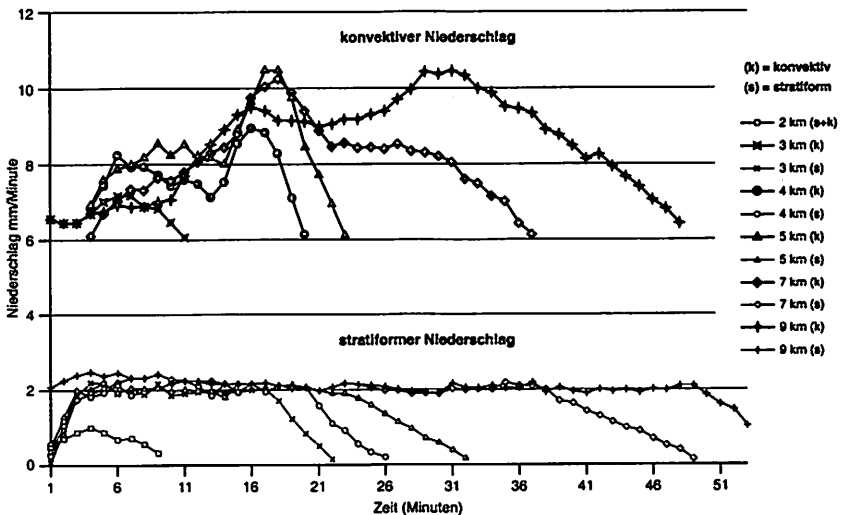


Abbildung 23: Mittlere konvektive und stratiforme ARPS-Flächenniederschläge je Minute für verschieden große, thermische Initialblasen. Emden (31.07. 1994 00 UTC).

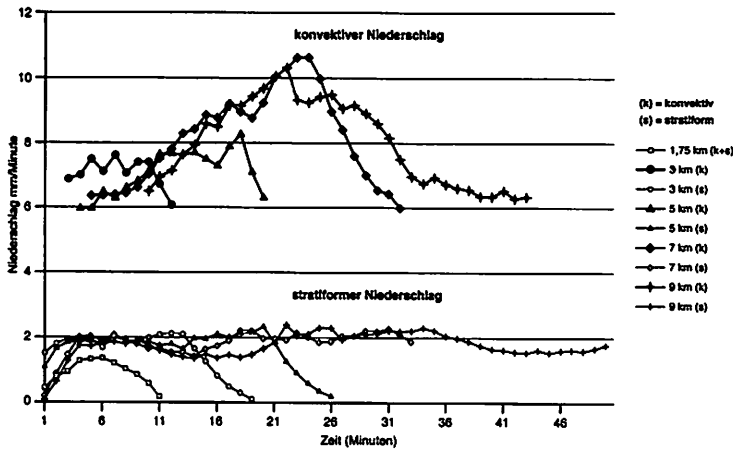


Abbildung 24: Mittlere konvektive und stratiforme ARPS-Flächenniederschläge je Minute für verschieden große, thermische Initialblasen. Stuttgart (31.07.1994 00 UTC).

Aus den gezeigten Grafiken lassen sich die folgenden, essentiellen Zusammenhänge ableiten:

- 1) Die Größe der thermischen Initialblase ist wesentlich für die *Andauer* des konvektiven Prozesses. Erreicht der konvektive Prozeß eine bestimmte zeitliche (und räumliche) Ausdehnung, so ist aus dem Initialimpuls *kein Zusammenhang* zur Intensität des Ereignisses abzuleiten (vgl. auch. KLEMP ET AL. 1981; BROOKS & WILHELMSON 1992. Ab einer Größe je nach Initialisierungsprofil von etwa $r = 4-5$ km wird die maximale Intensität des Niederschlags erreicht werden.
- 2) In der Regel der (15) untersuchten Profile ist ein Bubble-Radius von $r = 1.5 - 2$ km die absolute Untergrenze, um einen stabilen konvektiven Prozeß zu initialisieren. Hier wird deutlich, daß die Initialisierung nicht die „reale“ thermische Auslösung abbildet, sondern nur der Initialimpuls zur Einleitung eines stabilen, andauernden Konvektionsvorgangs ist (KLEMP & WILHELMSON 1978).
- 3) Der stratiforme Niederschlag verhält sich bezüglich seiner Untergrenze stabil, daß heißt, bis auf geringe Schwankungen kann eine Kenngröße für stratiforme Niederschläge unter mitteleuropäischen Bedingungen abgeleitet werden (vgl. hierzu AUCH LENSKY & ROSENFELD 1997, ROSENFELD & LENSKY 1998).
- 4) Auffallend sind die Unterschiede hinsichtlich der beiden Standorte. So sind die konvektiven Ganglinien der DeBilt-Simulationen zweigipfelig ausgeprägt, während im kontinentalen Stuttgart eingipfelige Ganglinien simuliert werden. Darüber hinaus oszillieren die stratiformen Ganglinien in Stuttgart geringfügig, während ihr Verlauf für die küstennahe Simulation sehr gleichmäßig ist (Zur Problematik idealisierter und operationeller Simulationen von konvektiven Prozessen hinsichtlich der Niederschlagsbildung vgl. a. WANG ET AL. 1996, WEISMAN & KLEMP 1982, XUE ET AL. 1998, MICHELSON ET AL. 2000).

- 5) Wichtig für die Ableitung der Niederschlagsraten ist die Beobachtung, daß zunehmende Initialradien die Niederschlagsintensität nicht erhöhen, jedoch den Verlauf des Ereignisses strecken (vgl. u.a. BROOKS 1992a).
- 6) Die modellierte Andauer stratiformer Niederschläge liegt in der Regel etwa um den Faktor 2-3 über der Andauer konvektiver Niederschläge. Es scheint daher sinnvoll, die längere Andauer stratiformer Niederschlagsprozesse in die Schwellwertbildung zu integrieren.

Basierend auf dieser Voruntersuchung, wird eine stärker differenzierende Vorgehensweise zur Ableitung der Niederschlagsraten gewählt. Im Hinblick auf das Scanintervall von 30 Minuten und die Modellbildung wird der Zeitpunkt des maximalen Niederschlags als Lagemittelpunkt der Ganglinie aufgefaßt. Diese Vorgehensweise ist durch die in Kap. 3 postulierte Modellvorstellung begründet, daß, durch die Einbindung des Lebenszyklus, jedes mit konvektivem Niederschlag zu belegenden Temperaturminimum den maximalen Entwicklungszustand des jeweiligen Scanintervalls darstellt. Um die Simulationsprozesse unterschiedlicher Dauer an das feste Meteosat-Scanintervall anzubinden, wird angenommen, daß der Scanvorgang zeitlich auf den Höhepunkt des konvektiven Prozesses zentriert ist (vgl. Abb. 25).

Die Festlegung der Schwellenwerte erfolgt in Anlehnung an die Zeitskala des beobachteten Prozesses und im Hinblick auf die 30-minütigen Scanintervalle des Meteosat. Für den stratiformen Niederschlag wird abweichend (gemäß Punkt 6) eine Prozedurdauer von 1 Stunde angenommen. Der zugehörige Schwellenwert von 17.1 mm/h markiert gleichzeitig die Obergrenze der stratiformen Nieder-

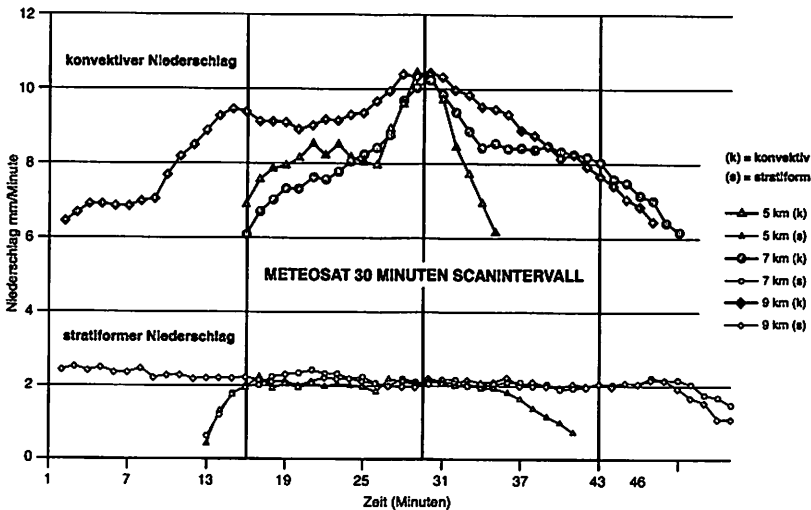


Abbildung 25: Konzeptuelle Modellvorstellung der Kopplung von Meteosat-Beobachtung und ARPS-Simulationsprozeß, dargestellt anhand der Niederschlags-ganglinien verschiedener Modellläufe des Radiosondenaufstiegs Stuttgart (31.07.1994 00 UTC).

schlagsintensität. Gemäß der Modellkonzeption wird dem sekundären Niederschlagsmaximum aus Nimbostratus entsprechend dem konvektiven Niederschlagsmaximum ebenfalls eine kürzere Prozeßdauer zugeordnet. Vornehmlich erklärt sich diese Annahme aus der vertikalen Höhe der Nullgradgrenze und der daraus ableitbaren Fallzeit der Hydrometeore. Durch die unterschiedliche Prozeßdauer bei der Festlegung der Schwellenwerte (vgl. Tabelle 12) entsteht ein weder durch konvektive noch stratiforme Niederschlagsraten erfaßter Anteil des ausfallenden Flüssigwassers des bodennahen Niederschlagsfelds. Dieser Niederschlagsanteil wird der Klasse der erhöhten stratiformen Niederschläge aus dem Kernbereich des Nimbostratus zugeordnet. Tabelle 12 faßt die gewählten Parameter zusammen.

Tabelle 12: Schwellenwerte zur Ableitung integraler Flächenniederschläge für verschiedene Niederschlagstypen aus den mit ARPS berechneten bodennahen Niederschlägen

Niederschlagstyp	Schwellenwert
konvektiv	$> 12.2 \text{ mm } 30 \text{ min}^{-1}$
Stratiform stark	$< 12.2 \text{ mm } 30 \text{ min}^{-1}$
Stratiform normal	$< 17.1 \text{ mm } 60 \text{ min}^{-1}$

Üblicherweise entsprechen die festen Zeitintervalle von 30 und 60 Minuten nicht der realen „Laufzeit“ der aktuellen Simulation. Aus diesem Grund wird für die konvektiven Niederschläge eine Mittelwertbildung durchgeführt, die den Zeitpunkt der höchsten Wolkenausdehnung als Zentrum des 30-minütigen Mittelungsintervalls nutzt. Auf diese Weise wird unter der vereinfachenden Annahme, daß ein konvektiver Kern, der durch den Satelliten erfaßt wird, immer seine maximale Entwicklung erreicht hat, der Niederschlagszeitraum mit dem Beobachtungszeitpunkt des Satelliten verknüpft. Um die so erhaltenen, mittleren konvektiven Niederschläge der ARPS-Einzelzelle (1 km^2) auf die Meteosat-Pixelfläche anzupassen, wird aus der Anzahl der im gesamten Zeitraum als konvektiv klassifizierten ARPS-Zellen die Gesamtfläche bestimmt und mit dem Erwartungswert der Meteosat-Fläche gewichtet. Dies führt zu prozentualen Zu- oder Abschlägen auf den mittleren ARPS-Einzelzellenniederschlag in Abhängigkeit von der Ausdehnungsfläche konvektiver Niederschläge im Wolkenmodell. Analog zu der Berechnung der mittleren konvektiven Niederschlagswerte werden auch die Niederschlagswerte aus Nimbostratus-Kernen (Ns pra Cu) bestimmt.

Etwas abweichend wird bei der Berechnung der normalen stratiformen Niederschlagsrate verfahren. Hier wird die in ARPS berechnete Gesamtfläche stratiformer Niederschläge nicht mit der Meteosat-Pixelgröße gewichtet, da im Satelliten-Retrieval keine individuellen Pixel mit diesem Niederschlag belegt werden. Vielmehr werden dort zusammenhängende Wolkeneinheiten als stratiform regnend gekennzeichnet. Daher repräsentiert der mittlere ARPS-Niederschlag stratiformer Zellen die stratiforme Niederschlagsrate.

Analog zu den bodennahen Niederschlagsfeldern der Simulation werden die Wolkenoberflächentemperaturen ausgewertet. Als Beobachtungszeitpunkt wird die maximale Vertikalausdehnung der Wolke gewählt. Zur Filterung der sporadisch auftretenden numerischen Inkonsistenzen wird ein 5-Minuten-Mittel des ARPS-Wolkentemperaturfelds gebildet. Vereinfachend wird hierbei der Blickwinkel des Meteosat senkrecht zur ARPS-Modellwolke angenommen. Aus den extrahierten 56 Temperaturwerten (56 km²= mittlere Fläche des Meteosat-Pixel im gesamten Untersuchungsgebiet) wird die mittlere Wolkenoberflächentemperatur gebildet. Die Einbeziehung der auf die Fläche des Meteosat-Bildpunktes bezogenen Wolkentemperaturwerte der Modellierung ermöglicht den räumlichen Skalenübergang von der Satellitenbeobachtung auf die prozeßbezogene Modellskala. Wie aus den Modellläufen der Voruntersuchung (Abb. 23, 24) abgeleitet werden kann, beschreiben initiale Luftblasenradien von 3 km, 4 km und 7 km hinreichend genau das Spektrum kontinuierlicher konvektiver Wolkenbildung.

Die Einschränkung auf eine so geringe Anzahl von initialen Thermalblasen wie nötig und die als minimale Anzahl zu erachtende Zahl von 10 Sondierungen wird in erster Linie durch den immensen technischen Aufwand bedingt. Auf einem mit 500 MHz getakteten AMD K6-2 braucht ein Simulationslauf für 2 modellierte Stunden etwa 20 Stunden realer Zeit und produziert ca. 1.5 Gbyte Rohdaten.

Trotz dieser Einschränkung können die Ergebnisse als völlig befriedigend für die Erfüllung der Fragestellung bewertet werden. Die so ermittelten Wertepaare der integralen, mittleren Wolkenoberflächentemperaturen und Niederschlagsraten/30 min werden über einen Regressionsansatz miteinander verknüpft. Insgesamt wurden standardisierte Modellläufe mit 3 km, 4 km und 7 km Initialradius für die 10 in Kap. 4.2.4 tabellierten Radiosondenaufstiege durchgeführt. Abbildung 26 stellt das resultierende Streudiagramm und das verwendete Regressionsmodell dar.

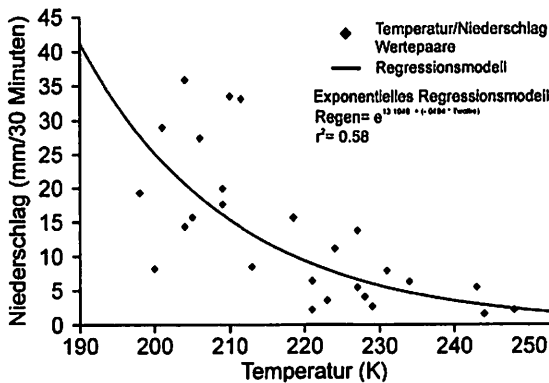


Abbildung 26: Zusammenhang von modelliertem, mittlerem Niederschlag und modellierten Wolkenoberflächentemperaturen.

Die Verteilung der Datenpaare erlaubt mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.58 die Verwendung des exponentiellen Regressionsansatzes in Gleichung 20:

$$R_{kon} = e^{13.1046 + (-0.494 \cdot T_w)} \quad (20)$$

mit: R_{kon} = Konvektiver Niederschlag (mm/ 30min), T_w = Wolkenoberflächen-temperatur (K). Die Zuordnung des konvektiven Niederschlags erfolgt während des Programmablaufs durch Anwendung des Regressionsmodells. Den beiden stratiformen Niederschlagsraten werden die folgenden festen, aus der Mittelwertbildung resultierenden Werte zugewiesen:

$$R_{s,k} = 4.3 \text{ mm } 30 \text{ min}^{-1} \quad (21)$$

$$R_{s,n} = 1.3 \text{ mm } 30 \text{ min}^{-1} \quad (22)$$

mit $R_{s,k}$ = Niederschlag aus *Nimbostratus (Ns pra Cu)*, $R_{s,n}$ = stratiformer Niederschlag aus hochreichenden, niederschlagswirksamen *Cb/Ns-Wolkensystemen*.

4.3.2 Die Bestimmung des Niederschlags für subskalige Konvektion

Zur Berechnung des auf der Subpixel-Skala zugewiesenen Flächenniederschlags (vgl. Kap. 3.6.2) wird ein grundsätzlich vergleichbarer Ansatz verfolgt. Jedoch führt die Tatsache, daß ein konvektives Ereignis von geringer räumlicher Ausdehnung innerhalb eines Meteosat-Pixel auftritt, zu einer signifikant niedrigeren integralen Niederschlagsrate. Basierend auf dieser Überlegung, werden bei der Niederschlagszuweisung für subskalige Ereignisse einige Modifizierungen vorgenommen. Diese sind:

- 1) Zur Niederschlagsberechnung werden nur Modellläufe mit Initialradien bis zu 4 km verwendet.
- 2) Der stratiforme Niederschlag aus *Nimbostratus praecipitatio cumulogenitus* fällt weg.
- 3) Der normale stratiforme Niederschlag wird dem konvektiven Pixel zugerechnet.

Das für subskalige Konvektionsereignisse verwendete lineare Regressionsmodell wird bei einem Bestimmtheitsmaß von $r^2=0.41$ durch Gleichung 23 beschrieben:

$$R_{sub} = 62 + 0.248 \cdot T_{sub} \quad (23)$$

Für die Regressionsanalyse der subskaligen Ereignisse werden ausschließlich standardisierte Modellläufe unter 4 km Initialradius für die 10 in Kap. 4.2.4 tabellierten Radiosondenaufstiege durchgeführt. Im Vergleich zur skaligen Transferfunktion liegen die resultierenden Niederschläge deutlich niedriger.

4.4 Zusammenfassung und Bewertung der Niederschlagsbestimmung aus numerischen Modellen

Die in fernerkundlichem Kontext innovative Verwendung eines 1D-Wolkenmodells zur klimatologisch orientierten Klassifikation konvektiver Atmosphärenprofile und den aus 3D-Wolkenmodellsimulationen abgeleiteten konvektiven Niederschlagseigenschaften hat sich sehr gut bewährt. In diesem Zusammenhang sind vor allem drei wesentliche Punkte anzusprechen.

1. Es konnte unabhängig von den 3D-Simulationsläufen grundsätzlich anhand der 1D-Modellläufe gezeigt werden, daß die prinzipiellen Modellvorstellungen bezüglich des Fernerkundungsansatzes (skalige, -subskalige Konvektionsbewölkung) ihre Entsprechung in der Matrix der Niederschlagsraten-Wolkenoberflächentemperaturen der 1D-Berechnungen findet (Abb. 21).
2. Der Analyse der Struktur und Dynamik modellierter konvektiver Niederschlagsprozesse trägt zur Verminderung der Wissensdefizite zu diesem Thema in Zentraleuropa bei. Als Resultat kann eine erste, in dieser Arbeit verwendete Zuweisung differenzierter konvektiver und mittlerer stratiformer Niederschlagsraten erfolgen.
3. Das objektive Auswahlverfahren und der Einsatz konvektiver Profile aus ganz Mitteleuropa ermöglicht auf Basis der idealisierten 3D-Modellläufe eine enorme Verbesserung und Differenzierbarkeit konvektiver Niederschläge innerhalb des Untersuchungsraums. Dies basiert sowohl auf den direkt aus den 3D-Simulationen ermittelbaren, integralen Wolkenoberflächentemperaturen als auch auf der Erfassung der raum-zeitlichen Niederschlagsstruktur und -menge.
4. Durch den Einsatz eines 3D-Modells sowohl für die Niederschlagsquantifizierung als auch die Temperaturbestimmung der Wolkentemperaturen wird die Verbindung des Skalenkontinuums von der Wolkenmikrophysik hin zur fernerkundlichen Beobachtungsauflösung geleistet. Darüber hinaus wird das grundsätzliche Spektrum der Niederschlagsdynamik und -struktur konvektiver Ereignisse im Untersuchungsraum modelliert und erfaßt.
5. Das entwickelte Modellkonzept legt die Basis für eine einfach durchführbare, regionale Optimierung/Anpassung der Niederschlagszuweisung. Dies ist insbesondere von erhöhter Bedeutung für operationelle Anwendungen in der Hydrologie und Wasserwirtschaft.

Wenngleich die Möglichkeiten der 3D-Modellierung und der Modellkopplung in der vorliegenden Arbeit nur im Ansatz verwirklicht wurde, bietet sich hier für die Zukunft ein Arbeitsschwerpunkt, der enorme Potentiale sowohl für klimatologische als auch operationelle Fragestellungen bietet.

5 Validierung der Methode

Die Qualität der zeitlichen und räumlichen ECST-Niederschlagsschätzung wird anhand eines zweigliedrigen Konzepts überprüft. Prinzipiell sind die folgenden Fragestellungen von besonderem Interesse:

1. Zur Überprüfung der Eignung der komplexen Kombination von Fernerkundungs- und Modellierungsansatz ist ein expliziter Vergleich der *qualitativen* und *quantitativen* Niederschlagsmuster unter Zuhilfenahme von Radarniederschlagsschätzungen und konventionellen Punktmessungen notwendig. Diese Vorgehensweise berührt allerdings eine Reihe von Problemen, die an entsprechender Stelle diskutiert werden.
2. Darüber hinaus ist es von eminenter Wichtigkeit, die Eignung des Konzepts hinsichtlich seiner *operationellen* Verwendbarkeit abschätzen zu können. Nur wenn das *automatische* Verfahren zuverlässig synoptische Situationen, die vorwiegend zu konvektiv induzierten Niederschlägen führen, erfaßt, kann es für die Fragestellung eingesetzt werden. Dies kann nur selektiv anhand geeigneter Fallbeispiele oder Zeitreihen untersucht werden. Wichtigstes zu prüfendes Kriterium sind die Ergebnisse des Algorithmus bei warmfrontaler Bewölkung. Nur wenn diese nicht bzw. eingeschränkt als konvektives Temperaturfeld bestimmt wird, kann das Verfahren automatisiert ablaufen. Folglich muß die Validierung den quantitativen und qualitativen Vergleich der durch die Methode ausgewiesenen Niederschläge an Warm- und Kaltfronten beinhalten.

Im folgenden Kapitel werden die genannten Validierungsansätze erarbeitet und diskutiert. Die verwendeten statistischen Verfahren sind soweit nicht explizit abweichend vermerkt aus BAHRENBERG ET AL. (1992), BAHRENBERG ET AL. (1999) und ZÖFEL (1988) entnommen.

5.1 Überprüfung des ECST-Algorithmus anhand des Kölner Hagelunwetters vom 4. Juli 1994

5.1.1 Darstellung der synoptischen Rahmenbedingungen

Die Wetterlage des 4. Juli 1994 ist gekennzeichnet durch eine im Laufe der Nacht aus Südwest/West vorrückende Böenlinie und einem nachfolgend sich entwickelnden MCC. Im Köln Bonner Raum fand am frühen Mittag der Durchgang einer Squall Line verbunden mit teilweise heftigen Niederschlägen und Hagelschauern statt. Das Ereignis brachte nicht nur in weiten Teilen Westdeutschlands überdurchschnittliche Niederschläge, sondern führte auch in Süddeutschland und den Alpen zu enormen Niederschlagshöhen.

Entlang einer Kaltfront, die von Großbritannien über die Benelux-Staaten bis weit in die Bundesrepublik hineinreicht, ist ein ausgedehntes Wolkengebiet vorhanden. In der Konvergenzzone des Wolken-Clusters über dem Kontinent werden verbreitet Gewitterzellen generiert, während über der Nordsee und Großbritannien ein riesiges Feld cirriformer Wolken liegt. Dem Wolkenkomplex vorgelagert ist eine ausgeprägte Squall Line mit lokalen Gewitterzellen. Nach den Meldungen der Wetterdienste sind die Niederschlagssummen zwischen 6 und 12 UTC in den Niederlanden in Küstennähe mit 43 mm am höchsten, während am Kölner Flughafen 28 mm gemessen wurden. In der

Nähe Kölns wird mit 40 mm in den ersten 12 Stunden des Tages ein lokales Maximum erreicht. Im weiteren Verlauf des Nachmittags verlagerte sich der Komplex in Richtung Osten bei gleichzeitiger Ausdehnung des gesamten Niederschlagsgebietes. So meldet Bad Lippspringe mit 48 mm zwischen 12 und 18 UTC die höchste Niederschlagssumme in Westdeutschland. Zwischen 30 und 40 mm Niederschlag werden ebenfalls, allerdings am Abend, aus dem Alpenvorland gemeldet.

5.1.2 Deskriptive Analyse des Hagelunwetters im Bonner Raum

Im Bonner Raum konnte das Ereignis mit Hilfe eines zeitlich wie räumlich hochauflösenden Bodenmeßnetzes erfaßt werden. Abbildung 27a-c zeigt die hohe räumliche und zeitliche Variabilität der Squall Line-Passage, die sich auf zwei zeitlich getrennte Niederschlagsspitzen verteilt (vgl. z.B. Abb. 27a Bauhof, 27b Villich-Müllendorf). Die Niederschläge beginnen im Nordwesten Bonns gegen 10 UTC und dauern bis gegen 13.30 UTC an. Wie aus Abbildung 27c deutlich wird, fällt an den Stationen im SW Bonns kaum Niederschlag, während an den übrigen Stationen Niederschläge mit Höhen von über 9 mm in 5 min erreicht werden. Der maximale Gesamtniederschlag der Gewitterpassage belief sich dabei auf etwas über 32 mm gemessen an der Station Villich-Müllendorf im Nordosten Bonns, während der mittlere Niederschlag des ca. 2-stündigen Ereignisses an allen Station 11.3 mm betrug.

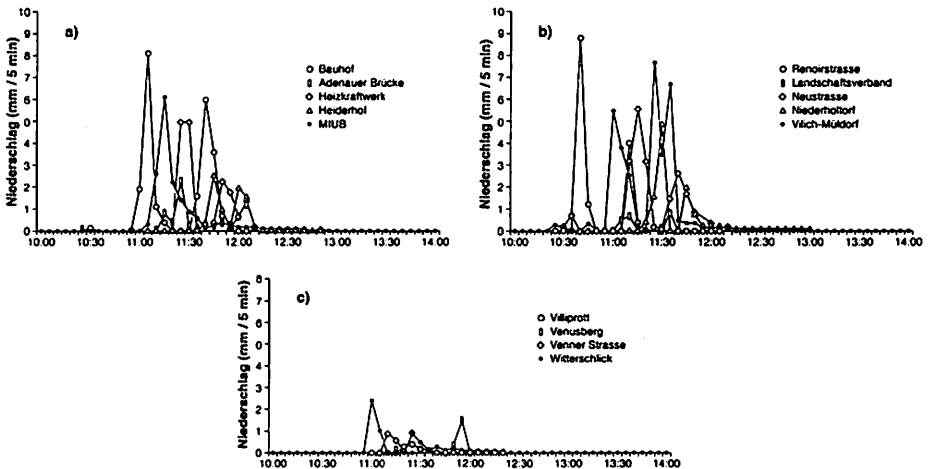


Abbildung 27: Niederschlagsmeßnetz Bonn; 5 Minuten Niederschläge 10–14 UTC.
a,b) obere Leiste, c) untere Leiste.

Eine detaillierte räumliche und zeitliche Übersicht bieten die Radar-Bilder des MIUB-Radars in Bonn (siehe Beilage I, Abb. 28). Zur Verdeutlichung zeigen die horizontalen 180°-Scans von 11.16 UTC, 11.28 UTC und 11.46 UTC die schnelle Entwicklung der Gewitterstrukturen im Radarbild (siehe Beilage I, Abbildung 28).

Das große Wolken-Cluster des Meteosat-VIS-Bildes (Abb. 26) wird in Abb. 28a (Beilage I) in 3 Gebiete hoher Radarreflektivitäten jeweils in der Größenordnung einiger Dekakilometer aufgelöst. Die Regengebiete über Köln und Bonn zeigen innerhalb weniger Minuten, etwa zur Zeit der Hagelniederschläge am Boden, eine enorme Erhöhung der Reflektivität. Die Reflektivitätsmuster korrelieren ebenfalls mit der im Bodenmeßnetz erfaßten, östlichen Zugrichtung der Niederschläge (vgl. Abb. 29). Um 11.30 UTC verursacht die Zelle über Bonn die hohen Niederschläge an den nördlichen und nordöstlichen Stationen (Bauhof, Adenauer Brücke, Villich-Mülldorf, Niederholtorf). Wenige Minuten später zieht von Nordwesten (vgl. Beilage I, Abb. 28c) ein weiteres Niederschlagsband über Bonn, das ein zweites Niederschlagsmaximum im Meßnetz verursacht. Für eine weitergehende quantitative Auswertung der Niederschlagsfelder sind die Radardaten des MIUB-Radars aufgrund von Kalibrierungsproblemen im Jahr 1994 nicht verwendbar.

5.1.3 Quantitativer Vergleich der Satellitenschätzung mit den Bodenmeßdaten

Anhand des gut dokumentierten Durchzugs der Squall Line soll die Niederschlagsschätzung der ECST quantitativ für das Bonner Meteosat-Pixel mit den Niederschlagsdaten des hochauflösenden Meßnetzes überprüft werden. Als weitere Referenz stehen die DWD-Radarkompositbilder zur Verfügung. Abbildung 29 zeigt die Lage der einzelnen Stationen innerhalb des Bonner Validierungsgebiets. Darüber hinaus sind die Lage des Meteosat-Pixels und der Pixel des DWD-PC-Produkts eingetragen. Wie aus der Abbildung ersichtlich ist, liegen neun der 15 Stationen innerhalb des Meteosat-Pixels, weitere 3 in unmittelbarer Nachbarschaft.

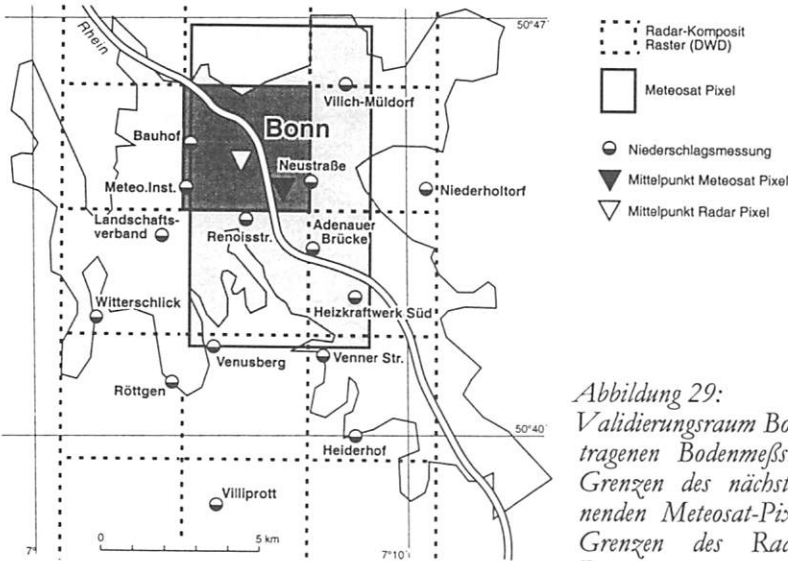


Abbildung 29: Validierungsraum Bonn mit eingetragenen Bodenmeßstationen, den Grenzen des nächsten, zuzuordnenden Meteosat-Pixels und den Grenzen des Radar-Komposit-Rasters

Der Vorteil eines derart dichten und zeitlich hochauflösend aufzeichnenden Meßnetzes liegt in der Möglichkeit, die auftretende Niederschlagsvariabilität ausreichend gut erfassen zu können. Dies ist eine unabdingbare Voraussetzung für einen zuverlässigen Vergleich von Bodenmessungen und ECST-Niederschlägen. Zu beachten ist, daß die Fernerkundungsdaten als *integrale* Raumberechnungen betrachtet werden müssen. Um diesem Umstand Rechnung zu tragen, werden die Stationsdaten räumlich interpoliert, um zu einer räumlichen Abschätzung der Niederschläge innerhalb des Bonner Meteosat-Pixels zu gelangen. Die halbstündigen Niederschlagssummen werden für die Stützwerte der einzelnen Stationen in einem 500 m-Raster mit Hilfe eines gewöhnlichen Kriging-Verfahrens räumlich interpoliert (PEBESMA & WESSELING 1998). Für die in der Fläche des Meteosat-Pixel liegenden, interpolierten Rasterwerten wird anschließend das arithmetische Mittel gebildet.

In der Abbildung 30 sind die Ergebnisse der Halbstundenmittel dargestellt. Die Beschriftung *Gauge 15* stellt den arithmetischen Mittelwert aller 15 Niederschlagsmesser, *Gauge 9* den der Meßstationen innerhalb des Meteosat-Pixels dar. Schließlich ist mit *Gauge interpol.* der Interpolationsmittelwert der 15 Stationen markiert. Mit *ECST* ist die Niederschlagsschätzung des Satelliten-Retrievals beschriftet. Es zeigt sich eine kontinuierliche Zunahme des gemessenen Niederschlags von den 15 über die 9 Stationen hin zum Flächenintegral aus der Interpolation. Betrachtet über das gesamte Intervall, liegt der Differenzwert im Mittel bei 2.6 mm/h. Für den mittleren Spitzenwert werden sogar Differenzen von über 3 mm/h erreicht. Betrachtet man die Halbstundenwerte einzeln, so liegt das Maximum der Stationsmeßwerte in der Zeitspanne von 11.00 – 11.30 UTC bei 8.9 mm/h. Die ECST schätzt eine halbe Stunde später die Niederschlagsrate auf den maximalen Wert von 13.1 mm/h. Bezogen auf das Methodenkonzept, den Prozeßzyklus eines konvektiven Ereignisses integral zu erfassen, repräsentiert der Verlauf der ECST-Niederschläge in völlig zufriedenstellender Weise den gemessenen Verlauf des konvektiven Niederschlagsereignisses.

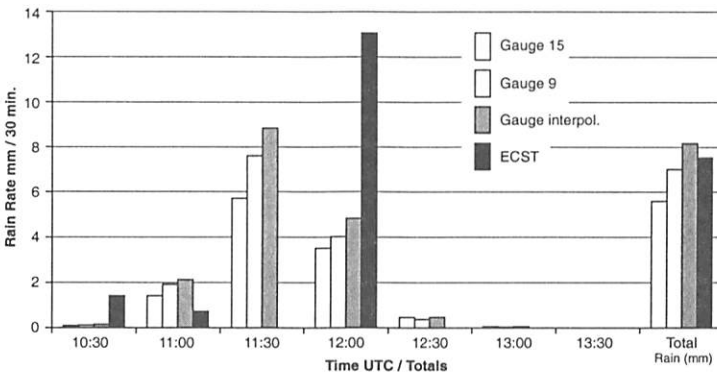


Abbildung 30: Halbstündige Niederschlagsschätzung der ECST für das "Bonner Meteosat-Pixel" (Abb. 29) von 10.30 – 13.30 UTC im Vergleich zu den Werte des Bodenmeßnetzes. Gauge 15 steht für den Mittelwert aller 15 Stationen, Gauge 9 für den mittleren Niederschlag der 9 Stationen in der Meteosat-Pixelfläche. Gauge interpol. sind die interpolierten und gemittelten Meßwerte.

Vergleicht man die einstündigen mittleren Niederschlagswerte aus ECST und Niederschlagsmeßnetz, kann eine weitere Verbesserung der ECST-Schätzung erwartet werden. Bedingt durch das prozeßorientierte Modellkonzept entspricht das einstündige Mittelungsintervall der realen und modellierten Wolkendynamik deutlich besser. Als weitere Vergleichsreferenz sind in die Abbildung 31 zusätzlich die Radarregenschätzungen aus den PC-Komposit-Bildern aufgenommen worden. Zur Berechnung der Radarniederschläge auf Basis des Deutschlandkomposits findet die aus langjährigen Meßreihen statistisch ermittelt DWD Z/R-Beziehung ($Z = 256R^{1.42}$) Verwendung. Zur Berechnung der Niederschlagshöhen werden aus den klassifizierten Daten die Klassenmitten der Reflektivitäten (Z) als repräsentative Niederschlagshöhen genutzt. Die räumliche Anpassung an das Meteosat-Pixel wird über eine einfache Gewichtung des jeweiligen Flächenanteils jedes Radar-Pixels am Meteosat-Pixel hergestellt. Die resultierenden mittleren einstündigen Niederschlagssummen sind in Abbildung 31 zusammengestellt.

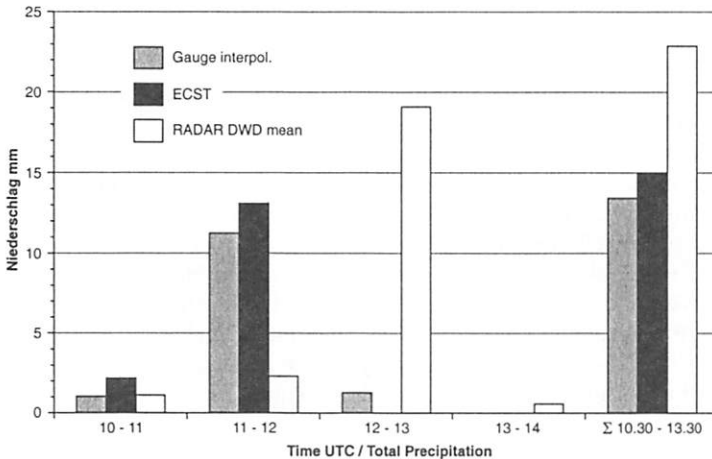


Abbildung 31: Vergleich der einstündigen mittleren Niederschlagssummen während des Zeitintervalls von 10.30 – 13.30 UTC, am 4. Juli 1994 in Bonn. ECST ist die Niederschlagschätzung der Satellitenmethode für das Meteosat-Pixel (vgl. Abb. 29). Die Niederschlagswerte der 15 Stationen sind räumlich interpoliert und für das Gebiet des Meteosat-Pixels gemittelt. DWD-Radar sind die gemäß der DWD Z/R-Beziehung berechneten und gemittelten Radarregenschätzungen der im Meteosat-Pixel enthaltenen Radarpixel.

Der Verlauf des Ereignisses wird von der ECST sehr gut getroffen. Das Maximum des Niederschlags und die Anfangsphase korrelieren in hohem Maße mit den Meßwerten. Lediglich das leichte Nachregnen in der dritten Stunde wird von der ECST nicht erfaßt. Das Radarprodukt repräsentiert den gesamten Verlauf des Ereignis vergleichbar gut. Allerdings liegt hier das Maximum eine Stunde später als im Meßnetz. Die hohe zeitliche Abweichung kann mit der Entfernung zum Radarstandort Essen begründet werden. Die Essener Radar-

keule hat bei der betriebenen Standard-Elevation von 0.7° über Bonn bereits eine Höhe von ca. 2 km. Dies führt zur Beobachtung des Niederschlags entsprechender Höhe über Bonn. Durch die mit einer Squall Line verbundenen, hohen, bodennahen Windgeschwindigkeiten kann es in Folge durchaus zu einem entsprechenden Abbildungsversatz am Boden kommen. Darüber hinaus liegen auf der Linie Essen-Bonn mehrere konvektive Kernbereiche, die zu einer signifikanten Signalschwächung beitragen. Betrachtet man die bilanzierte Niederschlagssumme über das gesamte Ereignis, so ist die Differenz zwischen ECST und interpoliertem Meßnetzflächenniederschlag mit 1.7 mm sehr gering. Mit knapp 10 mm fällt die Überschätzung seitens des Radars deutlich höher aus.

Der gezeigte Fall des „Kölner Hagelunwetters“ kann als idealtypisches Ereignis im Sinne des Modellkonzepts bezeichnet werden. Die gute *quantitative* und *zeitliche* Übereinstimmung mit den Niederschlagsmessungen legt den Schluß nahe, daß es sich bei der entwickelten Methode um eine tragfähiges Konzept handelt. Setzt man das interpolierte Flächenmittel der Messungen als Referenzgröße, so beträgt die Abweichung der bilanzierten ECST-Niederschläge nur etwa 65% von der Abweichung des arithmetischem Mittelwerts der Stationsmessungen. Vor allem bei den gemittelten Stundenniederschlägen ist die sehr gute temporale Übereinstimmung des gemessenen Niederschlagsverlaufs und der Satellitenschätzung erkennbar.

Es kann also postuliert werden, daß die verfolgte Methodenkonzeption, den Prozeßverlauf fernerkundlich adäquat abzubilden und den Prozeßphasen entsprechende Niederschlagsregime zuzuweisen, erfolgreich anwendbar ist. Die gute Übereinstimmung der Niederschlagshöhen einzelner Bildpunkte im Vergleich zur bilanzierten und räumlich adäquat transformierten Niederschlagsmenge der Meßstandorte zeigen darüber hinaus die Gültigkeit der gefundenen Transferfunktion für die Niederschlagszuweisung (vgl. a. REUDENBACH ET AL. 2000).

So idealtypisch die Squall Line Passage im Bonner Raum dem Modellkonzept entsprechen hat, so komplex ist die übergeordnete mesoskalige Wetterlage. Der sich ostwärts verlagernde MCC weist neben ausgedehnten cirriformen Wolkenbereichen eine hohe interne Differenzierung der Wolkenstruktur und Oberflächentemperaturen auf. Weiterhin verlagert er sich mit hoher Geschwindigkeit in Richtung Osten. Daher erscheint es wichtig, die Qualität des ECST-Algorithmus, ungeachtet der internen Differenzierung in stratiforme und konvektive Niederschläge, bezüglich der zuverlässigen Erkennung von Regen und kein Regen zu untersuchen. Zu diesen Zweck werden die PC-Komposit-Radardaten mit den ECST-Schätzungen verglichen.

5.1.4 Räumlicher Vergleich der Satellitenschätzung mit den DWD Kompositbildern

Die Radar-Komposit-Produkte sind für die quantitative Anwendung der klimatologischen DWD Z/R-Beziehung grundsätzlich untauglich (Kap. 2.1.2). Im Vordergrund für die Einteilung der Reflektivitätsklassen stand die aus der synoptischen Empirie abgeleitete Notwendigkeit zum Nowcasting der in den mittleren Breiten auftretenden Niederschlagstypen (SELTMANN 1997). Daher erscheint es als wenig sinnvoll, räumliche, quantitative Validierungsansätze mittels dieses Produkts zu unternehmen. Unglücklicherweise werden jedoch die

Originaldaten nur auf Vorbestellung und nur an den lokalen Radarstandorten selbst abgespeichert und stehen daher in der Regel nicht zur Verfügung. Klammert man die Clutterproblematik aus, können für die Überprüfung der binären Aussage „Regen/kein Regen“ die PC-Produkte als ausreichend zuverlässig eingeschätzt werden (RIEDL 1999). Zur Überprüfung der Qualität der Niederschlagsgebiete werden für das Gebiet des DWD-Radarnetzwerks verschiedene Kontingenztabelle zwischen Radar- und ECST-Niederschlagsschätzungen berechnet. Zur Einschätzung der Qualitätsunterschiede der unterschiedlichen Zeitskalen, werden drei exemplarische Vergleiche durchgeführt. Für die erste Berechnung wird ein einzelnes Bild (Slot 24 = Hauptniederschlag in Bonn), für die übrigen Berechnungen werden entsprechenden Zeiträume aggregiert. Die zusätzlich zum Einzelbild untersuchten Zeitintervalle sind die gesamte Periode des Köln-Bonner Hagelunwetters über Bonn (10.30-13.30 UTC) und die vollständige Passage der Kaltfront (9.00–22.00 UTC) über Mitteleuropa. Die berechneten Statistiken der Kreuzkorrelation (ZÖFEL 1988) sind im einzelnen:

- TOT= Anzahl der ECST-Bildpunkte innerhalb des Radarnetzwerks
- RR = Prozentsatz der ECST- und Radar-Pixel mit Regen
- NN = Prozentsatz der ECST- und Radar-Pixel ohne Regen
- RN = Prozentsatz der ECST mit / Radar-Pixel ohne Regen
- NR = Prozentsatz der ECST ohne / Radar-Pixel mit Regen

Darüber hinaus werden zur weitergehenden Beurteilung der Ergebnisse die von WILKS (1995) vorgeschlagenen statistischen Indizes verwendet. Diese sind:

Prozentualer Fehler (percent error) $ERR = NR + RN$ (24)

Erkennungswahrscheinlichkeit (probability of detection) $POD = \frac{RR}{RR + NR}$ (25)

Fehlklassifikationswahrscheinlichkeit (false alarm ratio) $FAR = \frac{RN}{RR + RN}$ (26)

Erfolgsindex (critical success index) $CSI = \frac{RR}{RR + RN + NR}$ (27)

Vergleicht man das Mittagsbild um 12.00 UTC mit dem Radarkomposit, zeigt sich in Abbildung 32a (siehe Beilage I) eine gute Übereinstimmung (grün). Allerdings sind auch die Überschätzungen (gelb) und Unterschätzungen (rot) teilweise erheblich. Die tabellierten Werte (Tabelle 13) weisen mit 2.5% eine geringe Niederschlagsfläche im Vergleich zu der Unterschätzung von 1.3% und Überschätzung von 1.9% aus. Dieses Ergebnis deutet bereits auf einen insgesamt größeren Anteil übereinstimmend als Regen klassifizierter Pixel hin, was auch durch die Gütemaße belegt wird. Der prozentuale Fehler ist mit 3.2% gering, jedoch erreicht der Index der Erkennungswahrscheinlichkeit mit 56.8 einen nur mäßig guten Wert. Hingegen ist die Wahrscheinlichkeit einer Fehlklassifikation mit Werten knapp über 34% als recht hoch einzustufen. Auch die Erfolgswahrscheinlichkeit ist mit knapp 44% nur mäßig gut. Allerdings belegt

ein Korrelationskoeffizient von $r=0.60$ einen signifikanten mittleren Zusammenhang der beiden Schätzungen.

Bei einem derartigen Vergleich führt der zeitliche Unterschied (6-8 Minuten) der beiden Aufnahmesysteme bereits zu einer erheblichen Differenzierung der Prozesse und folglich auch zu Unterschieden bei der beobachteten Realität. Die Ursache für die in kürzester Zeit möglichen beträchtlichen Veränderungen liegt in der enormen Dynamik ausgeprägt konvektiver Prozesse begründet und kann gut in der Abbildung 28 (siehe Beilage I) verfolgt werden.

Betrachtet man die Abbildung 32a (siehe Beilage I) näher so fällt die Häufung der ECST-Unterschätzungen am westlichen und südwestlichen Rand des Wolken-Clusters auf, während hingegen die ECST-Niederschläge am östlichen Rand tendenziell überschätzt werden. Dies kann im Hinblick auf die West-Ost-Zugrichtung und, insofern die Radarregenschätzung als Referenz für Bodenniederschlag gilt, als Versatz der Wolkenoberflächen gegenüber den bodennahen Radar-Niederschlagsfeldern gewertet werden. Innerhalb eines schnell ziehenden kaltfrontalen Niederschlagssystems kann diese Beobachtung als ein signifikantes Verdriften der Wolkentemperaturminima im Verhältnis zum Ort des resultierenden Niederschlags interpretiert werden.

Deutlich unterschätzt wird auch die vorgelagerte Squall Line, die etwa im orographischen Konvergenzgebiet von Taunus und Vogelsberg und im Frankfurter Großraum liegt. In der ECST-Schätzung werden überwiegend die zugehörigen konvektiven Zentren dieses Liniengewitters erkannt. Eine mögliche Ursache für die Unterschätzung seitens der ECST stellt das Strömungsfeld zwischen vorgelagerter Böenfront und dem mesoskaligen Wolkenkomplex dar, das unter Umständen die Entwicklung hoher ausgedehnter Konvektionsbewölkung verhindern kann. Im gezeigten Fall überschreiten die als *nicht regnend* klassifizierten Wolken in den zugehörigen Infrarotbildern den Schwellenwert für stratiformen Niederschlag, sind also zu warm. Es kann angenommen werden, daß es aufgrund der extremen Dynamik in Squall Lines auf die möglichst exakte Übereinstimmung der Beobachtungszeitpunkte ankommt. Bereits 5-10 Minuten temporalen Versatzes zweier Beobachtungen können einen großen Erklärungsanteil der Unterschiede dieser regional sehr variablen Konvektion enthalten.

Vergleicht man die in Karte 33b (siehe Beilage I) dargestellten Niederschlagsgebiete im Zeitintervall von 10.30- 13.30 UTC, zeigt sich eine geringfügige Überschätzung von regnenden Pixel durch die ECST von 2.5% im Vergleich zu den Radarüberschätzungen von 2.3% (vgl. Tabelle 14).

Tabelle 13: Regen / Kein Regen-Kontingenz-Tabelle für den Vergleich von ECST- / Radar -Niederschlagsschätzung des Einzelslot 12.00 UTC. Alle Werte sind Prozentwerte außer TOT = Anzahl der Pixel.

TOT	RR	NN	RN	NR	ERR	POD	FAR	CSI
52900	2.5	94.4	1.3	1.9	3.2	56.8	34.2	43.9

Der prozentuale Fehler von 4.8 % liegt sehr niedrig und geht einher mit der hohen Erkennungswahrscheinlichkeit von regnenden Pixel, die bei 77.5 % liegt. Die Fehlklassifikationswahrscheinlichkeit liegt mit 24% deutlich niedriger als im vorangegangenen Beispiel. Der Erfolgsindex hat sich um fast 20% auf 62.2%

erhöht, was ebenfalls durch die signifikante Zunahme des Korrelationskoeffizienten der Niederschlagsfelder auf $r=0.75$ belegt wird. Interessant ist auch in diesem Fall die räumliche Struktur der Über- und Unterschätzungsgebiete. Trotz einer Vergrößerung des Niederschlagsgebiets von 11500 km² auf 27250 km², was eine Zunahme um den Faktor 2.4 darstellt, haben sich die überschätzten Gebiete nur um einen Faktor von knapp 2 und die unterschätzten Gebiete lediglich um einen Faktor von 0.8 vergrößert.

Tabelle 14: Regen / Kein Regen-Kontingenz-Tabelle für den Vergleich von ECST- / Radar-Niederschlags-schätzung der Periode 10.30–13.30 UTC. Alle Werte sind Prozentwerte außer TOT = Anzahl der Pixel.

TOT	RR	NN	RN	NR	ERR	POD	FAR	CSI
52900	7.9	87.2	2.5	2.3	4.8	77.5	24.0	62.2

Deutlich wird abermals eine geringfügige Überschätzung in Richtung des vorrückenden Gesamt-Clusters und eine leichte Unterschätzung im Raum der südlichen, aktiven Squall Line. Generell kann jedoch von einer *sehr guten* Übereinstimmung der beiden Schätzungen gesprochen werden. Größere Detaildifferenzen treten vornehmlich in den 3 folgenden Regionen auf:

- 1) Der Raum nordöstlich und östlich von Hamburg (markiert mit „H“ Abbildung 32b, siehe Beilage I) zeigt im Radar nur geringe bzw. keine Niederschläge, während in der ECST zwei regionale Niederschlagsgebiete ausgewiesen werden. Wie aus dem VIS-Bild ersichtlich, gibt es in diesem Raum einige hochreichende, optisch dicke Wolken, die sich gleichmäßig in Richtung Osten fortsetzen. Im westlichen Teil dieses Arealen koinzidieren die Radar- und ECST-Schätzungen mit gemeldeten Niederschlagswerten der operationellen Dienste. Im östlichen Gebiet hingegen nicht. Zu bedenken ist allerdings, daß die vereinzelt auftretenden konvektiven Schauern, falls überhaupt, nur sehr zufällig vom Bodenmeßnetz erfaßt werden.
- 2) Im Raum Berlin (markiert mit „B“ Abbildung 32b, siehe Beilage I) gibt es ein kleines Gebiet, für das im Radar Reflektivitäten erfaßt werden. In den korrespondierenden Meteosat-Bildern ist jedoch keine Wolke erkennbar. Gerade das Berliner Radar ist jedoch von erheblichen Störungen durch Groundclutter des Berliner Agglomerationsraums betroffen (RIEDL 1999). Im vorliegenden Fall kann daher mit hoher Wahrscheinlichkeit von Fehlechos der Berliner Radaraufnahmen ausgegangen werden.
- 3) Im Alpenvorland (markiert mit „A“ Abbildung 32b, siehe Beilage I) wird entlang der Nordabdachung eine fast lineare Radarechostruktur wiedergegeben. Im Satellitenbild sind nur in einem kleinen Gebiet im Raume des Zugspitzmassivs Wolken zu identifizieren. Überlagert man die Radarechos mit der 2000 m-Isopyse zeigt sich ein offenkundiger Zusammenhang beider Strukturen. Daher ist auch für diesen Raum der Schluß naheliegend, von Bodenechos auszugehen (vgl. a. HELD & JOSS 1993).

Betrachtet man das Zeitintervall von 9.00-22.00 UTC innerhalb dessen es in Deutschland zu Starkniederschlägen kam, so ist durch den Glättungseffekt der Mittelung eine nochmalige Verbesserung der Ergebnisse zu erwarten. Karte 32c (siehe Beilage I) zeigt die Niederschlagsgebiete der ECST- und Radarschätzung. In Tabelle 15 sind analog zu den zuvor gezeigten Tabellen die Indexwerte zusammengefaßt.

Tabelle 15: Regen / Kein Regen-Kontingenz-Tabelle für den Vergleich von ECST- / Radar-Niederschlagsschätzung der Periode 9.00 – 22.00 UTC. Alle Werte sind Prozentwerte außer TOT = Anzahl der Pixel.

TOT	RR	NN	RN	NR	ERR	POD	FAR	CSI
52900	27.2	65.0	4.5	3.3	7.8	89.2	14.2	77.7

Es findet erwartungsgemäß eine nochmalige Verbesserung der einzelnen Indizes statt. Wenngleich die Überschätzung der ECST-Niederschläge sich im Verhältnis zur 3-stündigen Betrachtung geringfügig auf 4.5% erhöht hat, so ist diese Erhöhung im Verhältnis zu den 27.2% der Gesamtfläche, die von beiden Techniken übereinstimmend als regnend klassifiziert werden, als gering zu betrachten. Der prozentuale Fehler hat sich nur geringfügig auf 7.8% erhöht. Dieses gute Ergebnis wird durch den enorm hohen Prozentsatz von knapp 90% (89.2%) der Erkennungswahrscheinlichkeit unterstrichen. Die Wahrscheinlichkeit einer Fehlklassifikation liegt mit 14.2% abermals niedriger als zuvor. Abgerundet werden die sehr guten Ergebnisse durch einen Erfolgsindex von knapp 78%.

Grundsätzlich ist auch in Fall c) die in den Fällen a) und b) beschriebene räumliche Differenzierung von Unter- und Überschätzung wiederzufinden. Im östlichen und nordöstlichen Bereich häufen sich allerdings für beide Kategorien die Fehlschätzungen. Ein Grund für die deutlichen Überschätzungen im Osten des Untersuchungsraums liegt in der Tatsache, daß 1994 nur die Radarstationen Hamburg und Berlin im operationellen Einsatz Messungen in den Kompositverbund einspeisen konnten. Für die flächendeckende Erstellung des Kompositbildes war es daher in Ostdeutschland notwendig, die Daten maximaler Reichweite ($r=230\text{km}$) zu verwenden. Eine Interpretation des Ergebnisses in diesem Raum ist bei den unter diesen Umständen deutlich erhöhten Fehlerquellen (vgl. Kap. 2.1.2) nur sehr eingeschränkt möglich.

5.1.5 Zusammenfassung der quantitativen und qualitativen Validierungsergebnisse

Faßt man die Ergebnisse der Kreuzklassifikation von ECST- und Radarschätzungen für den kombinierten Durchzug einer Squall Line und Kaltfront zusammen, so ergibt sich *eine gute bis sehr gute Übereinstimmung*. Für die gezeigten Fallstudien können die Ergebnisse folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- Bereits der Vergleich der Einzelbilder (Abb. 32a, siehe Beilage I) ergibt eine mittlere Korrelation mit guten Qualitätsindizes.

- Die 3-stündige Aggregation des Durchzugs der Squall Line während des „Kölner Hagelunwetters“ zeigt neben einer hohen räumlichen Korrelation auch eine offenkundige Steigerung der Qualitätsmaße und kann als *sehr gut* gelten.
- Faßt man die Kaltfrontpassage auf einer zeitlich und räumlich adäquaten Skala zusammen, wird mit einer Korrelation von knapp 90 Prozent die Schwelle zu einem sehr hohen Zusammenhang beider Niederschlagsfelder erreicht.

Unter Hinzunahme der Validierungsergebnisse aus der zuvor *unternommenen quantitativen Punktvalidierung* kann von *einer sehr hohen Übereinstimmung* sowohl der *quantitativen skaligen Niederschlagsmengen* als auch von einer *sehr guten Erfassung der räumlichen Niederschlagsfläche* gesprochen werden.

Die Radarkomposite, die in diesem Vergleich Verwendung finden, weisen eine Reihe von Schwachpunkten auf (vgl. Kap. 2.1.2). Wie sich im direkten Vergleich herausgestellt hat, sind vor allem die wechselnde Anzahl von Aufnahmestationen, Bodenclutter, Dämpfungsprobleme und bei maximaler Reichweite die Elevation des Radarstrahls als Problembereiche herauszustellen. Aus diesen Gründen erscheint es nicht sinnvoll, weitere systematische quantitative Vergleiche oder sogar eine Eichung des ECST-Retrievals anhand der Radar-Daten zu unternehmen. Da innerhalb Europas kein Radarnetz von auch nur annähernd vergleichbarer Güte zu dem US-amerikanischen NEXRAD-Verbund existiert (RIEDL 1999, NEGRI 1999), kann für Mitteleuropa durchaus von einer sinnvollen Ergänzung der radarbasierten Niederschlagserfassung durch die ECST gesprochen werden. Dies gilt umsomehr für die Meere der mittleren Breiten und die Länder ohne oder ohne vergleichbares Radar-Netzwerk.

Um die Qualität des ECST als automatisches, also operationelles Verfahren in bezug auf die Vielzahl der auftretenden synoptischen Situationen abschätzen zu können, wird im folgenden Kapitel die detaillierte Untersuchung einer 10-tägigen Zeitreihe für den gesamten Untersuchungsraum unternommen. Besonderes Augenmerk liegt vor allem auf der Untersuchung der Klassifikations-eigenschaften und Niederschlagszuweisungen des ECST-Algorithmus hinsichtlich verschiedenartiger synoptischer Rahmenbedingungen.

5.2 Überprüfung der ECST anhand einer 10-tägigen Zeitreihe hinsichtlich der operationellen Einsatzfähigkeit

5.2.1 Vergleich der Periode vom 1.-10. Juni 1998 anhand von ECST- und SYNOP-Daten

Während der überwiegenden Mehrzahl aller untersuchten Tage herrscht innerhalb des Untersuchungsgebiets frontal oder thermisch induzierte Konvektionsbewölkung vor. Dennoch ist es im Hinblick auf die Konzeption als automatisiertes Verfahren erforderlich zu prüfen, inwieweit die Modellvorstellung (vgl. Kap. 3.2) sowie deren Umsetzung in den Retrieval-Algorithmus eine adäquate Quantifizierung der raum-zeitlichen Niederschlagsfelder ermöglicht. Vorrangiges Ziel ist, in diesem Zusammenhang festzustellen, ob und wie gut warmfrontale, kaltfrontale und okkludierte bzw. thermisch induzierte Niederschlagspro-

zesse differenzierbar sind. Diese Überprüfung wird mittels der Regenraten vorgenommen und im Vergleich zu Bodenmeßwerten eingehend interpretiert.

Der Juni 1998 stellt hinsichtlich seiner ausgeprägten wechselhaften und niederschlagsreichen Charakteristik einen idealtypischen Monat für die exemplarische Prüfung der Qualität des Niederschlags-Retrievals dar. Neben der Vollständigkeit der Satellitendaten und der Stationsdaten ist der maßgebliche Grund für die Auswahl dieses Zeitintervalls im Hinblick auf die wiederholten Wechsel von Warm- und Kaltfrontpassagen sowie Vorstöße subtropischer Luftmassen in den mitteleuropäischen Raum zu sehen. Die Komplexität des Witterungsverlaufs stellt hinsichtlich der Bewölkungsgenese höchste Anforderungen an die Robustheit eines automatischen Verfahrens. Aus den genannten Gründen kann der Prüfzeitraum als Referenzzeitraum für das gesamte Retrieval gelten. Ferner ist der Juni im Vergleich zu den übrigen Sommermonaten überproportional von thermischen Gegensätzen und somit subskaligen Gewittern betroffen.

Zur Überprüfung der ECST anhand von Bodenmeßwerten stehen Tagessummendaten aus dem SYNOP-Meßnetz und zeitlich und räumlich hochaufgelöste Daten aus den regionalen Meßnetzen des Meteorologischen Instituts der Universität Bonn sowie dem Erftverband zur Verfügung. In einem ersten Schritt werden SYNOP-Tagesniederschlagssummen aus vollständig vorliegenden Monatszeitreihen mit den korrespondierenden Berechnungen aus dem Niederschlags-Retrieval verglichen. In einem zweiten Schritt werden die halbstündigen Retrieval-Werte mit zeitlich hochaufgelösten Stationsdaten aus den Niederschlagsmessnetzen des MIUB und des Erftverbandes im Köln-Bonner Raum verglichen. Anhand der Vergleiche mit zeitlich und räumlich hochauflösenden Stationswerten soll überprüft werden, inwieweit das Satelliten-Retrieval die an den Meßstationen beobachtete Tagesdynamik der Niederschläge abbilden kann. Wesentliche Kriterien eines derartigen Vergleichs sind sowohl die Niederschlagshöhen als auch die Übereinstimmung des zeitlichen Verlaufs der Niederschlagsereignisse. Darüber hinaus liefert die Untersuchung Erkenntnisse über sinnvolle zeitliche Aggregierungsintervalle des Fernerkundungsansatzes. Trotz der in Kap. 5.1.3 diskutierten Problematik der Verwendung punktueller Beobachtungen als Validierungsbasis für Fernerkundungsdaten erscheint dieses Vorgehen aus mehreren Gründen statthaft:

- Der Lagefehler der Meteosat-Pixel reduziert sich durch die Mittelwertbildung bei 48 Slots auf eine zu vernachlässigende Größenordnung.
- Das zeitliche und das quantitative Niederschlagssignal *muß* sich bei ausreichend starken Niederschlagsereignissen in beiden Verfahren in der Tagessumme widerspiegeln und kann folglich Auskunft über den Zusammenhang von Beobachtung und Schätzung geben.
- Das prinzipielle Problem des Vergleichs zeitlich hochaufgelöster Punktmeßungen mit integralen Satellitenbeobachtungen wird zumindest teilweise durch den Einsatz eines räumlich verdichteten Sondermeßnetzes kompensiert.
- Die räumliche Verdichtung von Stationen innerhalb eines oder weniger Pixel erhöht sowohl die Interpretationsfähigkeit der Meßwerte benachbar-

ter Stationen als auch die Erfassung der kleinräumigen Variabilität der Niederschläge. Dies ist insbesondere durch die sogenannten „Wippen-Cluster“ (Frankenforst, Zündorf, Altendorf/Odendorf) verwirklicht.

Letzter, jedoch gewichtiger Grund ist selbstverständlich das vollständige Fehlen besserer Niederschlagsdaten.

5.2.2 Die großräumige Wetterlage

Der allgemeine Wetterüberblick im Juni stellt sich als ECST-Niederschlagskarte folgendermaßen dar (vgl. a. Beilage I, Abb. 33a-j, BERLINER WETTERKARTE 1998). Bedingt durch den zum Monatswechsel etablierten Trog über dem Nordatlantik und Nordwesteuropa gerät auf dessen Vorderseite Mitteleuropa im Bereich der Frontalzone kontinuierlich unter den Einfluß barokliner Wettersysteme. Der Zustrom subtropischer Luftmassen am 5. Juni, der zu ausgeprägtem Niederschlag führte, wurde von einer schnellen Folge von Kurzwellentrögen und Zwischenhochkeilen abgelöst, die in wiederholter Folge warmfrontale (2.6, 9.6.) und kaltfrontale Niederschlagsereignisse brachte.

Zusätzlich fand am 5.6. und 6.6. ein Vorstoß subtropischer Luftmassen bis tief in den Nordosten Deutschlands statt. Das südliche und östliche Untersuchungsgebiet wurde ab der Monatsmitte vom Tiefdruckgebiet NADINE dominiert. In der Monatsmitte fand in weiten Teilen des zentralen Untersuchungsraumes eine Wetterberuhigung durch den dem Hochdruckgebiet Waldemar verbundenen Hochdruckkeil statt.

Um einen Überblick über den zeitlichen Verlauf der Niederschlagsschätzungen in bezug auf die synoptische Situation zu erhalten, werden nachfolgend die ersten 10 Tage des Juni im Überblick dargestellt. Dies bildet die Grundlage für eine synoptisch-genetische Interpretation der Meßdaten im Vergleich zu den Satellitenschätzungen. Zur weiteren Orientierung sind werden auf den Abbildungen 33a-j die Bodenwetterkarten für jeweils 12 UTC aus der Berliner Wetterkarte und die ECST-basierte Niederschlagssummenkarte der einzelnen Tage dargestellt.

1. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33a) In der Nacht zum 1. Juni bringt ein Vorstoß kühler Meeresluft (mPs) vor allem im Westen und Südwesten Deutschlands gebietsweise Schauerniederschläge, die örtlich von Gewittern und Hagelschlag begleitet werden. Den Beobachtungen zufolge ziehen die Niederschlagsfelder etwa während der zweiten Nachthälfte über das Rheinland.

2. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33b) Am 2 Juni sorgt in der ersten Tageshälfte ein Vorstoß wärmerer Meeresluft über Frankreich im Westen und Nordwesten für überwiegend mäßigen Niederschlag, der allerdings örtlich schauerartig ausgeprägt ist. In der zweiten Tageshälfte wird die Warmluft von einer Kaltfront aus dem Westen verdrängt.

In der Folge treten bundesweit vielfach heftige Schauerniederschläge auf. In der Niederrheinischen Bucht sind die Niederschlagsintensitäten gemäß den Wettermeldungen der Berliner Wetterkarte relativ gleichmäßig beiden Vorgängen zuzuordnen.

3. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33c) In der ersten Hälfte des 3. Juni setzt sich Schauerartigkeit in Richtung Osten mit vielfach lokaler Gewittertätigkeit fort. Im Westen regnet es jedoch nur noch in der zweiten Nachthälfte. Allgemein

wird das Wettergeschehen bestimmt von einer antizyklonalen Südwestlage mit einer Langwellentrogachse von etwa Spitzbergen bis zu den Azoren. Im Gebiet Nordwestdeutschlands führen die dynamischen Absinkvorgänge zur Stabilisierung und nachfolgend zu einer deutlichen Wetterberuhigung. Die postfrontal aus Südwesten einströmende erwärmte subpolare Meeresluft (mPs) führt allerdings im Raum Magdeburg - Berlin zu starken örtlichen Gewittern.

4. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33d) Am 4. Juni ist die Wettersituation außerordentlich ruhig. Der Norden Deutschlands wird dominiert durch einen arktischen Kaltlufteinbruch, der begünstigt durch das vorrückende Hochdruckgebiet VITUS in der Nacht auf den 4. Juni stellenweise sogar Bodenfröste verursacht. Bis zu den Alpen hat sich entlang des Kurzwellentrogos von den Azoren her subtropische Warmluft vorschieben können. In Frankreich führt dieser Vorstoß zur Bildung ausgedehnter Wolken-Cluster, die am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes heftige Niederschläge bringen. Im Rheinland sowie in weiten Teilen Deutschlands fällt kein Niederschlag.

5. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33e) Die Wetterlage am 5. Juni zeigt die Gliederung Deutschlands in einen kaltluftdominierten nordwestlichen Teil und den als Warmsektor ausgeprägten Südwesten unter Einfluß einer vorrückenden subtropischen Luftmasse (xS). Dies führt zu einer zunehmenden Intensivierung des Wettergeschehens. Vor allem im Nordwesten und Norden bilden sich innerhalb des Warmsektors in der Nacht auf den 6.6. erstmals Aufgleitgewitter mit in Richtung Nordosten zunehmender Niederschlagsergiebigkeit und gemessenen Spitzenwerten von 35 mm. Der Westen und die Kölner Bucht zeichnen, da sie in der Randzone der Aufgleitgebiete liegen, nur schwache Niederschläge von bis zu 1 mm.

6. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33f) Das weitere Vorrücken der Kaltfront aus dem im NW liegenden Tief KITTY bringt am 6. Juni im gesamten Nordwesten im Zusammenwirken mit der verdrängten Subtropikluft ergebnisreiche, verbreitet sogar sehr heftige Niederschläge, die sich durch eine hohe räumliche und quantitative Variabilität auszeichnen. Ausgelöst werden diese für eine Warmfront im Sommer unüblichen Starkniederschläge durch das schnelle Vorrücken der subtropischen Luftmasse (xS) entlang der Kaltfront des über Frankreich liegenden Tiefs JULIET gegen die ungewöhnlich kühle Polarluft (mPs). Gleichzeitig findet eine Abdrängung des Warmluftvorstoßes in Richtung Osten statt, so daß sich die subtropische Luftmasse dort wesentlich schneller durchsetzt als im Westen Deutschlands. Im Nordwesten findet hingegen großräumig eine erzwungene Hebung statt, da die polare Kaltluft aus Nordwest durch das Tief KITTY zügig Richtung Südosten voranbewegt wird. So bilden sich zwei ausgedehnte Niederschlagsgebiete, eines im Nordwesten Deutschlands sowie den Niederlanden und eines im nördlichen Polen, wo die Warmfront auf Arktikluft stößt und verbreitet Starkniederschläge verursacht. Der warmluftdominierte Südosten Deutschlands bleibt hingegen überwiegend niederschlagsarm.

7. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33g) Der 7. Juni wird dann endgültig von der Kaltfront des im Nordwesten des Kontinents liegenden Tief KITTY dominiert. Sie überquert in der ersten Tageshälfte den Westen Deutschlands. Teilweise vorgelagert findet vielfach lokale Gewittertätigkeit statt, die im synoptischen Meßnetz jedoch nur unzureichend erfaßt wird. Gegen Mittag erfolgt im Raum der Köln Bonner Bucht die eigentliche Frontenpassage. Sie zeichnet sich

durch eine verhältnismäßig kurze konvektive Niederschlagsperiode aus. Auf ihrem weiteren Weg nach Osten verdrängt die Kaltfront die subtropische Luftmasse in Richtung Polen, was vor allem im Süden und Südosten zu verbreiteten Starkniederschlägen führt. Im Laufe der 2. Tageshälfte folgt eine deutlich weniger wetterwirksame zweite Kaltfront, die mit der nachfolgend einfließenden kühleren Meeresluft (mPs) zu einer Stabilisierung der Atmosphäre und Einstellung der Niederschlagstätigkeit führt.

8. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33h) Während des 8. Juni fällt innerhalb Mitteleuropas kein nennenswerter Niederschlag, da das Tief KITTY entlang der Langwellentrogachse Richtung Skandinavien zieht, und das rasch nachrückende Tief LISSY milde Meeresluft nach Deutschland führt. Im Gegensatz hierzu verursachen die von KITTY ausgehenden Kaltfronten auf einer Linie vom Baltikum über Österreich bis ans Mittelmeer heftige Gewitterniederschläge mit Spitzenwerten von über 50 mm.

9. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33i) Der 9. Juni wird durch die an der Vorderseite des nach Norwegens auslenkenden Tiefs KITTY nach Mitteleuropa geleiteten warmen Luft subtropischen Ursprungs (xS) geprägt. Die klassische Warmfront überquert im Verlauf des Vormittags den Westen der Republik und führt zu teilweise anhaltenden mäßigen Niederschlägen von zumeist unter 2 mm.

10. Juni 1998: (Beilage I, Abb. 33j) Der Warmfront folgte im Verlaufe des 10. Juni aus dem südlichen Frankreich kommend eine wenig wetterwirksame Kaltfront des Tiefs LILLY. Jedoch verursachen die postfrontalen Hebungsvorgänge durch die resultierende Labilisierung erneut über dem gesamten Bundesgebiet konvektive Niederschlagsereignisse. Schwerpunktmäßig sind der gesamte süddeutsche Raum und ein Niederschlagsband vom Baltikum Richtung Mähren, das an der Grenze der stationären Kaltfront und der über Polen liegenden subtropischen Luftmasse entsteht, betroffen.

5.2.3 Vergleich der SYNOP-Tagesniederschlagswerte mit der ECST-Schätzung

Zum Vergleich der gemessenen Tagesniederschlagssummen (G_R) mit den Satellitenregenschätzungen (S_R) stehen Meßwerte von insgesamt 678 Stationen innerhalb des Untersuchungsgebietes zur Verfügung. Für das Gebiet der Bundesrepublik wurden sie anhand der im Europäischen Wetterbericht veröffentlichten Meldungen des DWD ergänzt und überprüft.

Von den im betrachteten Zeitintervall verfügbaren 310 SYNOP-Stationen mußten aufgrund von Fehlmeldungen bzw. unvollständigen Zeitreihen und offensichtlichen Datenfehlern 205 Stationen ausgeschlossen werden. Somit verbleiben 105 Stationen, die plausible und vollständige Datenreihen der ersten 10 Junitage enthalten. Zusätzlich zu diesen Stationen wurden 46 Stationen mit vollständigen Niederschlagsmeldungen aus dem Europäischen Wetterbericht in den Validierungsdatensatz integriert. Abbildung 34 (siehe Beilage II) stellt die Lage und Verteilung aller im Juni 1998 verfügbaren Stationen innerhalb des Untersuchungsgebietes dar.

Die Meldungen beziehen sich jeweils auf die Zeiträume von 6 Uhr UTC des genannten Tages bis 6 Uhr UTC des Folgetages. Um Vergleiche mit der Satellitenschätzung anstellen zu können, werden die verfügbaren Slots

(i.d.R. 48) beginnend mit Slot 13 (6.30 UTC Ende des Scanvorgangs) bis Slot 12 des kommenden Tages gemäß Gleichung 28 berechnet:

$$S_{R_{xy}}^i = \sum_{s=1}^{48} r_{xy\ is} \quad (28)$$

Mit $S_{R_{xy}}^i$ mittlerer Satelliten-Tagesniederschlag des Tages i für das Pixel x,y ; $Slot_{s,xy}$ = geschätzter Satelliten-Niederschlag für das Pixels x,y des Slots s . Zur Minimierung der Fehler aus der ± 1 Pixel betragenden Lagegenauigkeit der Meteosat-Pixel wird der Mittelwertsniederschlag \bar{r} der 3×3 Pixel-Umgebung des Pixels, innerhalb dessen der Regenmesserstandort liegt, berechnet. Die Gesamtniederschlagssumme aus der Satellitenschätzung für jeden Stationsstandort j und Tag i wird gemäß Gleichung 29 bestimmt:

$$S_{R_{ij}}^i = \sum_{s=1}^{48} \bar{r}_{xy\ is} \quad (29)$$

Damit berechnet sich die mittlere regionale Niederschlagssumme ($S_{R_{regio}}$) der geclusterten Regenmesserstandorte für den Tag i gemäß der Gleichung:

$$S_{R_{Regio}}^i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{48} S_{R_{ij}} \quad (30)$$

Schließlich bestimmt sich die Gesamtniederschlagssumme des Satelliten-Retrievals (S_{R_d}) für eine Station j des Meßnetzes und den Zeitraum von d Tagen nach:

$$S_{R_{Dj}}^i = \sum_{j=1}^D S_{R_{ij}} \quad (31)$$

Für die Bewertung des Zusammenhangs beider Zeitreihen und die Einschätzung der Güte werden die folgenden statistischen Maßzahlen berechnet (Wilks 1995, Marroccu et al 1993, Bahrenberg et al. 1999):

In Tabelle 17 sind die berechneten Statistiken zusammengestellt. Es sei darauf hingewiesen, daß es sich um die *mittleren* Werte der verfügbaren 151 Stationen (Abb. 34) handelt. Die Gültigkeit für eine adäquate Repräsentation der Flächenniederschläge ist mit den Punktdaten nicht gegeben (vgl. Kap. 5.1.3), jedoch liefern die Statistiken Schätzwerte zur Interpretation der Übereinstimmung des zeitlichen Niederschlagsignals des Satelliten-Retrievals.

In Tabelle 17 sind die berechneten Statistiken zusammengestellt. Es sei darauf hingewiesen, daß es sich um die *mittleren* Werte der verfügbaren 151 Stationen (Abb. 34) handelt. Die Gültigkeit für eine adäquate Repräsentation der Flächenniederschläge ist mit den Punktdaten nicht gegeben (vgl. Kap. 5.1.3), jedoch liefern die Statistiken Schätzwerte zur Interpretation der Übereinstimmung des zeitlichen Niederschlagsignals des Satelliten-Retrievals.

Die ECST-Niederschlagsschätzung zeigt über die 10-tägige Periode eine geringe systematische mittlere Unterschätzung des Niederschlags von ca. 4.7 %. Dies wird in einem negativen Bias-Wert von -0.19 mm deutlich. Gute Werte stellen die mittlere absolute Abweichung mit 3.4 mm und ein RMSD von 7.4 mm dar. Die mittlere prozentuale Abweichung liegt bei 83 %. Dies stellt bei ungleich komplexeren Bedingungen der aktuellen Zeitreihe eine signifikante

Verbesserung der Ergebnisse gegenüber der vom methodischen Validierungsansatz vergleichbaren Studie in Sardinien dar (vgl. MARROCU ET AL. 1993). Der Mittelwert der normalverteilten zugrundeliegenden 1510 ECST-Einzelwerte zeigt nach dem Student-t-Test auf dem 0.01 % Niveau keine signifikante Abweichung von den korrespondierenden SYNOP-Mittelwerten.

Tabelle 16: Statistische Maßzahlen zur Bewertung der Güte des Zusammenhangs der Meß- und Satellitenniederschlagsdaten.

Maßzahl	Berechnung/Symbol
Korrelationskoeffizient der als linear angenommenen Beziehung von S_R und G_R .	K_R
Mittlerer Satellitenniederschlag der Dekade.	S_R
Mittlerer Meßnetzniederschlag der Dekade.	G_R
	Berechnung/Symbol
Mittlerer systematischer Fehler (Bias) (mm).	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [S_{R_i} - G_{R_i}]$
Root Mean Square Deviation (RMSD) als Maß für den die Streuung der Niederschlagswerte um den Mittelwert beider Zeitreihen (mm).	$\sqrt{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [S_{R_i} - G_{R_i}]^2 \right)}$
Mean Absolute Deviation (MAD) als Maß für die absoluten Abweichungen (mm).	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n S_{R_i} - G_{R_i} $
Probability of Detection (PD) als Maß für den relativen Fehler in Prozent (%)	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{ S_{R_i} - G_{R_i} }{G_{R_i}}$

Tabelle 17: Statistik der mittleren Werte für die 10 Tage Periode - SYNOP gegen ECST (151 Stationen).

	R (mm)	K_R	Bias (mm)	RMSD (mm)	MAD (mm)	PD (%)
SYNOP	6175.7					
ECST	5886.6	0.62	-0.19	7.4	3.4	0.83

Betrachtet man die 151 Einzelreihen einzeln, unterliegt die Korrelation erwartungsgemäß einer großen Spannweite. Tabelle 18 gibt den Überblick über die Fallzahlen und die prozentuale Aufteilung der resultierenden Korrelationskoeffizienten.

Knapp 72 Prozent (71.5 %) der untersuchten Zeitreihen weisen somit eine mittlere bis sehr hohe Korrelation auf. Auf dem 0.05-Niveau korrelieren 97 der 151 Zeitreihen signifikant. Überprüft man die gepaarten Werte der Einzelreihen auf dem 0.05-Niveau hinsichtlich einer signifikanten Korrelation, so sind die Mittelwerte von 144 der 151 Zeitreihen *nicht* signifikant unterschiedlich. Da nicht von normalverteilten Niederschlagswerten ausgegangen werden kann, wurden auch nicht parametrische Testverfahren (Mann-Whitney-U-/Wilcoxon-W-Test; Kolmogorov-Smirnov-Test, Wald-Wolfowitz-Test) angewendet. Die nicht parametrischen Testverfahren weisen auf dem 0.05-Niveau lediglich 3 Zeitreihen als signifikant voneinander abweichend aus. Der mittlere Korrelationskoeffizient aller 10-tägigen Einzelzeitreihen liegt bei $K_R=0.63$. Faßt man die Testergebnisse zusammen, kann von einem *signifikanten*, überwiegend *hohen* bis *sehr hohen* Zusammenhang der Punktmessungen mit den Satellitenschätzungen gesprochen werden.

Tabelle 18: Verteilung der Korrelationskoeffizienten der 151 10-Tages-Zeitreihen von ECST Niederschlagsschätzung und SYNOP-Meldungen.

Korrelationskoeffizient	Anzahl
$0.1 < r < 0.2$	2
$0.2 < r < 0.5$	41
$0.5 < r < 0.7$	28
<u>$0.7 < r < 0.9$</u>	<u>60</u>
$0.9 < r < 1.0$	20

Um aus den Punktdaten eine auf der synoptischen Skala verwendbare Raumaussage ableiten zu können, müssen für den Vergleich von Satelliten- und Bodenmeßdaten die räumliche Verteilung sowie die zeitliche Auflösung der Bodenmeßstationen im Verhältnis zur beobachteten *räumlich-zeitlichen Prozesseskala* gewählt werden. Das heißt zur Erfassung der räumlichen und zeitlichen Variabilität konvektiver Starkniederschläge auf der lokalen Skala (*Meso- γ /Mikro- α -Skala*) ist ein engmaschiges Meßnetz (mehrere Stationen innerhalb eines Meteosat-Pixel) mit einer zeitlichen Auflösung von mindestens 5 Minuten notwendig (vgl. Kap. 5.1).

Zur räumlichen Auflösung frontaler Prozesse sind zumindest Tagessummendaten, besser Halbtagesummendaten bei einem Stationsabstand von wenigen Dekakilometern als Minimum anzusehen (RUDOLF ET AL. 1992). Um zu verwendbaren Statistiken auf der synoptischen Skala (*Meso- β*) zu gelangen, werden im folgenden die vorhandenen SYNOP-Meßreihen zu geeigneten, regionalen Clustern zusammengefaßt. Insgesamt können 6 Raumcluster mit ausreichend dichtem Stationsnetz (151 Stationen) gebildet werden. Abbildung 34 gibt die Lage der Cluster innerhalb des Untersuchungsgebietes wieder. Die Statistiken zu den Regionen finden sich in Tabelle 19.

Alle 6 regionalen Mittelwertsreihen korrelieren in *hohem* bis *sehr hohem* Maße. Der Zusammenhang der mittleren regionalen SYNOP-Meßwerte und der zu-

gehörigen ECST-Niederschlagsschätzungen ist auf dem 0.01-Niveau hochgradig signifikant.

Der systematische Fehler (Bias) unterliegt einem Gradienten, der von -0.93 mm unter maritimer Beeinflussung bis hin zu 0.82 mm unter kontinentalem Klima ansteigt. Es zeigt sich also eine systematische Unterschätzung der ECST in küstennahen Räumen bzw. eine systematische Überschätzung der ECST in kontinentalen Räumen.

Diese Tendenz ist in eindeutiger Übereinstimmung zu der Niederschlagsableitung aus der numerischen Wolkenmodellierung und der Verwendung einer einheitlichen Transferfunktion zur Einbindung der Niederschlagsdynamik in das Satelliten-Retrieval zu sehen. Die räumliche und zeitliche Verteilung der ausgewählten Initialprofile stellt lediglich einen mittleren Wert zur Verfügung und kann nicht aktuelle Verhältnisse oder den Gradienten von maritimem zu kontinentalem Klima abbilden. Darüber hinaus wird zusätzlich zur Wirkung des Kontinentalitätsfaktors im Gebiet der Region 2 eine erhebliche Modifikation durch orographische Effekte bewirkt.

Tabelle 19: Statistik der mittleren Werte für die 10-Tage-Periode - SYNOP gegen ECST für 6 räumlich zusammengefaßte Regionen.

Region	Anzahl Statio- nen	G_R (mm)	S_R (mm)	K_R	Bias (mm)	RMS D (mm)	MA (mm)	PD %
1 Benelux/Westdeutschland	46	4.92	4.01	0.80	-0.93	2.93	1.94	39
2 Nördlicher Alpenrand	16	6.37	6.29	0.87	-0.08	0.25	4.02	63
3 Bayern/ Tschechien/Slowakei	34	3.48	3.90	0.88	0.42	1.34	1.99	57
4 Österreich/ Slowenien/Kroatien	25	2.79	2.52	0.90	-0.26	0.84	1.2	43
5 Ostdeutschland/Polen	19	2.61	3.42	0.84	0.82	2.58	1.38	53
6 S. Skandinavien/Ostsee	11	3.21	3.28	0.94	0.06	0.2	0.84	26

Die geringfügige systematische Überschätzung in Region 6 wird durch die Lage der Mehrzahl der Standorte im Westwindlee Dänemarks und die eher kontinentalen Stationen Polens verursacht (vgl. Abb. 34, Beilage II).

Läßt man die Alpenregion zunächst einmal unberücksichtigt, erfaßt die ECST den generellen Niederschlagsverlauf sowohl in der *zeitlichen* als auch *quantitativen* Dynamik *sehr gut* (Abb. 35). Der systematische Fehler und die Fehlerwahrscheinlichkeit liegt *erheblich niedriger* als bei vergleichbaren Studien (vgl. u.a. MARROCU ET AL. 1993). Interpretiert man die Werte der einzelnen Regionen ergibt sich ein interessantes Bild. Der RMSD-Fehler ist ein Maß für die Streuung der Einzelwerte um die Mittelwerte der Zeitreihen. Damit gibt er im Verhältnis zu den Mittelwerten die mittlere durchschnittliche Niederschlagsabweichung in Millimeter an.

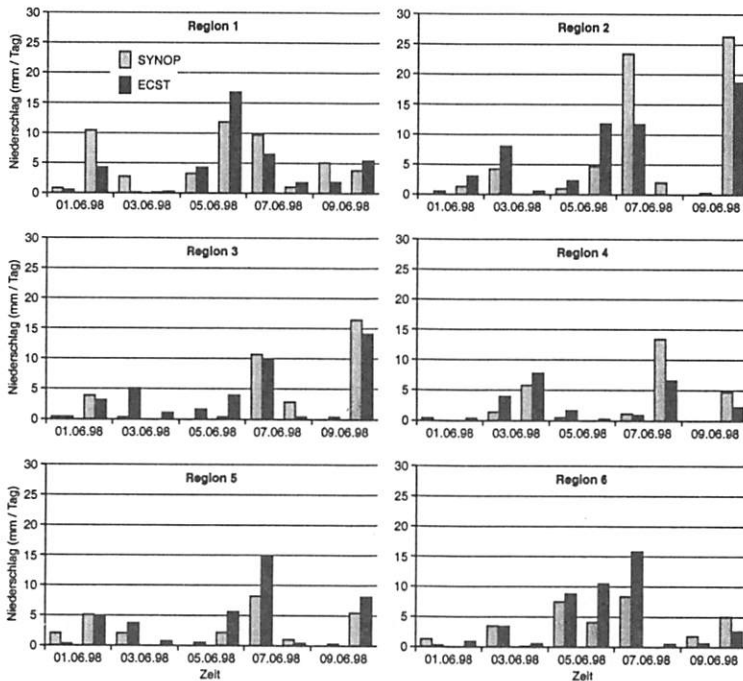


Abbildung 35: 10-tägige mittlere Niederschlagszeitreihen der regional zusammengefaßten Meßdaten und der korrespondierenden-ECST Schätzungen für den 1.-10. Juni 1998 als mittlere Tagesniederschläge.

Zur Beurteilung der Güte muß gleichzeitig auch die mittlere absolute Niederschlagsabweichung (MAD) betrachtet werden, da sie den Mittelungseffekt von Über- und Unterschätzung innerhalb der Zeitreihe aufdeckt. Insgesamt sind die Ergebnisse hinsichtlich des RMSD-Fehlers und der absoluten Abweichung aller Regionen als gut zu bewerten. Besonders hervorzuheben ist die Region 1 (Belux/Westdeutschland), die bei verhältnismäßig hohem mittleren Niederschlag (4.92 mm) mit 2.93 mm und 1.94 mm gute RMSD- und MAD-Werte aufweist, und bei einer Fehlerwahrscheinlichkeit von 39 % als *sehr gut* einzustufen ist. Dieses Ergebnis kann aufgrund der in dieser Region höchsten Stationszahl und -dichte durchaus als Referenzergebnis betrachtet werden. Ein besseres Ergebnis erreicht nur die Region 6 (Südl. Skandinavien/Ostsee) mit 0.2 mm (RMSD) und 0.84 (MAD) bei einem PD-Wert von 26 %.

Allerdings ist die Statistik dieser Region aufgrund der geringen Stationszahl und -dichte mit Zurückhaltung zu bewerten. Vergleichbare Ergebnisse mit zufriedenstellenden relativen Fehlern (PD) von 43 %, 53 % und 57 % liefern die Regionen 4 (Österreich, Slowenien, Kroatien), 5 (Ostdeutschland/Polen) und 3 (Bayern, Tschechien, Slowakei).

Bei der Betrachtung der mittleren quantitativen Werte fällt vor allem die Region 2 (Alpen) und 5 (Ostdeutschland/Polen) auf. Die Ergebnisse für Region 5 liefern mit einem RMSD-Wert von 2.58 mm bei gleichzeitig niedrigem absoluten Fehler einen eindeutigen Hinweis auf die Überschätzung der Nieder-

schläge in diesem Raum. Dieses Ergebnis ist jedoch vor dem Hintergrund des kontinentalen Sommerniederschlagsmaximums ein Anhaltspunkt für die *hohe räumliche Variabilität* der Niederschlagsereignisse, die vom SYNOP-Meßnetz, falls überhaupt, nur *unzureichend* erfaßt wird. Umgekehrt weist die Alpenregion mit einem niedrigen RMSD-Fehler von 0.25 mm und hohem MAD-Wert von 4.02 mm eine hohe absolute Differenz zwischen ECST-Schätzung und Bodenmessungen aus. Der geringe RMSD-Fehler resultiert in einer vergleichsweise gleichmäßigen Unter- bzw. Überschätzung der Niederschläge. Dies zeigt deutlich, selbst für die Ganglinien der Tagesmittelwerte, die hohe räumliche Variabilität der orographisch stark modifizierten Niederschlagsmuster entlang des Alpenbogens (GOHM & MAYR 1999, BENDIX ET AL. 2000).

Ein geeignetes Mittel zur Überprüfung der Robustheit des automatischen ECST-Verfahrens ist die Bewertung der Niederschlagszeitreihen im Kontext der korrespondierenden mesoskaligen Prozesse. Besondere Beachtung sollte den ausschließlich warmfrontal induzierten Niederschlägen vom 9. Juni geschenkt werden. Zur Überprüfung der ECST-Niederschlagsschätzung in komplexen Wettersituationen sind der Warmluftvorstoß während der ersten Tageshälfte des 2. Juni und die kombinierten Kaltfront-Warmfrontniederschläge vom 5.-6. Juni sehr gut geeignet. Anhand der Statistiken zu den Niederschlagssummen und der Berücksichtigung der synoptischen Rahmenbedingungen soll nachfolgend eine Einschätzung des Algorithmus bezüglich seines Klassifizierungsverhaltens in unterschiedlichen synoptischen Situationen unternommen werden.

1., 4. und 8. Juni 1998: Die in Mitteleuropa wenig niederschlagswirksamen Tage des 1., 4. und 8. Juni werden seitens der ECST im Vergleich zu den SYNOP-Meldungen *sehr gut* erfaßt. Die Abweichungen liegen am 1. und 8. Juni unter maximalen 1.5 mm, während der Algorithmus am 4. Juni eine geringfügige Überschätzung von maximal 1 mm zeigt.

2. Juni 1998: Am 2. Juni findet in der Region 2 (2.7 mm), Region 4 (0.03 mm) und Region 6 (0.36 mm) eine mäßige Überschätzung seitens der ECST statt. Hingegen wird in der Region 3 (1.12 mm) bzw. der Region 5 (0.63 mm) der Niederschlag in etwa vergleichbarer Größenordnung unterschätzt. Eine Sonderrolle nimmt erneut die Region 1 ein, die mit 6.7 mm eine deutliche Unterschätzung der Niederschläge aufweist. Wie sich in der nachfolgenden Analyse (Kap. 5.2.4) der auf 5 Minuten zeitlicher Auflösung vorliegenden MIUB-Erftkreis-Niederschlagsdaten noch genauer zeigt, ist dies letztlich das Resultat der warmfrontalen Aufgleitgewitter der ersten Tageshälfte. Diese brachten teilweise ergiebige lokale Niederschläge. In Kombination mit den ebenfalls nur lokal wirksamen kaltfrontalen Gewittern der zweiten Tageshälfte führt dies zu regional stark variierenden Niederschlagshöhen, die auch von wesentlich dichteren Meßnetzen nur unzureichend oder überhaupt nicht erfaßt werden.

3. und 10. Juni 1998: Die Niederschlagsituation des 3. Juni sowie des 10. Juni war gekennzeichnet von typischen Kaltfrontpassagen. Während am 3. Juni jedoch im Anschluß des Frontendurchganges durch großräumige Absinkvorgänge eine Stabilisierung herbeigeführt wurde, waren am 10. Juni die postfrontalen Hebungsvorgänge an der Niederschlagsgenese beteiligt. Die in der Folge überwiegend kleinräumigen Schauerniederschläge des 3. Juni werden von der ECST mäßig überschätzt (max. 2.6 mm). Eine Ausnahme bilden die Alpenregion und Ostdeutschland/Polen, wo es zu Überschätzungen von 4.8 und 5.7 mm kommt. In

beiden Regionen wird dies durch die einströmende subtropische Warmluft, die bis in den Raum von Berlin zu heftigen lokalen Gewittern führt, bewirkt.

Auch an diesem Beispiel ist die unzureichende räumliche Auflösung des Bodenmeßnetzes in die Beurteilung der Überschätzungstendenz seitens der ECST einzubeziehen. Am 10. Juni wird in den Regionen 1, 3, 4, 6 erneut eine hohe Übereinstimmung bei stark variierenden absoluten Niederschlagshöhen erzielt. Die maximale Abweichung beträgt hier wiederum nur 1.5 mm in Region 6. Die Regionen 2 und 5 weisen hingegen höhere Abweichungen auf. Während in der Region 2 mit 8.3 mm eine erhebliche Unterschätzung der Niederschläge stattfindet, ist dies in Region 5 mit 5.7 mm Überschätzung genau umgekehrt. An der Alpennordseite trifft die aus Nordwest kommende Kaltluft auf subtropische Luft (xSp, mS), was zu einer maßgeblichen Intensivierung der orographischen Konvektionsprozesse führt. Im Bereich der Region 5 ist die Kaltfront stationär geworden und in der Folge sehr niedrige Wolkentemperaturen und reduzierte Niederschlagswirksamkeit.

5.-7. Juni 1998: Die 3-tägige Abfolge von Warmfrontvorstoß in die polare Kaltluft Norddeutschlands am 5. und 6. Juni mit der nachfolgenden Kaltfront am 7. Juni wird im quantitativen Verlauf durch die ECST *sehr gut* erfaßt. In Region 1 wird mit 1.4 mm, 1.5 mm und -2.9 mm Niederschlagsdifferenz zu den SYNOP-Werten ein *hervorragendes* Schätzergebnis erreicht. Vergleichbar gut sind mit 1.3 mm, 0.4 mm und 0.3 mm die Region 4, mit 0.1 mm, 2.2 mm und -0.4 mm die Region 5 und mit 0.01 mm, 2.5 mm sowie 0.4 mm die Region 6. Etwas schwächer stellt sich die Übereinstimmung der Ergebnisse in Region 3 dar. Im Meßnetz werden nur marginale Niederschläge verzeichnet, während die ECST mit 1.2 mm, 1.1 mm und 3.8 mm die Niederschlagssummen überschätzt.

Gerade für die konvektiv geprägte 3-Tagesperiode vom 5.-7. Juni 1998 muß für den Balkan (Region3) in besonderem Maße die Problematik der räumlich gültigen Erfassung hochvariabler kontinentaler Konvektionsniederschläge durch Punktmessungen bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden. Im Zweifelsfall erfassen die *Satellitenbeobachtungen* die relativen räumlichen Strukturen *zuverlässiger*. Bemerkenswert ist erneut Region 2. Dort wird die relative Tendenz des Niederschlagsverlaufs gut wiedergegeben. Mit 1.4 mm, 7.6 mm und -10.3 mm werden jedoch gleichzeitig die höchsten mittleren absoluten Abweichungen der gesamten Periode aller Regionen erreicht.

9. Juni 1998: Die klassische Warmfrontpassage am 9.6. wird in allen Regionen sehr gut erkannt und adäquat quantifiziert. Im einzelnen findet in der Region 2 (0.73 mm), Region 3 (0.51 mm) und Region 5 (0.52 mm) eine geringfügige Überschätzung statt, während in Region 4 (0.05 mm) und Region 6 (1.18 mm) der Niederschlag in geringem Maße unterschätzt wird. Region 1 nimmt mit 2.1 mm Unterschätzung eine Ausreißerstellung ein. Während die geringfügigen Unter- und Überschätzungen der übrigen Regionen unterhalb des 0.05-Signifikanzniveaus liegen, ist die Unterschätzung in der Region 1 signifikant.

Mehrere Gründe wirken hier zusammen. Zunächst ist in den Beneluxländern und in der Niederrheinischen Bucht durch das maritim dominierte Klima von einer größeren Quantität potentiell verfügbaren Niederschlagswassers in der Luftsäule auszugehen, als dies in den kontinentalen Gebieten des Untersuchungsraumes der Fall ist. Vorrangig wird die Unterschätzung der ECST jedoch durch die Stationen hervorgerufen, die im Luv des Rheinischen

Schiefergebirges liegen und durch die orographischen Hebungsvorgänge überdurchschnittliche Niederschlagssummen aus Steigungsregen beziehen. Im Gegenzug liegen die Stationen in der Rheintalung auf einer relativen Trockenachse und verzeichnen unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen.

Am 9. Juni kann die summarische Unterschätzung der Niederschläge durch das Satelliten-Retrieval in Region 1 überwiegend mit der orographisch induzierten Niederschlagsspende der Warmfrontenpassage begründet werden. Das im Satellitenbild zwar deutlich ausgeprägte, jedoch relativ warme Wolkenband der Warmfront wird durch die verwendeten Schwellenwerte des ECST-Algorithmus fast vollständig ausgefiltert. Die seitens der ECST registrierten Niederschläge können eindeutig den Gebieten der Warmfront zugeordnet werden, die durch eingebettete, flachgründig konvektive Zellen gekennzeichnet sind. In der Regel sind diese Gebiete auch im Wasserdampfkanal durch eine auffallende lokale Erhöhung des Wasserdampfgehalts charakterisiert.

5.2.4 Vergleich der hochaufgelösten Meßnetzdaten mit der ECST-Schätzung

Um festzustellen, wie gut die Satellitenschätzung der Einzelbilder mit Niederschlagsmeßwerten übereinstimmt, werden zeitlich und räumlich hochauflösende Datensätze benötigt. Für die Periode vom 1.–10. Juni konnte über derartige Daten aus dem Meßnetz des Erstverbandes (7 Stationen) und des Meteorologischen Instituts der Uni Bonn (MIUB, 7 Stationen) verfügt werden. Die Stationen verteilen sich räumlich von der offenen Buchtlage nordwestlich von Köln über den Höhenzug der Ville bis in die Voreifel am westlichen Rand und werden durch einige Stationen in der Rheintalung zwischen Köln und Bonn ergänzt. Abbildung 36 (siehe Beilage II) gibt einen Überblick über die genaue Lage der Stationen.

Deutlich sichtbar liegt die Mehrzahl der Stationen südwestlich Bonn an der nordöstlichen Eifelabdachung. Die während Anströmungen aus dem West- und Südsektor im Lee gelegenen Meßstationen müssen für allgemeine Validierungszwecke als weniger geeignet angesehen werden, da zu erwartende lokale Lee-Effekte von einem geostationären Satellitensensor kaum erfaßt werden können. Andererseits ist zur Überprüfung der Praxis-tauglichkeit der ECST die vorgefundene Komplexität der Orographie zu begrüßen, da anhand der zu erwartenden Probleme Erkenntnisse über die operationelle Eignung des Retrievals für stark reliefiertes Gelände zu erwarten sind. Betrachtet man das Mittel aller Stationen der 10-tägigen Periode (Tabelle 20), liegt der mittlere gemessene Summen-niederschlag der Stationen 13.4 mm unterhalb der mittleren Satellitenschätzung, was eine Überschätzung seitens der ECST von + 39 % darstellt. Die Korrelation der summarischen Zeitreihen ist mit $r=0.15$ gering. Ebenso liegen der RMSD-Fehler mit 0.61 mm und die absolute Abweichung mit 0.19 mm recht hoch. Dies führt zu einem durchschnittlichen Abweichungsfehler von 176 %.

Tabelle 20: Statistik der mittleren Werte für die 10-Tage-Periode - ERFT/MIUB gegen ECST (14 Stat.)

	R (mm)	K _R	Bias (mm)	RMSD (mm)	MAD (mm)	PoD
SYNOP	34.2					
ECST	47.6	0.15	0.03	0.61	.13	176

Betrachtet man die summarischen Tageszeitreihen einzeln, ergeben sich die in Tabelle 21 zusammengestellten Statistiken. An 4 der 10 Tage, dem 1., 4., 5. und 8. Juni, wird zumindest ein mittlerer Zusammenhang erreicht, während am 7., 9. und 10 Juni der Korrelationskoeffizient um Null tendiert. Ebenfalls gering ist der Zusammenhang für den 2., 3. und 6. Juni. Besonders auffallend ist das enorme Ansteigen des prozentualen Abweichungsfehlers in der zweiten Hälfte der Dekade. Der höchste prozentuale Abweichungsfehler wird am 8. Juni mit 600 % erreicht.

Tabelle 21: Statistik der mittleren Werte für die 10-Tage-Periode - SYNOP gegen ECST (Tageszeitreihen).

Tag	G _R (mm)	S _R (mm)	K _R	Bias (mm)	RMSD (mm)	MAD (mm)	PD %
1. Juni	5.2	4.9	0.65	-0.01	0.04	0.1	88
2. Juni	8.08	2.82	0.16	-0.11	0.76	0.16	96
3. Juni	0.5	0.21	0.49	-0.01	0.04	0.01	87
4. Juni	-	-	-	-	-	-	-
5. Juni	1.12	1.32	0.66	0.004	0.03	0.03	127
6. Juni	2.8	9.32	0.15	0.14	0.94	0.19	320
7. Juni	11.2	13.6	-0.3	0.05	0.35	0.42	179
8. Juni	0.14	0.9	0.53	0.02	0.11	0.02	608
9. Juni	1.88	2.21	0.05	0.01	0.05	0.08	197
10. Juni	3.21	12.33	0.02	0.19	1.32	0.26	390

In Abbildung 37 sind hierzu die mittleren Niederschlagswerte der Tagesreihen von 14 Stationen und der korrespondierenden ECST-Schätzungen dargestellt. Der 4. Juni ist nicht aufgeführt, da es weder an den Bodenstationen gemäß der Satellitenschätzung zu Niederschlag kam. Betrachtet man die graphische Darstellung der ECST-Summenreihen, wird im Widerspruch zur Statistik sichtbar, daß sowohl der zeitliche Verlauf als auch in der überwiegenden Anzahl von Fällen, die Tendenz der Niederschlagsintensitäten vergleichbar den Daten der Meßstationen erfaßt werden. Auffällig ist auch hier die überproportionale Zunahme der absoluten ECST-Niederschlagssummen im Vergleich zu den Meßstationen ab der Mitte der Dekade.

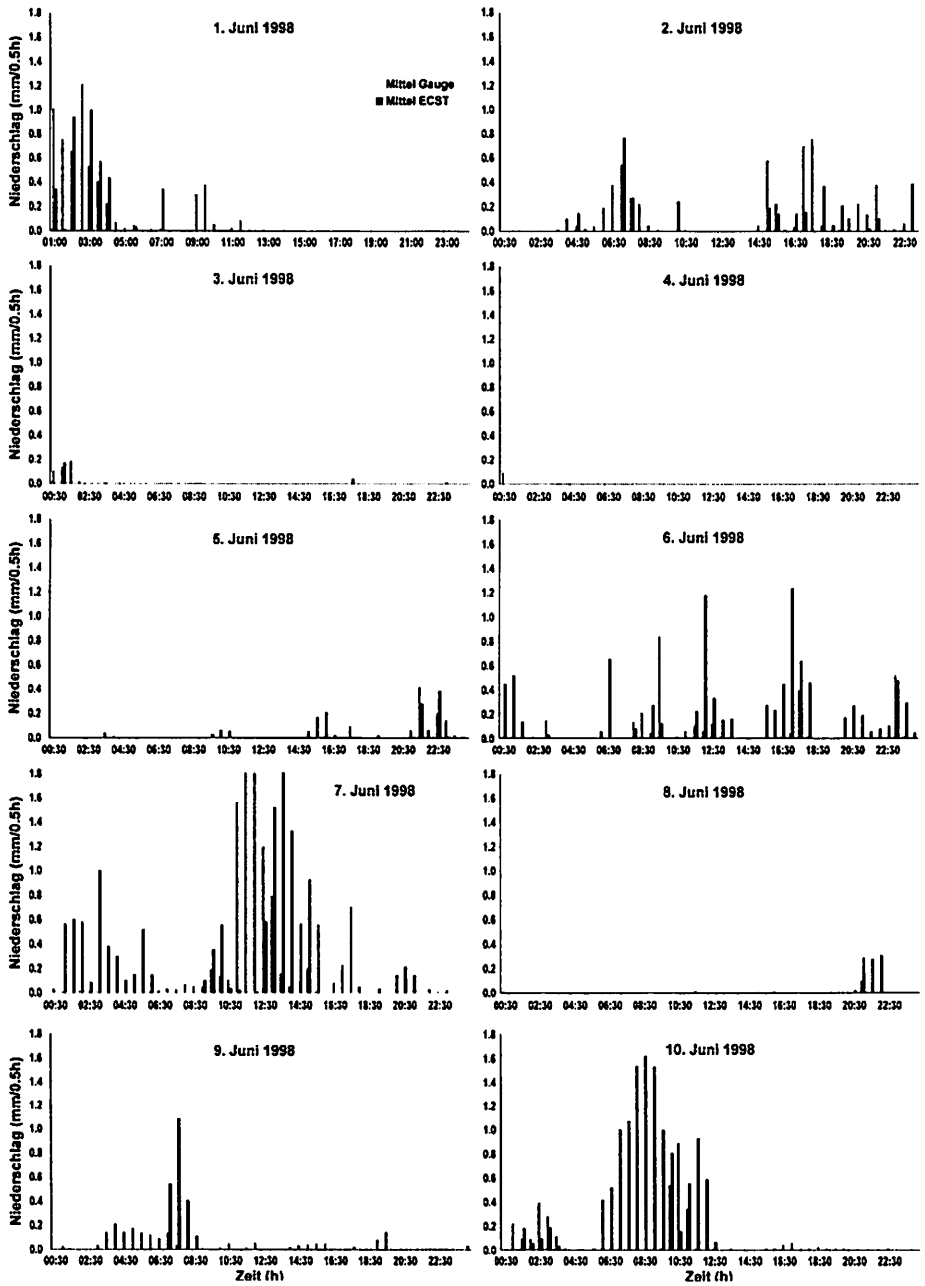


Abbildung 37: Tageszeitreihen der 14 Stationen und der korrespondierenden ECST-Schätzungen für den 1.-10. Juni 1998 in halbstündigen Intervallen.

Offensichtlich sind die Ganmlinien von gemessenem und geschätzten Niederschlägen qualitativ vergleichbar. Gestützt wird dieser Eindruck von den Ergebnissen der Korrelationsanalyse der zugehörigen 14 Einzelzeitreihen der Tagesniederschlagssummen, die eine den SYNOP-Zeitreihen vergleichbare Güte aufweist. Jede der 14 Reihen korreliert auf dem 0.01-Signifikanzniveau mit überwiegend hohem oder sehr hohem Zusammenhang (Tabelle 22).

Tabelle 22: Verteilung der Korrelationskoeffizienten 10-Tages-Zeitreihen von ECST Niederschlagsschätzung und MIÜB-/Erfiverband-Meldungen

Korrelationskoeffizient	Anzahl
$0.1 < r < 0.2$	3
$0.2 < r < 0.5$	3
$0.5 < r < 0.7$	6
$0.7 < r < 0.9$	2
$0.9 < r < 1$	-

Um zu einer besseren Interpretierbarkeit dieser widersprüchlichen Ergebnisse zu gelangen, wurden neben der Analyse des synoptischen Windfeldes aus den Radiosondendaten zusätzlich die Satellitenbildfilme der Einzeltage herangezogen. Die Ergebnisse legen es nahe, daß zwei Faktoren erheblichen Einfluß ausüben. Dies ist, wie schon zu Beginn vermutet, die Lage des Meßnetzes im Lee des Rheinischen Schiefergebirges und die wachsende Bedeutung der räumlichen und zeitlichen Variabilität punktueller Messung auf einer zeitlich wesentlich besser aufgelösten Skala.

Betrachtet man zunächst die enormen Überschätzungen ab dem 6. Juni, so zeigt sich, daß ein auffallender Zusammenhang mit der zunehmenden Ausprägung der südwestlichen Höhenströmung auf dem 500 hPa-Niveau vorliegt. Die zunächst schmale, küstennahe Zone mit maximalen Geschwindigkeiten bis zu 25 m/s dehnt sich bis zum 10. Juni bis zur Linie Stuttgart-Meinigen mit Geschwindigkeiten von bis zu 50 m/s aus. Dies wirkt sich bis in die bodennahen Luftschichten aus, so daß in der zweiten Hälfte der Validierungsperiode der gesamte Mittelgebirgsrücken quer zur Anströmung liegt. In der Folge treten entsprechende Niederschlagsintensivierungen im Luv und Niederschlagsreduzierung im Lee auf. Ungeachtet dieser bekannten Wirkung kann jedoch die Klärung der Frage, inwieweit sich hierdurch das räumliche Verteilungsmuster der Niederschläge ändert, einen Beitrag zur besseren Interpretation der Statistiken liefern. Eine effektive Möglichkeit der qualitativen Prüfung liegt darin, die Tagesniederschlagssummen der 14 Stationen im Vergleich zu den korrespondierenden Punktwerten der ECST räumlich zu interpolieren und die resultierenden Raummuster miteinander zu vergleichen. Auf diese Weise wird das Potential der ECST, hochauflösende Raumdaten zur Verfügung zu stellen, ignoriert. Allerdings ermöglicht der Ansatz, mit Hilfe von geeigneten Interpolationstechniken ein adäquates, miteinander vergleichbares Raummuster der Niederschlagsverteilung zu erzeugen.

Als Beispiel sei hier der 7. Juni, der mit einem Korrelationskoeffizienten von $r = -0.3$ das schlechteste Ergebnis aufweist, gezeigt (Abb. 38). In der oberen Bildleiste links sind die Stations- und rechts die Satellitenniederschläge, jeweils basierend auf der Interpolation der 14 Stationswerte, dargestellt. Zur Interpolation wurde der Barnes-Algorithmus (BARNES 1964), der im US-Wetterdienst und im MCIDAS-Wetteranalyse-System zur Erstellung operationeller Vorhersagekarten implementiert ist, verwendet.

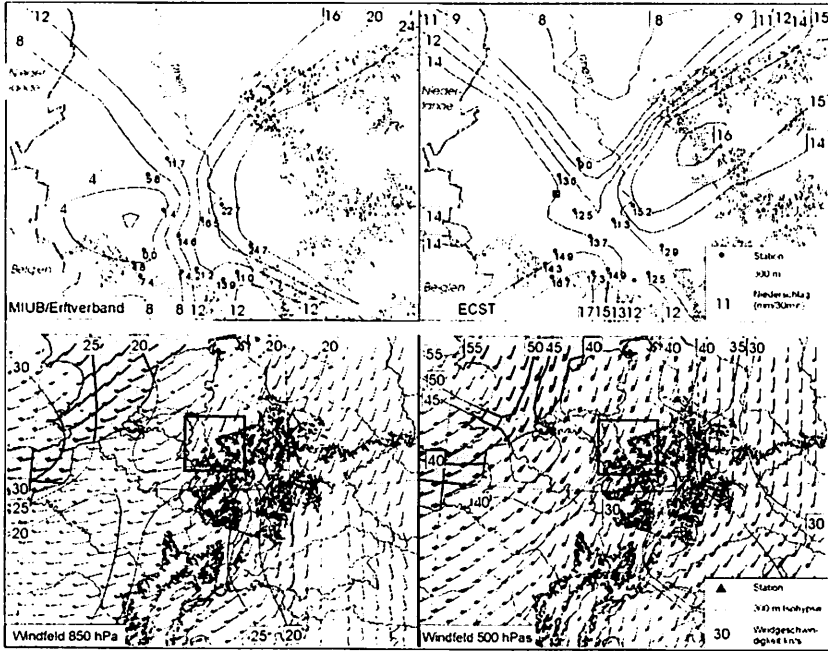


Abbildung 38: *Oben:* Interpolierte Niederschlagsmuster, basierend auf den Stationsmessungen (links) und den korrespondierenden ECST-Schätzungen (rechts) für die Köln-Bonner Bucht für den 7. Juni 1998. *Unten:* Mesoskalige Windrichtung und Windgeschwindigkeiten auf dem 850 hPa-Niveau (links) und auf dem 500 hPa-Niveau (rechts) für den 7. Juni 1998 12 UTC; die Rahmen markieren den Ausschnitt der oberen Detailkarten.

Trotz der schwach negativen Korrelation ist das resultierende Räumuster durchaus vergleichbar. Abweichend ist jedoch der West-Ost-Gradient der Niederschlagssummen. Bedingt durch die methodisch begründeten, integralen mittleren Flächenniederschläge der ECST sind diese quantitativ weniger differenziert und in ihrer absoluten Höhe niedriger. Dennoch findet sich in Abb. 38 (oben rechts) eine deutliche Gliederung in das geringfügig niederschlagsärmere Rheintal und die mit etwa gleichen Niederschlagswerten versehenen rechts- bzw. linksrheinischen Randhöhen.

Gänzlich anders sieht das Muster bei den Meßwerten aus. Auch hier wird von dem Interpolationsalgorithmus das Rheintal niederschlagsärmer taxiert. Allerdings tritt hier ein hoher West-Ost gerichteter Niederschlagsgradient auf.

Während im Lee der Eifel Niederschläge von 0 mm bis etwa 5 mm vorkommen, weisen die am Fuße des Bergischen Landes positionierten Stationen Niederschlagswerte in der fast fünffachen Größenordnung auf (Frankenforst 24.3 mm). Vergleicht man den Niederschlagsgradienten mit dem synoptischen Windfeld (Abb. 38 untere Bildleiste), wird der dominante Einfluß der Lee-Lage deutlich. Auf dem 850 hPa-Niveau (ca. 1.5 km Höhe) wird die durch die Stauage erzwungene Erhöhung der Windgeschwindigkeit auf über 12.8 m/s (25 kn) deutlich. Die 25 kn-Isolinie bildet entlang der synoptischen Südwest Strömungsrichtung ein Vorstoßgebiet erhöhter Windgeschwindigkeiten, das bis etwa zur Rheintalung reicht. Danach fällt die Windgeschwindigkeit schnell auf unter 20 kn ab. Verursacht wird dieser Anströmungseffekt durch eine sehr starke Höhenströmung, die in der 2. Hälfte der Validierungsperiode auf dem 500 hPa-Niveau von ca. 15.5 m/s (30 kn) am 7. Juni bis auf über 40 m/s (75 kn) am 10. Juni (jeweils 12 UTC) ansteigt. Zusätzlich verstärkend wirkt auf die Kanalisierung der Strömung das aus Nordwesten vorrückende Tiefdruckgebiet.

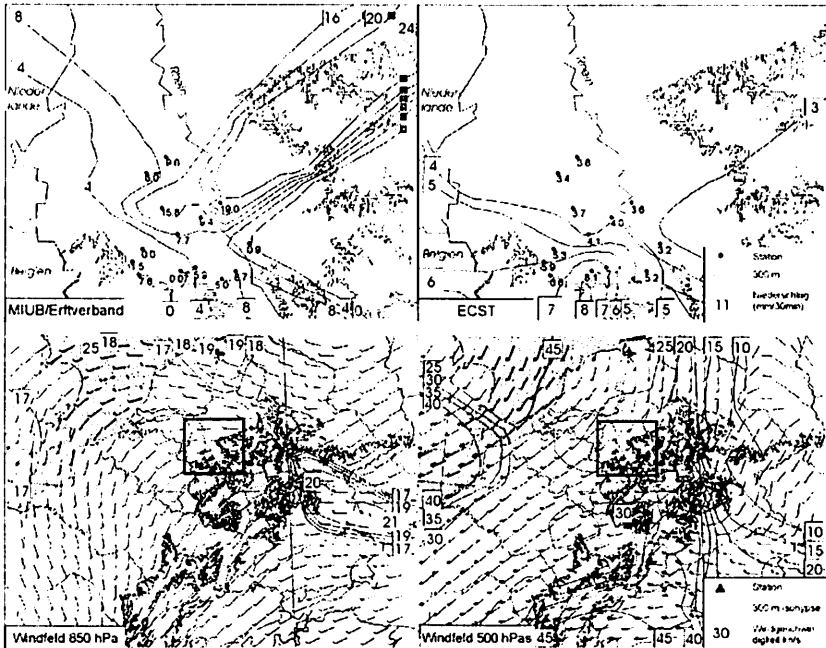


Abbildung 39: **Oben:** Interpolierte Niederschlagsmuster, basierend auf den Stationsmessungen (links) und den korrespondierenden ECST-Schätzungen (rechts) für die Köln-Bonner Bucht für den 1. Juni 1998. **Unten:** Mesoskalige Windrichtung und Windgeschwindigkeiten auf dem 850 hPa-Niveau (links) und auf dem 500 hPa-Niveau (rechts) für den 1. Juni 1998 12 UTC; die Rahmen markieren den Ausschnitt der oberen Detailkarten.

Deutlich abweichend hierzu ist die Situation am 1. und 2. Juni. In Abbildung 39 sind analog zur vorausgegangenen Abbildung die interpolierten Niederschlagsmuster (obere Bildleiste) und das Windfeld auf 850 bzw. 500 hPa-Niveau (untere Bildleiste) des 1. Juni dargestellt. Maßgeblich für das bodennahe Windfeld über der Kölner Bucht ist die Westströmung mit durch den Kaltluftvorstoß verursachten niedrigen Windgeschwindigkeiten in Bodennähe. Dies führte zu örtlichen Schauern und vereinzelt gewittrigen Schauern.

Die Daten des Meßnetzes (Abb. 39 oben rechts) geben die kleinräumige Variabilität gut wieder. Auffällig ist die linienhafte West-Ost Anordnung von Stationen ähnlicher Niederschlagshöhen. Die ECST-Schätzung zeigt ebenfalls in westöstlicher Richtung vergleichbare Niederschlagshöhen, weist jedoch in der äußeren Buchtlage lediglich Niederschläge um die 3.5 mm und in der inneren Buchtlage Niederschläge um 5.5 mm auf. Das interpolierte Niederschlagsfeld zeigt erneut ähnliche Niederschlagsmuster, wobei die Station Frankenforst mit 19 mm Niederschlag einen extremen Ausreißerwert mit entsprechender Wirkung auf die Interpolation darstellt.

5.2.5 Zusammenfassung und Schlußfolgerung aus der Zeitreihenvalidierung

Unmittelbar abzuleitendes Fazit der zeitlich hochaufgelösten Vergleichsstudien ist, daß die bereits zuvor angesprochene, orographisch induzierte Modifizierung der Niederschlagsmuster innerhalb des regionalen ERFT- /MIUB-Meßnetzes aufgrund der komplexen Lage zwischen Eifel und Süderbergland innerhalb der Köln-Bonner Bucht wesentlich genauer erfaßt wird als vergleichbare Standorte in den SYNOP-Tagesmittelwerten. Grund hierfür ist die Lage aller Stationen innerhalb der Köln-Bonner Bucht, was als explizites Beispiel für orographisch beeinflusste Meßstandorte gelten kann. Trotz der kontroversen Ergebnisse können die in Abbildung 37 und Tabelle 22 gezeigten Vergleiche als positiver Beleg für die grundsätzliche Güte des Satellitenverfahrens geltend gemacht werden. Vor allem die Verlaufskurven der einzelnen Tageszeitreihen zeigen eine hohes Maß an Übereinstimmung hinsichtlich der gemessenen Verlaufskurve.

Eine wesentliche Ursache für das differenzierte Abschneiden der ECST-Schätzungen im Vergleich mit den zeitlich hochaufgelösten Stationsdaten scheint evident zu sein, ist jedoch schwer zu belegen und muß daher als Hypothese gelten. Die untersuchte Validierungsperiode war vor allem im Rheinland gekennzeichnet durch räumlich und zeitlich sehr variable konvektive Schauerniederschläge. Diese werden von den Punktmessungen der Stationen jedoch nur zufällig erfaßt. Erst über mittelfristige Zeiträume (ca. 12-24 Stunden) findet eine ausreichende Aggregation der Niederschlagssummen statt. Ein deutlicher Hinweis auf die Gültigkeit dieser Hypothese ist das signifikant bessere Abschneiden des Wippen-Clusters (4 Stationen innerhalb eines Meteosat-Pixel) in Frankenforst, das generell eine höhere Übereinstimmung mit den ECST-Schätzungen zeigt als die restlichen Stationen.

Werden die hochaufgelösten Daten statt räumlich zeitlich zusammengefaßt, zeigen die 3-stündig aggregierten Niederschlagsschätzungen den stärksten Zusammenhang beider Zeitreihen. So erreicht der 7. Juni mit einem Korrelations-

koeffizienten von $r=-0.3$ (vgl. Tabelle 21) bei der Betrachtung 3-stündiger Mittelwerte immerhin eine Verbesserung auf einen Korrelationskoeffizienten von $r=0.21$. Hinsichtlich der absoluten quantitativen Bilanz können die ECST-Tagessummenwerte als eine sehr gute Annäherung an die gemessenen Niederschläge betrachtet werden. Dies wird sowohl durch den Vergleich mit den SYNOP-Werten als auch durch die zeitlich hochauflösenden Niederschlagsmessungen belegt.

Betrachtet man zusätzlich die Ergebnisse aus den Zeitreihenvergleichen der Tagesniederschlagssummen der SYNOP-Stationen mit den ECST-Schätzungen, so wird ein signifikanter, hoher bis sehr hoher Zusammenhang sowohl der Einzelzeitreihen als auch der mittleren regionalen Zeitreihen des Niederschlags erreicht. Weiterhin zeigt die Einordnung des Niederschlagsvergleichs in die synoptischen Rahmenbedingungen die Eignung des ECST-Verfahrens, die unterschiedlichen Niederschlagsregime zuverlässig in einem automatischen Verfahren zu erfassen.

Problembereiche stellen allerdings die Modifikationen der Niederschlagsspende durch erhebliche orographische und/oder synoptischehebungsvorgänge dar. Niederschlagswirksame, räumlich ausgedehnte, jedoch warme Wolken werden nur unzureichend oder überhaupt nicht erfaßt. Großräumige stationäre Frontensysteme werden hingegen tendenziell überschätzt. Die ECST zeigt in der Meso- β -Skala, der üblicherweise die frontalen Prozesse zuzuordnen sind, hervorragende Ergebnisse und erscheint hinsichtlich der klimatologischen Ausrichtung der Fragestellung in der derzeitigen Implementierung als ein geeignetes Werkzeug zur Bearbeitung einer Niederschlags- und Konvektivitätsklimatologie.

C Die sommerlichen Niederschlags- und Konvektionsmuster der Jahre 1995-1998

1 Die klimatologischen Rahmenbedingungen

1.1. Einordnung in die regionalklimatologische Großgliederung

Der nachfolgende Teil der Arbeit widmet sich nach einer kurzen Einführung in die klimatologischen Rahmenbedingungen des Untersuchungsraumes der Analyse der berechneten konvektiven Niederschlagsmuster. Dies beinhaltet sowohl die Darstellung der Ergebnisse als auch die vertiefende Analyse hinsichtlich Anströmungsrichtung und Topographie. Die Detailanalyse fokussiert im wesentlichen auf das erweiterte Gebiet Nordrhein-Westfalens. Dies geschieht auch im Hinblick auf das gemeinsame Untersuchungsgebiet des SFB350, das in der erweiterten Niederrheinischen Bucht und den angrenzenden Mittelgebirgen liegt.

Der Untersuchungsraum ist klimatologisch im Übergangsbereich zwischen dem atlantischen Westeuropa und dem kontinentalen Osteuropa einzuordnen. Die natürliche Barriere der Alpen stellt dabei die Klimagrenze zwischen den westwinddominierten mittleren Breiten und den subtropischen Winterregengebieten im Mittelmeerraum dar. Das Klima des Untersuchungsgebiets ist geprägt durch seine zentrale Lage in der außertropischen Westwindzone, deren Hoch- und Tiefdruckgebiete einen ständigen Wechsel zwischen meridionalen und zonalen Windsystemen bewirken. In Mitteleuropa fallen zu jeder Jahreszeit ausreichende Niederschläge bei gleichzeitig gemäßigten Temperaturen mit einem klar ausgeprägten Tages- und Jahresgang. Bedingt durch den dominanten Einfluß der atlantischen Luftmassen existiert ein ausgeprägter thermischer und hygrischer Gradient. Dieser verläuft im allgemeinen von West nach Ost und von Nordwest nach Südost. Der Einfluß des Reliefs modifiziert diese grobe Strukturierung, je nach Anströmungsrichtung, maßgeblich.

Die räumliche Verteilung der mittleren Niederschlagshöhen ist daher stark von der Topographie bestimmt. Im Jahresmittel nimmt mit zunehmender Geländehöhe generell auch der Niederschlag zu. So umfassen die mittleren jährlichen Niederschlagshöhen des Bezugszeitraums 1961-1990 einen Bereich von 400 mm (im Lee des Harzes) bis 3200 mm (Alpen), wobei Werte zwischen 500 mm (in den östlichen Landesteilen) und 800 mm (im Nordwesten) für den größten Teil Deutschlands typisch sind.

Das Sommerhalbjahr ist überwiegend niederschlagsreicher als das Winterhalbjahr, wobei die Maxima der Niederschläge, dem kontinentalen Gradienten folgend, in Richtung Süden und Osten zunehmend aus konvektiven Niederschlägen rühren (vgl. u.a. FLOHIN 1942, 1954; FRANKENBERG 1984; SCHREIBER 1985).

1.2 Klimatologische Merkmale des nordwestdeutschen Raumes

Der Nordwesten Deutschlands und die angrenzenden Benelux-Staaten werden durch maritimen Klimaeinfluß dominiert. Dies führt zu eher kühlen Sommern und milden Wintern. Jedoch bedingt die naturräumliche Gliederung in das Tiefland (u.a. Niederrheinisches Tiefland, Niederrheinische Bucht, Westfälischen Bucht) und die Mittelgebirgsschwelle (Ardennen, Eifel, Süderbergland, Rothaargebirge, Eggegebirge, Weserbergland) eine signifikante Modifizierung des maritimen Einflusses. So bewirken die Höhen von ca. 600 m in der Eifel und über 800 m im Rothaargebirge vor allem im advektiv dominierten Winterhalbjahr typische Luv- und Lee-Effekte in der Niederschlagsverteilung. Auch die weit in die Niederrheinische Tiefebene ausholenden Kettengebirge des Weserberglands mit Höhen bis zu 400 m haben eine signifikante Wetterwirksamkeit (vgl. die grundlegenden Arbeiten von WEISCHET 1955, ERIKSEN 1967).

Das Niederschlagsmaximum tendiert schwach ausgeprägt zum Sommer, nur einige wenige Höhenlagen des Mittelgebirgsriegels übertreffen durch advektive Staueffekte im Winterhalbjahr die sommerlichen Niederschlagssummen. So liegt vergleichsweise im Bezugszeitraum 1951-1980 das Maximum der gemessenen Tagesniederschläge mit mehr als 10 mm je Station in den Sommermonaten. Allerdings gilt dies nur eingeschränkt für die Mittelgebirgsstationen, für die auch in den Wintermonaten ein sekundäres Maximum zu verzeichnen ist (MURL 1988). In den Sommermonaten verringern sich die räumlichen Unterschiede der Niederschlagshöhe in Abhängigkeit von der Topographie, bedingt durch die signifikante Abnahme der Stauniederschläge. Verursacht wird dies durch das deutlich erhöhte Hebungskondensationsniveau im Sommer. Gleichzeitig führen konvektive Schauerniederschläge in den Buchtlagen zu einer Erhöhung der Niederschlagssummen (SCHIRMER & VENT-SCHMIDT 1979).

Insgesamt liegen jedoch für den nordwestdeutschen Raum aufgrund des zeitlich und räumlich niedrig auflösenden Meßnetzes des DWD nur wenige differenzierte Erkenntnisse über die räumliche Verteilung sommerlicher Konvektionsniederschläge vor. Ein erster Ansatz zur Behebung dieses vor allem für die Wasserwirtschaft und Hydrologie erheblichen Defizits wurde mit der Erstellung des DWD-Starkniederschlagsatlas (BARTELS ET AL. 1990) unternommen. Dessen Datenbasis für Ereignisse < 24 Stunden basiert jedoch lediglich auf 125 bundesweit verteilten Regenschreibern. Die räumliche Auflösung ist trotz der optimierten statistischen Regressionsverfahren, die eine erweiterte Reliefbeschreibung und Kriging-Methoden kombinieren, unzulänglich. Dies gilt auch für die fehlende Erfassung der konvektiven Ereigniszentren und die zeitliche Gliederung der Ereignisse.

Für diese Fragestellung liegen bis auf wenige klimatologisch orientierte Arbeiten aus dem süddeutschen Raum (STEINHÄUSSER 1955, HARTKE & RUPPERT 1959, KERN 1961; WAGNER 1964, REICHEL 1965, SCHIRMER 1973) bzw. dem nordwestdeutschen Raum (Masuch 1970) nur einzelne Fallstudien zu Starkregenzügen und Niederschlagsstraßen vor (PRÜGEL 1949; RODEWALD 1950, SCHIRMER 1951, HARTKE 1954, STEINHÄUSSER 1968). Zu speziellen Singularitäten ungewöhnlicher Niederschlagsereignisse im Untersuchungsraum existieren Arbeiten von BINTIG (1950) und EMMERICH (1979). Da für alle

Auswertungen nur die 24 Stunden-Summenwerte zur Verfügung standen, leiden die Untersuchungen hinsichtlich der prozeßorientierten Zuordnung der Niederschläge an der ungünstigen Datenlage. Darüber hinaus stellt die subjektive manuelle Dateninterpretation des jeweiligen Bearbeiters ein nicht zu unterschätzendes Problem dar. So kommen z.B. im süddeutschen Raum die Studien zu abweichenden und teilweise widersprüchlichen Ergebnissen (vgl. HARTKE & RUPPERT 1959, SCHIRMER 1973). Neuere Ansätze zur Regionalisierung der Niederschlagsschätzungen mit Hilfe von dynamischen Modellkomponenten wurden von KLEIN (1994) und BRAUN (1997) im Südwesten Deutschlands durchgeführt. KLAUS ET AL. (1997) untersuchen den statistischen Zusammenhang von veränderten Zirkulationsmustern und ihren Ursachen. Darüber hinaus wird an einer konventionellen Analyse der Niederschlagsverteilung der Mittelgebirge gearbeitet (KLAUS 2001).

In jüngster Zeit wird die räumliche Verteilung von konvektiven Aktivitätszentren mittels Blitzentladungsmessungen auf einem 0.5 Grad Raster erfaßt, ohne jedoch eine ausreichend gute räumliche Auflösung erreichen zu können (ALEXANDER ET AL. 1999, MORALES 1999). In lokalen Fallstudien werden die Zugbahnen und Verteilungsmuster von Gewitterzellen mittels Echoanalysen von Radartops analysiert (SELTSMANN 2000).

Vor dem skizzierten Hintergrund der existierenden Arbeiten können mit der vorgestellten Methodik erstmals für einen größeren Raum die konvektiven Niederschlagsstrukturen und Auftrittshäufigkeiten räumlich und zeitlich hochaufgelöst erfaßt werden.

2 Methoden der Datenauswertung

2.1 Problemstellung einer Klimatologie konvektiver Niederschläge

Die effektive Bearbeitung einer satellitenbasierten Analyse konvektiver Niederschlagsereignisse ist letztlich abhängig von der erfolgreichen Verknüpfung der Fernerkundungsmethode mit den Raum-Zeit-Skalen der beobachteten Prozesse. Im Methodenteil der Arbeit wird dargestellt, wie ein physikalisch begründbarer Skalenübergang von der *Mikro- γ -Skala* der Wolkendynamik hin zu mesoskaligen (etwa *Meso- β -Skala*) konvektiven Prozessen frontaler Systeme vollzogen werden kann. Trotz der enormen Datenmenge darf bei einer Zeitperiode über vier meteorologische Sommer streng genommen nicht von einer Klimatologie gesprochen werden. Ungeachtet dieses Einwands weist die satellitenbasierte Untersuchung der Konvektionsniederschläge evidente Vorteile gegenüber den konventionellen Ansätzen auf.

Vornehmlich ist dies die quasi-kontinuierliche Erfassung *aller* auflösbaren *konvektiven Einzelergebnisse* über dem gesamten mitteleuropäischen Raum. Es kann daher von der *direkten* Erfassung der konvektiven Prozesskerne und der resultierenden Niederschläge ausgegangen werden. Der konventionellen klimatologischen Analyse von Niederschlagsverteilungen stehen üblicherweise 24-stündigen Niederschlagssummen zur Verfügung. Sie ist daher auf die *indirekte* Schätzung der Niederschlagsgenese angewiesen. Dieses Defizit kann durch die Anwendung der ECST erfolgreich ausgeglichen werden.

Legt man diese Betrachtungsweise zugrunde, stellt das Datenkollektiv der nominell 368 untersuchten Tage mit maximal 17664 Beobachtungszeitpunkten an 76800 Beobachtungsstandorten eine bislang unerreichte Beobachtungsbasis dar. Weder die zeitliche noch die räumliche Dichte wird innerhalb des Untersuchungsraums von einem bodengestützten Meßnetz erreicht. Zusätzlich existieren über die bearbeiteten 4 Jahre hinaus ca. weitere 10 Jahre verwertbares Meteosat-Datenmaterial. Eine Verlängerung der Untersuchungsperiode auf einen 10-15 jährigen Zeitraum wäre daher durchaus möglich.

Darüber hinaus können die ermittelten Niederschlagshöhen und -muster im Hinblick auf die 30-jährige klimatologische Normalperiode als ergänzende Informationen hinsichtlich der raum-zeitlichen Muster rein konvektiv induzierter Niederschlagsbeiträge interpretiert werden.

Die Erfüllung dieser Zielsetzung wird im folgenden anhand zweier Teilbereiche verfolgt. Zunächst werden die raum-zeitlichen Muster konvektiver Niederschläge analysiert. In einem zweiten Schritt wird in einer weiterführenden Analyse für Nordrhein-Westfalen versucht, für verschiedene Anströmungsrichtungen wesentliche Steuerungsmechanismen der Musterbildung zu erkennen und darzustellen.

2.2 Datenbasis und Methode zur Kartenerstellung

Insgesamt stehen für den untersuchten Zeitraum 16212 überprüfte ungestörte Meteosat-Bilder zur Verfügung. Diese stellen 91.8 % der maximal möglichen 17664 Aufnahmen dar. Die vorhandenen Bilder sind in Tabelle 23, aufgeschlüsselt nach Jahr und Monat, zusammengestellt. Insgesamt fehlen für 9 Tage

die Daten vollständig. Im einzelnen sind dies in den Juni-Monaten 3 Tage, im Juli 2 und im August 4 Tage. Im Jahr 1995 werden mit 14.4 % die höchsten Datenausfälle verzeichnet.

Grundsätzlich kann aber von einer homogen verteilten Datenbasis ausgegangen werden. Von den 16212 vorhandenen Bildern gehen gemäß des ECST-Algorithmus 12775 Bilder mit konvektiven Ereignissen in die Klimatologie ein. Somit können in 78.8 % aller Fälle innerhalb des Untersuchungsgebiets eine ausreichende Anzahl hochreichender und räumlich ausgedehnter Konvektionswolken beobachtet werden. Für die Erstellung der ΔT_{WV-IR} -Schwellenwertstatistik wird eine Anzahl von $n=30$ Pixel als Untergrenze des definierten Bildausschnitts vorausgesetzt.

Tabelle 23: Datengrundlage und Fehlzeiten der klimatologischen Analyse, aufgegliedert nach Monaten und Jahren (Fehlzeitenmaxima sind unterstrichen).

Monat	Maximale Anzahl Slots	Fehlslots	Ausfall in Prozent
Juni	5760	336	5.8
Juli	5952	456	7.7
August	5952	471	<u>7.9</u>
1995	4416	639	<u>14.4</u>
1996	4416	184	4.2
1997	4416	171	3.9
1998	4416	269	6.1

Bedingt durch die räumliche Auflösung des Meteosat wirken die resultierenden ECST-Niederschlagsmuster im Vergleich zu den interpolierten Klimakarten der gängigen Niederschlagsatlanten blockig und räumlich wesentlich differenzierter. Zur Erreichung einer höheren Übersichtlichkeit für die Darstellung jedoch nicht für die Interpretation der Niederschlagskarten wird ein 3x3 Mittelwertfilter verwendet, der, bei einer durchschnittlichen Senkung der Niederschlagswerte von ca. 5%, die übergeordneten Raumstrukturen deutlicher hervortreten läßt.

Die Berechnung der räumlichen Auftrittshäufigkeiten skaliger konvektiver Niederschlagskerne wird, hiervon abweichend, mittels der Anwendung eines adaptiven Filterverfahrens durchgeführt. Das Verfahren vergleicht Standardabweichung und Differenz zum Mittelwert in einer frei wählbaren Pixelumgebung (ELIASON & MCEWAN 1990, JÄHNE 2000). Durch diesen Filter können die durch das Resampling verursachten systematisch auftretenden Kantenartefakte erfolgreich von den gültigen Raummustern getrennt werden.

Zur Filterung der subskaligen Konvektionszentren eignet sich, aufgrund der signifikant geringeren Auftrittshäufigkeit und des daher auftretenden hohen Rauschpegels, das adaptive Filterverfahren nicht, da das Gradientenverfahren (vgl. Kap. 4.3.2) als Kantendetektor (JÄHNE 2000) wirkt. Um bei periodischen Störungen dennoch verlässliche Raumbezüge ableiten zu können ist eine Überführung in den Frequenzbereich notwendig (KRAUS 1990). Hierzu wird eine zweidimensionale Fourieranalyse vorgenommen.

Im weiteren Vorgehen kommt ein interaktiv unter Berücksichtigung der spektralen Wellenlängen der systematischen Störmuster entworfener Hochpassfilter zum Einsatz (vgl. GONZALEZ & WOODS 1992, KRAUS 1990:513ff.). Nach der erfolgten Rücktransformation in den Ortsbereich stehen die relativen räumlichen Muster subskaliger Konvektionszentren zur weiteren Interpretation zur Verfügung. Die resultierenden Werte werden allerdings durch die Hochpass-Filterung im Frequenzbereich stark gekappt. Da jedoch die höheren Fallzahlen in der Regel als Resultat der systematischen Störung gelten können, liefern verbleibenden Werte zumindest eine relative Einschätzung der subskaligen Auftrittshäufigkeiten.

Die Mittelwertkarten werden aufgrund aller verfügbaren konvektiven ECST-Bilder berechnet und zu einer Gesamtsummenkarte bzw. drei Monatssummenkarten addiert. Aus diesen werden, gewichtet nach der Anzahl der im Monat vorhandenen Aufnahmen, die mittleren Monatskarten berechnet.

Die Karten der maximalen monatlichen Niederschlagsintensität zeigen die innerhalb der jeweiligen Bezugsperiode aufgetretenen maximalen Tagessummen eines jeden Pixels.

3 Raummuster konvektiver Niederschlagsereignisse Mitteleuropas

3.1 Die sommerliche Verteilung konvektiver Niederschläge in Mitteleuropa

Der mittlere Gesamtniederschlag der untersuchten Periode bietet eine gute Übersicht über die allgemeine Verteilung der konvektiv induzierten Niederschläge im sommerlichen Mitteleuropa (vgl. Abbildung 40a, Beilage II). Die Zweiteilung Mitteleuropas ist offensichtlich. Nordwestlich der Achse Saarland-Südschweden liegen die Niederschlagshöhen weitgehend unter, südöstlich dieser Linie weitgehend über 100 mm. Diese Unterteilung tritt spiegelbildlich südlich der Alpen entlang des Apennin erneut auf. Diese Beobachtung beschreibt nördlich der Alpen in erster Näherung den zu erwartenden Übergang vom maritimen Spätherbst-/Winterniederschlagsmaximum im Nordwesten zum kontinental geprägten sommerlichen Niederschlagsmaximum im Südosten. Generell weist die ECST-Niederschlagsschätzung, dem kontinentalen Gradienten folgend, einen zunehmenden Deckungsbeitrag zum Gesamtniederschlag aus.

Die hohen Niederschläge über den Sudeten und Beskiden sowie im Wiener Becken resultieren zu wesentlichen Anteilen aus zwei extrem ausgeprägten Vb-Wetterlagen über den Karpaten. Im Juli 1997 fiel in zwei Perioden (4.7. bis 9.7. und 17.7. bis 22.7.) zwischen 300 und 500 % des langjährigen Niederschlagsmittels. Im Wiener Raum waren es immerhin noch über 200 % (FUCHS & RAPP 1997). Das direkt resultierende Hochwasserereignis an der Oder wird mit einer mehr als hundertjährigen Wiederkehrzeit eingeschätzt (MALITZ & SCHMIDT 1997). Aus diesem Grund sind die Niederschlagsstrukturen im Osten des Untersuchungsraums, ungeachtet der Tatsache, daß es dort recht häufig zu vergleichbaren Wetterlagen oder quasi-stationären Fronten kommt, wenig geeignet, die typischen Niederschlagsstrukturen aufzudecken. Trotz dieser regionalen Einschränkung liefert die Übersichtskarte einige interessante Details.

Besonders auffällig ist das Maximum der konvektiven Niederschläge am südlichen Alpenrand mit einem Schwerpunktgebiet maximaler Niederschläge (300-320 mm) vom Tessin ostwärts bis zum Gardasee und einem weiteren ausgedehnteren Maximalgebiet südlich Wiens im Raum des Semmering in südwestlicher Richtung bis Graz (320-360 mm). Dem konvektiven Niederschlagsmaximum entlang der Alpensüdabdachung entspricht ein schwächer ausgeprägtes Band maximaler Niederschläge an der Nordabdachung der Gebirgskette. Hier steigen die Niederschläge südlich der Donau von 170 bis ca. 250 mm an der deutschen Grenze an. Als eigenständige Zonen maximaler Niederschläge treten die Allgäuer Alpen, das Wettersteingebirge und der Berchtesgadener Raum in den Vordergrund.

Deutlich ist die inneralpine Trockenachse als Makrostruktur zu erkennen. Sie läßt sich entlang des Rhonetals über das Rheintal bis in das Innthal verfolgen. Im Rhonetal werden Werte um die 100-130 mm ausgewiesen, während in Richtung Osten - mit abnehmenden Kammhöhen der Gebirgsketten - eine Zunahme der Niederschlagshöhen auf 180-200 mm erfolgt. Eine Fortsetzung der niederschlagsarmen Gebiete findet sich südlich des markant ausgeprägten Sperrriegels der Walliser Alpen entlang der Ostabdachung der französisch-

italienischen Alpenkette bis auf die geographische Breite Turins. Westlich des Alpenkamms erstrecken sich die niederschlagsarmen Gebiete entlang des Val d'Isère und der Durance bis zum Rhonetal.

In Italien bewirkt die Gratlinie des Apennin eine scharfe Trennung. Deutlich zu unterscheiden sind ein westlich gelegenes Gebiet mit niedrigen Niederschlägen (< 100 mm) und die Poebene und nördliche Adria mit mittleren Niederschlägen von 140-160 mm. Eindeutig tritt ein schmaler Streifen erhöhter Niederschläge entlang des Apennin-Hauptkammes mit Niederschlägen zwischen 150 und 160 mm in Erscheinung. Kontrastiert wird dieses Gebiet durch den sich nordöstlich in unmittelbarer Nachbarschaft befindlichen schmalen Streifen mit ca. 30 mm geringeren Niederschlagssummen.

Im Osten des Untersuchungsraums können zwei Gebiete mit relativen Niederschlagsmaxima festgestellt werden. Das südlichere befindet sich mit Höhen bis zu 260 mm im Nordwesten Sarajevos. Ein weiteres Gebiet vergleichbarer Niederschlagshöhen liegt im Odereinzugsgebiet, etwa vom Gebiet der Sudeten ostwärts zur Hohen Tatra.

Innerhalb Deutschlands wird die Niederschlagsstruktur im Überblick eindeutig durch den kontinentalen Niederschlagsgradienten dominiert. Es findet allerdings eine starke regionale Gliederung der Niederschlagsmuster statt, auf die im Detail hier nicht eingegangen werden soll. Dieses Verteilungsmuster ist das Ergebnis aus dem Zusammenspiel von maritimer und kontinentaler Lage und der orographischen Modifizierung der konvektiven Niederschlagsentstehung (z.B. Leitbahnen und/oder Anströmungseffekte).

Die resultierenden Raumstrukturen bilden ungeachtet ihrer inneren Differenzierung signifikante Makrostrukturen. Die auffallendste beginnt im nördlichen Nordrhein-Westfalen und erstreckt sich nordostwärts ins südliche Niedersachsen. Sie weist ein ausgeprägtes Minimum an konvektiven Niederschlägen (75-100 mm) auf. Diese relative Trockenzone setzt sich etwas abgeschwächt durch ein von Nord nach Süd verlaufendes Niederschlagsband ostwärts über die Lüneburger Heide bis ins südliche Mecklenburg (Altmark, 90-115 mm) fort.

Schließlich sei noch die beträchtliche Differenz der Niederschlagshöhen über der Nordsee (bis < 70 mm) und der östlichen Ostsee mit Niederschlägen zwischen 140 und 190 mm angesprochen. Neben der im Vergleich zur Ostsee deutlich niedrigeren Nordseetemperatur ist die maßgebliche Ursache für diesen markanten Unterschied der Niederschlagshöhen die mittlere räumliche Auftretswahrscheinlichkeit sommerlicher Frontensysteme. Das absolute Frontenmaximum liegt im Sommer zentriert über der Ostseeküste zu gleichen Teilen über Land und Wasser (ERIKSEN 1971). Dieses Gebiet tritt in der Übersichtskarte mit Schwerpunkt über Pommern und der Danziger Bucht deutlich als Raum mit Niederschlägen bis zu 235 mm hervor.

3.2 Die räumliche Verteilung der konvektiven Ereignisse

Mit der Untersuchung der räumlichen Anordnung skaliger und subskaliger Zentren (vgl. Kap. 3.6.1-2) konvektiver Prozesse soll der Versuch unternommen werden, ohne die filternde Wirkung der Niederschlagssummen die Muster der akkumulierten konvektiven Minima anzusprechen und einzuordnen. Da

diese aufgrund des ECST-Algorithmus sowohl für skalige (dominante frontale Genese) als auch subskalige (dominante thermische/orographische Genese) Ereignisse vorliegen, kann die Hypothese aufgestellt werden, daß beide Raumstrukturen trotz der methodisch bedingten Vergesellschaftung ihres Auftretens signifikante Unterschiede aufweisen werden. So kann bei den subskaligen Mustern eine stärkere Bindung an die regionale Orographie und/oder Unterlage vermutet werden. Hingegen sollten die skaligen Ereignisse überwiegend die Struktur mesoskaliger frontaler Systeme abbilden.

Für die untersuchte Periode sind auf Abbildung 40b (siehe Beilage II) die skaligen und in Abbildung 40c (siehe Beilage II) die subskaligen Häufigkeiten dargestellt. In den Karten sind die mittleren Häufigkeiten des Auftretens des spezifischen Konvektionstyps für eine Umgebung von 15x15 km aufgetragen. Vergleicht man die Karte der skaligen Konvektionsereignisse (Abbildung 40b, siehe Beilage II) mit der des Gesamtniederschlags (Abbildung 40a, siehe Beilage II), so fällt auf, daß die Konvektionszentren zwar einen im wesentlichen vergleichbaren kontinentalen Gradienten haben, jedoch insgesamt eine regional detailliertere Struktur aufweisen.

So ist etwa die erheblich geringere Häufung konvektiver Zentren in den östlichen Maximalniederschlagsgebieten (Balkan, Sudeten/Beskidien, Pommern) im Vergleich zu den ungewöhnlich hohen Niederschlagssummen evident. Diese Tatsache scheint widersprüchlich zu sein, zeigt jedoch, daß der von der ECST zugewiesene *stratiforme* Niederschlag in ausgedehnten stationären Frontsystemen einen erheblichen Anteil der Niederschlagssumme zur Verfügung stellt. Tatsächlich sind die zugehörigen Vb-Lagen eher als advektive-konvektive Mischform einer stationären Front anzusehen. Die abweichenden Muster der Konvektionszentren und des Niederschlagsfeldes zeigt das grundsätzliche Potential der ECST, derartige frontale Prozesse zu erfassen und zu quantifizieren.

Hervorzuheben ist weiterhin der Raum etwa südöstlich der Linie Ober-rhein-graben-Wetterau-Hannover bis hin zu den tschechischen Grenzgebirgen. Hier ist ein Netzwerk von Maximal- und Minimalzonen bzw. -streifen erkennbar. Die Strukturen orientieren sich offensichtlich am Relief, sowohl an Kammlinien als auch entlang verschiedener Talräume. In der zusammenfassenden Übersicht sind folgende Muster raumprägend: Der Schwarzwald und die Schwäbische Alb mit ihrer Fortsetzung in die Fränkische Alb, wo die Streifen maximaler Auftrittshäufigkeiten konvektiver Zentren in die regional stark differenzierten Konvektionsmuster zwischen Rhön und Fichtelgebirge übergehen. Deutlich ausgeprägt ist ein Maximalstreifen, der aus dem Raum Mannheim etwa der Neckarlinie folgend bei Göppingen die Albkante quert und dort die Ausrichtung auf Augsburg ändert. Weitere wichtige Häufungsgebiete konvektiver Aktivitäten sind, wie erwartet, das Alpenvorland und der der Donau südlich vorgelagerte Raum in Richtung auf die Wiener Senke. Auf der Alpensüdseite ist in klarer Abweichung zur Niederschlagskarte ein großräumiges Gebiet erhöhter konvektiver Ereigniszahlen über dem östlichen Südtirol bis an die Poebene ausgeprägt. Schließlich werden im Nordwesten des Untersuchungsgebietes entlang der Küste und in den Benelux-Staaten eine signifikant höhere Zahl konvektiver Ereignisse ausgewiesen, als dies aus der Niederschlagskarte hätte abgeleitet werden können.

Die Darstellung und Analyse der subskaligen Konvektionsereignisse (Abb. 40c, siehe Beilage II) bietet aufgrund der vergleichsweise geringen Häufigungszahlen ein schwieriger zu interpretierendes Bild. Als problematisch stellt sich die korrekte Behandlung der teilweise auftretenden Linien-Artefakte dar. Sie werden durch das Next-Neighbour Resampling hervorgerufen und entstehen methodenbedingt durch die Einbindung des Temperaturgradienten innerhalb der Diskriminanzanalyse subskaliger Konvektionskerne. Zur qualitativen Interpretation der subskaligen Konvektionsmuster ist somit eine Filterung der Daten unumgänglich. Aus diesem Grund werden für die subskaligen Konvektionszentren nur die dimensionslosen relativen Prozentanteile der Auftrittshäufigkeiten angegeben. Die gefilterten Konvektionsmuster bieten dann eine gute Einschätzung der räumliche Verteilung und Relation subskaliger Auftrittshäufigkeiten konvektiver Ereignisse. Die der Legende zu entnehmenden relativen Prozentwerte beziehen sich auf ein 15 km x 15 km großes Gebiet und stellen die mittlere Auftrittswahrscheinlichkeit während des Sommers dar.

Ohne die überaus detaillierte Karte im Detail erläutern zu wollen, können erneut wesentliche Raummuster herausgestellt werden. Die subskaligen Konvektionszentren zeichnen ausgewählte und prägnante orographische Strukturen nach. Am auffälligsten ist dies entlang des Alpensüdrandes bis zum Wiener Becken, wo sich das Band maximaler Auftrittshäufigkeiten subskaliger Konvektionszentren in einen südlichen Bereich zum Balkan und einen nördlichen Bereich in nordöstlicher Richtung zu den Beskiden aufteilt.

Für den sehr stark gegliederten Raum nördlich der Alpen werden nachfolgend exemplarisch die raumprägenden Konvektionsstrukturen herausgestellt.

- 1) Es zeigen sich den skaligen Konvektionsmustern *vergleichbare* Strukturen erhöhter subskaliger Auftrittshäufigkeiten entlang wichtiger Leitlinien, so z.B. der Alpkante und dem Schwarzwald.
- 2) Demgegenüber stehen die von den skaligen Konvektionsmustern *abweichenden* subskaligen Auftrittshäufigkeiten, die ebenfalls längs spezifischer Leitlinien auftreten. So beispielsweise das Band maximaler Häufigkeiten entlang des Mains. Dieses Band entspricht exakt der Lage des ausgeprägtesten SCHIRMER'SCHEN Niederschlagsstreifens (SCHIRMER 1973). Auch das Auftrittsminimum im Hohen Venn kann dieser Kategorie zugeordnet werden.
- 3) Es werden eindeutige Gebiete *minimaler subskaliger Konvektionstätigkeit* herausgestellt. Auffallende Beispiele sind die Hohenloher Ebene südwestlich von Würzburg, das Tal der Fulda nordöstlich bis Kassel oder auch die Niederrheinische Bucht bis in die Bonner Bucht.
- 4) Mit *zunehmender Kontinentalität* steigt die Zahl *konvektiver Einzelergebnisse* an. Darüber hinaus ist die Auftrittswahrscheinlichkeit wesentlich gleichmäßiger gestreut, wenngleich auch hier die Existenz von „Zugstraßen“ evident zu sein scheint. Diese können sowohl als Tiefenlinien ausgeprägt sein (z.B. Oderbruch) oder auch Geländeanstiegen folgen (z.B. südwestliche 100 m Isohypse der pommerischen Seenplatte). Allerdings existieren auch Häufungsbahnen ohne direkten Bezug zur Orographie (z.B. von Berlin bis östlich von Posen). Hier könnte der Großraum Berlin als steuernde Größe durch Aerosoleintrag und als anthropogene Temperaturanomalie zumindest teilweise Urheber sein.

- 5) Neben der Nordsee bilden vorrangig die Niederrheinische Bucht und das nördliche Geestland mit Schwerpunkt im Oldenburger Münsterland die ausgeprägtesten Räume minimaler Auftretshäufigkeiten.
- 6) Entlang der Nordseeküste gibt es eine stark strukturierte Zone erhöhter subskaliger Konvektionszentren mit Schwerpunkt im Gebiet des IJsselmeers.

Die genannten Beispiele legen den Schluß nahe, daß eine stark differenzierte Raumstruktur thermisch/orographisch induzierter Konvektionsereignisse existiert. Im Kontext der Übersichtskarte skaliger Konvektion und im Vergleich mit der Niederschlagskarte liefern diese isolierten Gewitter jedoch einen fast *vernachlässigbaren Beitrag* zur Gesamterklärung der konvektiven Niederschlagsverteilung. Ungeachtet dieser Tatsache können jedoch lokale Niederschlagszentren kleinräumig eine enorme Niederschlagswirksamkeit erreichen.

3.3 Die Verteilung der maximalen Tagesniederschläge

Die Karte der maximalen Tagesniederschläge der 12 untersuchten Sommermonate zeigt ein komplexes Mustergefüge. Die Niederschlagsverteilung setzt sich aus drei eindeutig abgrenzbaren Bereichen der Niederschlagsgenes zusammen. Diese sind - in der Reihenfolge abnehmender Priorität - mesoskalig frontale Niederschlagsereignisse, mesoskalige orographische Niederschlagsereignisse und lokale Niederschlagsereignisse. Durch die Überlagerung der drei Kategorien kann die Interpretation der maximalen Niederschlagskarte nur subjektiv erfolgen, es sei denn man würde für jedes Pixel das zugehörige Ereignis aus dem Datenbestand zuordnen und mit Hilfe zusätzlicher Daten eine Klassifikation des Prozesses durchführen. Jedoch zeigen die auf Abbildung 40d (siehe Beilage II) dargestellte maximalen Niederschlagshöhen un-zweifelhafte Raummuster.

Betrachtet man das Untersuchungsgebiet im Überblick, so gliedert es sich in drei großräumige Gebiete mit Niederschlagsspitzen. Das räumlich ausgedehnteste erstreckt sich im Südosten von Österreich und dem Balkan nordöstlich bis zu den Beskiden. Es markiert somit das zentrale Gebiet der angesprochenen Vb-Wetterlagen. Weiter im Norden erstreckt sich vom Oderbruch nördlich ausgehend und anschließend östlich entlang der Ostseeküste bis zur Danziger Bucht ein weiteres, jedoch weniger kompaktes Gebiet maximaler Niederschläge. Diese Zone korreliert auffallend mit dem Gebiet maximaler Auftretshäufigkeiten frontaler Systeme (ERIKSEN 1971). Schließlich ist über der Nordsee und der niederländisch-deutschen Nordseeküste ein drittes, allerdings weniger ausgeprägtes Gebiet maximaler Niederschläge gelegen. Über der Nordsee deutet die Kombination nordsüdlich verlaufender Häufungszonen und der südwestlich-nordöstlich verlaufenden, küstennahen Zone maximaler Niederschläge auf zwei auslösende Prozesse hin. Diese sind einerseits polare Kaltluftvorstöße über vergleichsweise warmer Meeresoberfläche die im Spätsommer heftige Konvektionsprozesse induzieren, als auch der im Frühsommer stattfindende Ausgleich thermaler Unterschiede von See- und Landtemperaturen. In allen genannten Gebieten werden vereinzelt Spitzenniederschläge über 100 mm/Tag bis hin zu 127 mm/Tag ausgewiesen. Dies wird außerhalb der aufgeführten Gebiete nur in der südlichen Poebene im Bereich

zwischen Reggio und Modena erreicht. Sowohl die räumliche Ausdehnung dieser Häufungsgebiete maximaler Niederschläge als auch die länglich bis ellipsenförmige Gestalt der innerhalb dieser Gebiete liegenden Niederschlagszonen deuten mit hoher Wahrscheinlichkeit auf frontale Genese bzw. großräumige Luftmassenvorstöße hin.

Im Kontrast hierzu ist das Gebiet der deutschen und tschechischen Mittelgebirge auffallend weniger strukturiert als in den Niederschlags- und Konvektionskarten (vgl. Abbildung 40a, b in Beilage II). Die vornehmlich hervortretenden Niederschlagsmaxima in Hessen, Thüringen und Sachsen orientieren sich nachvollziehbar nur in wenigen Einzelfällen an der Orographie. So im Fichtelgebirge oder am Keilberg im Erzgebirge. Diese Einzelfälle sind jedoch im Vergleich zu den vorherrschenden Strukturen zu vernachlässigen. Offensichtlich ist ein Nebeneinander von Gebieten maximaler Tagesniederschläge in Talräumen (z.B. Kassel) oder Hochlagen (Vogelsberg) typisch. Dies gilt umgekehrt gleichermaßen für Gebiete minimaler Tagesniederschläge (z.B. Lahntal, Erzgebirge). Diese Beobachtungen legen im Kontext zu den mittleren Niederschlagssummen den Schluß nahe, daß auf die räumliche Verteilung und somit auch Auftrittswahrscheinlichkeit maximaler Niederschläge im Mittelgebirgsbereich frontale Prozesse von hoher Dominanz sind.

Es gibt jedoch innerhalb des Untersuchungsgebiets Häufungsgebiete maximaler Niederschläge die zumindest das Zusammenwirken der mesoskaligen dynamischen Prozesse und der Orographie nahelegen. Markantes Beispiel für diesen Typus ist das südwestlich – nordöstlich verlaufende Band maximaler Tagesniederschläge, das in einem diffusen Großraum am nördlichen Rand des Massif Central beginnt und sich dann verstärkend über Loire und Saone nordlich Lyons entlang des Jura über die Burgundische Pforte ins Oberrheintal erstreckt. Die verantwortlichen Prozesse können dem Vorstoß subtropischer Luftmassen, typischerweise gesteuert durch das Azorenhoch und ein nördlich liegendes Tiefdruckgebiet, in Richtung Zentraleuropa zugeordnet werden. Hierbei findet häufig eine nordwestlich gerichtete Kanalisation der Vorstoßrichtung subtropischer Luft statt. Im gezeigten Fall entstehen so entlang der orographischen Leitlinie Massif Central - Jura und zusätzlich verstärkt durch regionale Feuchtezufuhr Tagesniederschläge von 30-50 mm.

Für Gebiete maximaler Tagesniederschläge die offensichtlich in erheblichen Maße einer lokalen Steuerung unterliegen kann das Gebiet im Agglomerationsraum Reggio/Modena gerechnet werden. In diesem vergleichsweise kleinen Raum erreicht, der sich von Mantua entlang des Po-Knies südlich erstreckende Streifen erhöhter maximaler Tagesniederschläge Summen von deutlich über 100 mm/Tag. Mit hoher Wahrscheinlichkeit bewirken das lokale Windsystem der Poebene (Querzirkulation), die extreme Häufung von Aerosolen und der auf kürzester Distanz erfolgende Anstieg von der 10 m-Isopyhse zum 2164 m hohen Mt. Cimone gleichermaßen die Ausprägung dieses lokalen Gebiets erhöhter Tagessummen. Ein weniger auffälliger, jedoch gleichermaßen signifikanter Beleg für die Existenz lokaler Genese maximaler Tagesniederschläge ist nördlich Münchens zu finden. Im Donaumoos steigen die Tagesniederschlagssummen auf maximal 81 mm an. Dies stellt eine auffällige Diskrepanz zu den mittleren 20-30 mm/Tag im direkten Umland dar. Als vorrangige Ursache ist das deutlich erhöhte

Feuchteangebot im Flußdreieck Donau, Lech und Paar anzusehen. Zusätzlich bietet die mittelfränkische Senke eine entsprechende Einfallinie für labilisierende Luftmassenvorstöße. Anhand der stellvertretend gezeigten Beispiele lassen sich hinsichtlich der Verteilung maximaler Tagesniederschläge die folgenden allgemeinen Schlüsse ziehen:

- 1) Prinzipiell können alle in Kap. 3.2.2 genannten Genesearten extreme Starkniederschläge hervorrufen. Trotz der mäßigen räumlichen Auflösung des Meteosat können thermische, orographische und frontale Konvektionsereignisse, die zu maximalen Tagesniederschlägen führen, abgegrenzt werden.
- 2) Die maximalen Tagesniederschläge frontaler Genese sind offenkundig vorherrschend.
- 3) Sehr häufig treten orographisch und thermisch induzierte Konvektionsereignisse, die zu maximalen Tagesniederschlägen führen, in Kombination auf.

Somit kann bis auf regionale Ausnahmen verallgemeinert werden, daß die wesentliche Steuerungsgröße für überdurchschnittliche Tagesniederschlagssummen an frontale Ereignisse gebunden ist. Dies ist kaum verwunderlich, da einzelne Konvektionsereignisse zwar punktuell zu enormen Niederschlagshöhen in wenigen Dekaminuten führen, im Vergleich zu Tagessummen jedoch kaum ins Gewicht fallen. Dieser Zusammenhang wird nochmals verstärkt durch die ECST-Methodik und die Beobachtungsgeometrie des Satelliten. Um so deutlicher müßen die Beispiele lokaler Konvektionsgenese herausgestellt werden, da sie, trotz der genannten Einschränkungen, eindeutig das Vorkommen regionaler Vorzugsgebiete konvektiver Aktivitäten belegen.

3.4 Die Niederschlags- und Konvektionsmuster der Einzelmonate im Vergleich

Die mittlere Niederschlagsverteilung der Monate Juni bis August (vgl. Abbildung 41a, Beilage II) folgt erwartungsgemäß den zuvor beschriebenen mittleren Mustern der gesamten Zeitperiode, weist jedoch regional signifikante Unterschiede in der räumlichen Niederschlagsverteilung auf. Insgesamt folgen die ECST-Niederschlagswerte der Einzelmonate dem langjährigen Gang der Niederschlagsquantitäten (SCHIRMER & VENT-SCHMIDT 1979). Auf einen stark konvektiv geprägten Juni folgen höhere Juli-Niederschläge und nachlassende Niederschlagssummen für den August. Dies drückt sich sowohl in den erreichten Maximalwerten als auch in den mittleren Flächenniederschlägen aus. Im Vergleich zum dreimonatigem Mittel sehen die wesentlichen Unterschiede folgendermaßen aus:

Juni:

- Der Juni zeigt nordwestlich der Achse Karlsruhe-Berlin deutlich geringere relative Niederschläge als der gesamte Bezugszeitraum. Insbesondere sind Westfalen, das küstenferne Niedersachsen, Brandenburg und Mecklenburg vergleichsweise niederschlagsarm.
- Der Nordseeküstensaum mit den Flußtalungen der größeren Gewässer und die gesamte Niederrheinische Bucht weisen ein erhöhtes Niederschlagsniveau auf.

- Die Nordsee stellt den Raum minimaler Niederschläge dar.
- Der in Richtung Süden entsprechend der Höhenlinien lineare Anstieg der Niederschlagssummen läßt auf ein noch nicht vollständig über den Mittelgebirgshöhen liegendes Hebungskondensationsniveau schließen.
- Der konvektive Sommerniederschlag im Südosten Frankreichs fällt zu *überwiegenden Teilen* im Juni.

Juli:

- Im Juli erhöhen sich die konvektiven Niederschlagsmaxima deutlich. Dies gilt in gleichem Maße für die Flächenausdehnung der Niederschläge.
- Es findet eine Nordwestverlagerung der im Juni festgestellten Grenzlinie zwischen niedrigeren und höheren Niederschlägen der Linie Karlsruhe-Berlin auf die Linie Bonn-Berlin statt. Gleichzeitig prägt sich ein deutlich Nord-Süd verlaufendes Niederschlagsband von Hamburg nach Hessen aus. Es teilt die im Vergleich zum Juni ohnehin räumlich reduzierten Gebiete geringer Niederschläge in ein ostdeutsches Gebiet mit Zentrum in der Altmark und ein westliches Gebiet mit einem Zentrum im westlichen Niedersachsen bzw. einem zweiten Zentrum von der Niederrheinischen Bucht bis zum Ijsselmeer.
- Markante Niederschlagsrückgänge sind für Südfrankreich und das westliche Mittelmeer zu verzeichnen. Dies gilt ebenso für die südliche Poebene, die nördliche Adria und die dalmatinische Küste. In diesen Gebieten wird im Juli, im Gegensatz zum restlichen Untersuchungsraum, das *sommerliche Niederschlagsminimum* erreicht.

August:

- Im August findet erneut eine durchgreifende Änderung der Niederschlagsverteilung statt. Im Gebiet nordwestlich der Linie Marseille-München-Prag-Danzig kann eine hohe kleinräumige Differenzierung der Niederschlagsmuster beobachtet werden. So erreichen die Benelux-Staaten, Rheinland-Pfalz, Hessen und Nordrhein-Westfalen ihre minimalen Niederschläge und bilden zusammen mit der angrenzenden Nordsee ein großräumiges Gebiet geringer Niederschlagssummen.
- Innerhalb der Mittelgebirge überwiegt eine kleinräumige, stark differenzierte Niederschlagsstruktur, die geprägt ist von hohen Niederschlagsgradienten.
- Im Gebiet der Provence, des Pariser Beckens, Mecklenburg-Vorpommerns und dem westlichen Polen wird das Sommerminimum konvektiver Niederschläge erreicht.
- Umgekehrt verhält es sich an der französischen Mittelmeerküste, in Norditalien und an der Adriaküste. Hier wird das sommerliche Niederschlagsmaximum erreicht. Dies gilt auch für Dänemark und die anschließende östliche Nordsee.

In den überregionalen Verteilungsmustern der mittleren monatlichen Niederschläge stellt der mittlere Strahlungsgenuß während der Sommermonate eine wichtige steuernde Einflußgröße dar. Dies drückt sich sowohl im thermischen Ausgleich der Landoberflächen- und Meeresoberflächentemperaturen als auch in der nordwärts gerichteten Verlagerung der frontalen Ereignisse aus. Diese beiden „Mak-

prozesse“ bedingen im wesentlichen neben dem Relief und Feuchteangebot die Ausgestaltung der Niederschlagsfelder.

Zieht man allerdings die Verteilung skaliger und subskaliger konvektiver Ereignisse hinzu, so ergibt sich ein etwas abweichendes Bild von der räumlichen Verteilung konvektiver Ereignisse. Auffallend ist bereits in den Monatskarten, daß die relative Auftretshäufigkeit konvektiver Ereignisse nicht unmittelbar ihre Wirkung hinsichtlich einer adäquaten Niederschlagswirksamkeit entfalten muß. In Abbildung 41 (skalig) bzw. 42 (subskalig)(siehe Beilage II) sind die Verteilungsmuster der Einzelmonate dargestellt.

Betrachtet man zuerst die skaligen Konvektionszentren, so ist das augenscheinlichste Raummuster die Verlagerung und Ausdehnung der vergleichsweise konvektionsarmen Gebiete über Nordsee und Mittelmeer auf die Landmasse. Dies bewirkt eine Kontraktion der konvektiven Prozeßmuster im Juli, ist aber bereits im August rückläufig. Modifiziert wird diese kontinentale Struktur im August, da hier die konvektionsarmen Meeresgebiete über Frankreich konvergieren und ein relatives Minimum konvektiver Ereignisse über Frankreich hervorrufen.

Signifikantes Merkmal aller Monate ist eine im Vergleich zur Niederschlagskarte weitaus höhere räumliche Differenzierung der Konvektionsmuster. Mit Hilfe der Konvektionskerne können die Niederschlagsmuster wesentlich klarer interpretiert werden. Dies gilt z.B. für die küstennahen Niederschlagsfelder im Juni oder auch für den Abgleich der divergierenden Auftretshäufigkeit und Niederschlagspende z.B. der relativen Maxima subskaliger Konvektion östlich Berlins. Ein Erkenntnisgewinn bezüglich der Lage frontaler Systeme wird anhand der skaligen Konvektionsmuster erreicht. So z.B. werden die Staubereiche im Voralpenland im Juni oder die idealtypische mittlere Lage der frontalen Systeme im August über Norddeutschland sehr viel differenzierter erfaßt und dargestellt als in bisherigen Untersuchungen (ERIKSEN 1971).

Wenn auch von sehr begrenzter Wirksamkeit hinsichtlich der Gesamtniederschläge ergänzt und stützt das Bild der subskaligen Aktivitätszentren die skizzierten Zusammenhänge. Im Kontext des Jahresgangs der Temperaturen zeigen sie ein höchst differenziertes Bild. Die Verteilung orientiert sich sowohl am thermischen Gegensatz von Land und Wasser im Frühsommer (vgl. Nordseeküstensaum und französische Mittelmeerküste im Juni) als auch an orographischen Leitstrukturen (vgl. Abbildung 41a, Beilage II, südl. Alpenabdachung Juni/August bzw. Albkante im Juli). Im Vergleich der Monate nehmen die subskaligen Ereignisse im Juli deutlich ab, um im August vor allem im Süden und Osten eine erneute Zunahme zu erfahren. Ebenfalls im August tritt eine signifikante Zunahme subskaliger Ereignisse über den Meeren auf. Dies läßt Rückschlüsse auf einen ausgeglichenen Temperaturgradienten zwischen Wasser und Land zu.

Auf ein interessantes Detail sei noch hingewiesen. Im August nimmt die Gewitterneigung sowohl entlang der nördlichen und südlichen Alpenabdachung als auch der inneralpinen Achse deutlich zu. Die nördlichen und südlichen Hauptketten stellen sich hingegen als gewitterarm dar.

3.5 Die Niederschlagsintensitäten der Einzelmonate

Das Verteilungsmuster der maximalen Tagesniederschläge folgt für die Einzelmonate (Abb. 43, siehe Beilage II) den Makrostrukturen der korrespondierenden Karte aller Monate (vgl. Kap. 3.3). Im Vergleich zur Summenkarte tritt jedoch deutlicher die prägende Wirkung der räumlich zusammengehörigen Einzelereignisse in den Vordergrund. Allen Monaten ist die Häufung maximaler Tagesniederschläge im Osten des Untersuchungsgebiets von der Ostsee bis zur Adria sowie entlang des südlichen Alpenbogens gemein. Im deutlichen Kontrast durch seine niedrigen Tagessummen in den Monaten Juni und Juli steht hierzu das Gebiet nordwestlich der Linie Dijon-Bornholm. So prägt sich im Monat Juni, abgesehen von den erhöhten Tagesniederschlägen in küstennahen Gebieten, der auch für die mittlere Niederschlagsverteilung festgestellte Anstieg des Niederschlagsgradienten von nordwestlicher in südöstliche Richtung durch. Im Monat Juli hingegen konzentriert sich, bei einer insgesamt geringeren Verbreitung maximaler Tagessummen, das Auftreten maximaler Tagesniederschläge auf Zentraldeutschland.

Deutlich abweichend ist das Verteilungsmuster für den August. Es findet eine signifikante Erhöhung der Extremniederschläge über der Nordsee und der Norddeutschen Tiefebene statt. Dieses Gebiet erstreckt sich ostwärts bis zur westlichen Ostsee. Eindeutig zu identifizieren ist im August ein ausgedehntes Gebiet erhöhter Tagesmaxima mit Zentrum über der Lausitz.

Die Monatskarten maximaler Tagesniederschläge weisen einen gut zu verfolgenden Wechsel im Ablauf der 3 Monate auf. So sind südöstlich der Linie Dijon-Bornholm die maximalen Niederschläge im Juni zu finden. Sie lassen, wie in allen Gebieten, im Juli nach und verstärken sich erneut im August ohne jedoch die Intensität der Juni-Werte zu erreichen. Nordwestlich der genannten Linie hingegen treten im Juni, mit Ausnahme der küstennahen Gebiete niedrige Maximalniederschläge auf. Im Juli bildet sich im Zentrum Deutschlands ein weiteres relatives Maximum der Tagesniederschläge aus, während die Niederschlagsintensitäten im Küstengebiet nachlassen. Die maximalen Werte werden sowohl hinsichtlich der räumlichen Ausdehnung als auch der absoluten Höhe im August über Dänemark, der sich anschließenden Nordsee und der Norddeutschen Tiefebene erreicht.

3.6 Zusammenfassung der analysierten Raummuster

Ungeachtet der regionalen Variabilität lassen sich für die Sommerperiode zusammenfassend vier Raumeinheiten mit erhöhten Niederschlags- und Konvektivitätsgradienten abgrenzen. Diese sind:

- 1) Der Küstensaum an der Nordsee und westlichen Ostsee mit deutlich erhöhten konvektiven Niederschlagsspenden. Dieser breit ausgeprägte Saum weitet sich im Westen bis in die Niederrheinische Bucht aus und führt dort ebenfalls zu einer erhöhten konvektiven Niederschlagstätigkeit.
- 2) Der primäre Anstieg der Mittelgebirgsschwelle, etwa entlang der 200 m Isohypse verursacht ein zweites Gebiet maximaler Niederschläge. Deutlich wird dies vor allem im Westen entlang der nördlichen Mittelgebirgsschwelle, während im Osten diese Struktur, sowohl bedingt durch die absolut zu-

nehmenden konvektiven Niederschlagssummen als auch die Jahrhundertniederschlagsereignisse im Vorfeld des Oderhochwassers, zurücktritt.

- 3) Niederschlagszuwächse können ebenfalls an exponierten Höhenlagen der Mittelgebirge (Harz, Vogelsberg, Rhön, Schwarzwald etc.) registriert werden. Die Schwellenhöhe ist nach Überschreiten der primären Geländestufe (200 m Isohypse) von Nord nach Süd ansteigend und führt im Vorland der Alpen zum Alpenstau, der sich bis zur Donau auswirkt.
- 4) Das Gebiet der höchsten konvektiven Niederschläge und der maximalen skaligen und subskaligen Ereignishäufigkeiten ist eindeutig entlang des südlichen Alpenbogens ausgeprägt.
- 5) Es wird allerdings auch deutlich, daß die Gebiete hoher Niederschlagssummen nicht in jedem Fall mit der Aufttrittshäufigkeit konvektiver Ereignisse zusammenfallen. Zur Erfassung des Potentials konvektiven Niederschlags, beispielsweise zur Ausweisung besonders betroffener Gebiete, sollte daher zusätzlich die Verteilung der maximalen Niederschlagsintensitäten herangezogen werden. In Gebieten maximaler Niederschlagsintensitäten bei gleichzeitig hoher Aufttrittswahrscheinlichkeit konvektiver Ereignisse und entsprechendem Relief kann z.B. von einer erhöhten Bodenrosionsgefährdung ausgegangen werden (vgl. auch SAUERBORN 1993).

Als Resultat der gezeigten Karten können die folgenden Punkte, vor allem im Hinblick auf weitergehende Analysen genannt werden:

- Es wird durch die gezeigten Niederschlagsstrukturen offenkundig, daß die durch die ECST ermittelten konvektiven Niederschläge über Mitteleuropa aufs *engste* mit der Lage, Art und Anzahl der *Frontpassagen* bzw. der mesoskaligen *synoptischen Situation* verbunden sind.

Ein exemplarischer Beleg für diese Annahme sind die Niederschlagsmaxima im Alpenraum und im Osten des Untersuchungsgebietes. Die Ursache der hohen sommerlichen Niederschläge nördlich der Alpen liegt bekanntlich im Zusammenspiel von Stauwirkung und erzwungener Hebung, also einer Kombination von Advektion und Konvektion. Die mögliche Einbeziehung einer dynamischen Typisierung der Niederschlagsverteilung (WAGNER 1964) trüge diesem Umstand Rechnung. Trotz der Erfassung der Ereignisse durch das vorgestellte Verfahren kann eine adäquate Quantifizierung der Niederschlagshöhen aus dem in dieser Arbeit verfolgten klimatologischen Modellansatz heraus nur unzureichend erfolgen (BENDIX ET AL. 2000).

Ähnlich komplex ist die Niederschlagsschätzung im Osten des Untersuchungsraumes. Die geschilderten Maxima gehen auf ausgedehnte Vb-Wetterlagen zurück, die in ein quasi-stationäres Frontensystem mit Jahrhundertniederschlägen mündeten. Die Interpretierbarkeit der quantitativen Niederschlagssummen hinsichtlich ihrer mittleren Repräsentanz für die betroffenen Perioden kann als mäßig eingestuft werden. Hingegen sind die ableitbaren konvektiven Muster interpretierbar und gültig (HEINEMANN ET AL. 2000):

- Das Relief stellt für die mittleren konvektiven Niederschlagsmuster ein sekundäres Einflüsselement dar. Es treten vornehmlich die in advektiv geprägten Wetterlagen dominanten Luv- und Lee-Prozesse hinsichtlich der

resultierenden Modifikation der *Niederschlagswirksamkeit* deutlich zurück. Anders werden jedoch die Raummuster *konvektiver Austrittshäufigkeiten* regional/lokal durch die Orographie stark *strukturiert*. Auffallend sind vor allem die vom Relief vorgegebenen *Leitlinien*, entlang derer Konvektionszentren in Häufung auftreten. Diese Leitlinien stellen sich zwar in der Mehrzahl als Höhenlinien dar, sind jedoch häufig auch als Tiefenlinien ausgeprägt. Eher als die subskalige Höhe ist insbesondere im subskaligen Bereich die *regionale/lokale Geländeform* im Zusammenspiel mit dem Feuchteangebot der steuernde Faktor.

- Im Großraum Berlin, dem Ruhrgebiet und Hamburg sind darüber hinaus subskalige Maxima zu finden, die nicht unmittelbar auf Geländeformen zurückzuführen sind.
- Im nachfolgenden Kapitel werden die Raummuster für den komplex strukturierten Raum der Übergangszone vom Vorland zum Mittelgebirge unter Berücksichtigung der bisherigen Erkenntnisse für das erweiterte Gebiet Nordrhein-Westfalens eingehender untersucht.

4 Detailanalyse der regionalen Niederschlags- und Konvektionsstrukturen NW-Deutschlands

4.1 Die Niederschlags- und Konvektionsstrukturen im Juni 1995-1998

4.1.1 Die mittleren Juni-Niederschläge

Betrachtet man in der Karte des Monats Juni die nordwestlichen Tieflandbereiche, so fällt eine deutliche Konzentration konvektiver Niederschläge im Küstensaum und, besonders auffallend, im Stromgebiet von Rhein und Maas bis in die Kölner Bucht hinein auf (siehe Beilage III, Abb. 44).

In geringerer Intensität, dennoch gut erkennbar finden sich diese Niederschlagskammlinien auch in der norddeutschen Tiefebene wieder. Sie verlaufen im wesentlichen entlang der Leitlinien von Ems, Weser und Elbe. Zwischen diesen Streifen erhöhter Niederschläge liegen, Sektoren vergleichsweise geringerer Niederschläge. Bedingt durch die hohe Einstrahlung im Juni und die Zunahme der zonalen Strömung, werden die einströmenden feuchten Luftmassen bereits in Küstennähe labilisiert. Dies hat eine signifikante Erhöhung der konvektiven Tätigkeit, vor allem in den Tiefebene und entlang des Küstenstreifens zur Folge. Die von der ECST-Schätzung entlang der Stromtäler ausgewiesenen Niederschlagsbahnen stehen in ihrer räumlichen Anordnung im Widerspruch zu den langjährigen mittleren Juni-Niederschlagsmustern dieses Raums (vgl. SCHIRMER & VENT-SCHMIDT 1979). Die vier beschriebenen, mehr oder weniger meridional verlaufenden Niederschlagsstreifen werden von zwei ausgeprägten zonal orientierten Niederschlagsbändern gekreuzt. Das nördliche Band verläuft dabei etwa entlang der Linie Arnheim-Enschede-Celle, und somit in grober Näherung entlang der 10-20 m-Isohypse, während das deutlicher ausgeprägte südliche Niederschlagsband sich an der Hauptkammlinie der Mittelgebirgsschwelle orientiert. In dieser erhöhten Niederschlagszone findet sich der Bereich maximaler Niederschläge in den Ardennen und der Eifel. Nach Osten sich fortsetzend verbindet sich dieses regionale Niederschlagsmaximum mit einem sekundären Niederschlagsmaximum in der Bonner Bucht. Es erstreckt sich weiter in Richtung Osten, mit geringfügiger Niederschlagsminderung im Bereich des Siegener Talkessels, über Rothaargebirge, Eggegebirge und Solling bis hin zum Harz.

Die langjährigen Niederschlagshöhen weisen ungleich homogenere Niederschlagsflächen aus (MURL 1988). Im Klima-Atlas Nordrhein-Westfalen dominieren 3 Bereiche maximaler Niederschläge in Eifel, Bergischem Land und Sauerland mit einem absoluten Maximum westlich von Monschau mit 120-140 mm. bzw. 100-120 mm im Eggegebirge das Verteilungsmuster. Das Gebiet maximaler Niederschläge liegt offensichtlich mit stetig nachlassender Niederschlagshöhe entlang des Weserberglands bis Tecklenburg in den höheren Mittelgebirgsräumen. Auffällig ist die Trockenachse des Lahntals mit Niederschlagshöhen zwischen 50 und 70 mm. In Nordrhein-Westfalen weisen vor allem die Nordwest-Südost verlaufenden Streifen entlang des Niederrheins bzw. längs des Teutoburger Waldes von den Beckumer Bergen nach Lingen geringe Niederschlagshöhen auf. Eine auffällige Raumstruktur vergleichsweise

geringer Niederschläge bilden Sieg- und Lennetal im zentralen Bereich des Süderberglandes mit einem lokalen Minimum von 70-80 mm im Siegener Talkessel.

Analysiert man vor diesem Hintergrund die ECST-Niederschlagshöhen für Nordrhein-Westfalen im Detail, so fällt auf, daß die Summen nur ca. 50 % des langjährigen Mittels erreichen. Diese Beobachtung gilt z.B. im Ardennenstau westlich von Monschau mit Niederschlagshöhen von ca. 60 mm, während die maximalen Niederschlagssummen im rechtsrheinischen Schiefergebirge 43 mm nicht überschreiten. Dieser Zusammenhang gilt für alle Monate gleichermaßen. Als Erklärung kann gelten gemäß den Ergebnissen der Validierung gelten, daß die ECST-Niederschläge sehr scharf den konvektiven Teil der Niederschläge erfassen. Somit wäre die Differenz zu den langjährigen Niederschlagssummen der advektiv induzierten Niederschlagsspende zuzurechnen.

Die Spannweite der Niederschläge in Nordrhein-Westfalen reicht vom Minimum mit 17.2 mm zwischen Weerse und Ems nördlich Hamms in der Westfälischen Bucht bis zum Maximum von 57.2 mm südlich von Monschau in der Eifel. Der Flächenmittelwert für das gesamte Land liegt bei 36.2 mm. Einige großräumige Niederschlagsstrukturen weisen, wie bereits zuvor angeführt, durchaus Ähnlichkeiten mit der langjährigen Niederschlagsverteilung auf (MURL 1988), so die Niederschlagszone entlang der Mittelgebirgshöhenzüge und die niederschlagsarmen Gebiete im Lahntal.

Interessant ist die kleinräumige Differenzierung der ECST-Schätzung. Sie zeigt im Bereich der inneren Westfälischen Bucht ein markantes Gebiet minimaler Niederschläge (20-25 mm), aus dem lediglich die Beckumer Berge als Gebiet erhöhter Niederschläge hervortreten. Im Gegensatz zum langjährigen Mittel, das eine sich in Richtung Nordwest verjüngende Zone von Niederschlagshöhen zwischen 60-70 mm ausweist, verläuft eine vergleichbare Zone erhöhter Niederschläge aus der ECST-Schätzung mit geringerer Ausdehnung vom Bochumer Raum aus in Richtung Norden. Sich stetig verbreiternd mündet dieses Band erhöhter Konvektionsniederschläge auf der geographischen Breite Enschedes in den Knotenpunkt der zuvor beschriebenen Regionen erhöhter Niederschläge an Rhein und Ems sowie dem zonalen Niederschlagsband entlang der 10 m Isohypse. Es muß jedoch herausgestellt werden, daß die ECST für dieses Niederschlagsband signifikant höhere Niederschläge (im relativen Vergleich der absolut niedrigeren ECST-Niederschläge) von 40 - 45 mm im Vergleich zur langjährigen Niederschlagsstruktur ausweist.

Deutlich umfangreicher als in der langjährigen Karte werden die niederschlagsarmen Flächen innerhalb des Süderberglandes durch die ECST geschätzt. Nicht nur die niederschlagsarmen Gebiete der Sieg- und der Lennetalung, sondern auch in der nördlichen Fortsetzung, bis in die Trockenzone der inneren Westfälischen Bucht und in Richtung Osten bis zur Wipper, weist die ECST niederschlagsarme Flächen aus. Die Gebiete maximaler ECST-Niederschläge im Bergischen Land überschreiten nur unwesentlich die östlich des Rheintals liegenden Randhöhen.

Das prägnante Niederschlagsmaximum entlang des südlichen Mittelgebirgskamms stellt eine orographisch bedingte Niederschlagszone entlang der Höhenlinie Hohes Venn-Zitterwald-Ahrgebirge bis zum Rhein im Raum Bonn dar. Östlich des Rheins teilt das Siebengebirge als niederschlagsarme Insel das Band erhöhter Niederschläge in einen südlichen und einen nördlichen Streifen.

Diese vereinen sich im unteren Siegtal und folgen dieser Tiefenlinie entlang der Randhöhen Nutscheid und Leuscheid bis in den Raum Morsbach. Eine gut ausgeprägte Parallellinie verläuft über die Hohe Acht-Koblenz und den Fuchskauten und schließt somit den zentralen Westerwald als Minimumgebiet ein. Im Siegener Talraum wird die bis hierhin gut ausgeprägte Niederschlagszone deutlich schwächer, setzt sich jedoch unmittelbar nordöstlich am Ederkopf und entlang des Rothaargebirges bis zum Eggegebirge fort. Dort spaltet sie sich in einen nordgerichteten Arm, der sich über das Weserbergland mit dem „Weserniederschlagsband“ vereint, und ein weiteres, ostwärts zum Harz ausgreifendes Niederschlagsband auf.

Im Zusammenhang mit dieser Niederschlagszone zeigt sich das Lahntal von Gießen über Marburg bis hin zum „Siegener Trockenkessel“ als niederschlagsarmer Bereich mit Niederschlägen von 25-35 mm. Dieses Band findet eine nordöstliche Fortsetzung über das Edertal bis in den Kasseler Talraum, wo Niederschläge teilweise unter 25 mm ausgewiesen werden.

Faßt man die Beobachtungen zusammen, ergeben sich im Juni drei raumprägende Strukturen der konvektiven Niederschlagsverteilung:

- 1) Die wesentlichen Leitlinien, entlang derer vermehrt konvektive Niederschlagsereignisse auftreten, sind vorrangig die *Talräume* und, im Falle des Rheins, die *gesamte Niederrheinische Bucht*.
- 2) Im Bereich der Fußzone der Mittelgebirgsschwelle entsteht, entweder durch erzwungene Hebung und/oder durch Stauwirkung, ein isohypsenparalleles Niederschlagsband.
- 3) Trotz im Sommer deutlich erhöhtem Kondensationsniveau erzwingt die Hauptlinie des Rheinischen Schiefergebirges und der benachbarten Mittelgebirgsmassive zusätzliche Niederschläge durch orographisch induzierte Konvektionsprozesse.

Die Niederschlagshöhen von über 60 mm in den Ardennen im Vergleich zu 40 -50 mm im annähernd doppelt so hohen Harz zeigen jedoch, wie stark die Niederschlagsergiebigkeit vom örtlich verfügbaren Feuchteangebot abhängt. Weiterhin zeigt das Beispiel der Siegtalung die Möglichkeit auf, daß beide Steuerungsmechanismen in Kombination auftreten. Folglich kann angenommen werden, daß die konvektiven Zellen aus der Kölner Bucht das Siegtal aufwärts ziehen und somit eine Talachse die Leitlinie für die Gewitterzugbahn darstellt.

4.1.2 Die regionalen Konvektionsmuster im Juni

Im wesentlichen geben die skaligen Konvektionsmuster eine den Niederschlagssummen vergleichbare Verteilung wieder. Auffallend ist allerdings die westlich ausgeprägte Verlagerung der Konvektionszentren im Vergleich zu den bänderartigen von Nordwest nach Südost verlaufenden Niederschlagsstrukturen. Das führt zu einer Häufung konvektiver Zentren im westlichen Vorland der Flußtäler, während die Täler selbst konvektionsarm sind (Beilage III, Abb. 44).

Evident ist die Häufung konvektiver Ereignisse im Gebiet zwischen Aller und Weser. Obwohl die breitenkreisparallele Anordnung der überregionalen Konvektionsstrukturen eine frontal bestimmte Niederschlagsverteilung impliziert, scheint regional eine meridional ausgerichtete Niederschlags- und Kon-

vektionsbänderung vorherrschend zu sein. Als Hauptursache hierfür muß der durch den regionalen Wechsel des Substrates variierende Energie- und Feuchtehaushalt gelten, der in erheblichen Maße zur initialen Triggerung konvektiver Prozesse beitragen kann.

Die subskalige Verteilung konvektiver Zentren weist eine ausgesprochene Häufung von Ereignisfällen auf der Linie Ijsselmeer-Ruhrgebiet auf. Zwei Gebiete erhöhter Fallzahlen bestimmen diese Struktur. Das erste liegt vor dem Geländeanstieg ins Münsterland etwa bei Enschede, das zweite im Osten der Ruhrgebiets am Anstieg zum Süderbergland. Ob es hier aufgrund der erhöhten Verfügbarkeit von Aerosolen, hervorgerufen durch den Agglomerationsraum des Ruhrgebiets, zu einer Verstärkung der Gewittertätigkeit kommt, wird in der aktuellen Diskussion zu diesem Themenkomplex kontrovers dargestellt (ROSENFELD 2000).

Weitere auffallende Häufungsgebiete konvektiver Zentren werden südwestlich des Eggegebirges und am Vogelsberg ausgewiesen. Vom Eggegebirge aus erstreckt sich entlang der Höhenzüge von Rothaargebirge Westerwald und Eifel eine Häufungszone subskaliger Zentren, die im westlichen Fußgebiet der Ardennen die höchsten Auftrittswahrscheinlichkeit der gesamten Region aufweist. Dies liegt offenkundig in der durch Hebungslabilisierung westlicher und südwestlicher Anströmungen hervorgerufener konvektiver Tätigkeit begründet.

4.1.3 Die Niederschlags- und Konvektionsmuster im Juni nach Anströmungsrichtung

Im Juni nimmt im Vergleich zum Vormonat in Mitteleuropa die zonale Anströmung deutlich zu: Die Westlagen nehmen im langjährigen Mittel 26% ein, gefolgt von den Nordlagen (ca. 23 %), wohingegen die Ostlagen stark zurückgehen (15 %) (GERSTENGARBE ET AL. 1999).

Die übliche Methode zur Differenzierung und Klassifizierung mesoskaliger synoptischer Situationen ist die Wetterlagenklassifikation (HESS & BREZOWSKY 1977, GERSTENGARBE ET AL. 1999, DITTMANN 1995). Da die Wetterlagen jedoch allgemeine Gültigkeit für den gesamten zentraleuropäischen Raum besitzen, können sie für eine regionale Differenzierung kaum Verwendung finden. Darüber hinaus läßt sich aus einer spezifischen Wetterlage nur im langjährigen Mittel und auch dann nur eine qualitative Niederschlagserswartung für die einzelnen Monate ableiten (GERSTENGARBE ET AL. 1999).

Betrachtet man für die untersuchten Juni-Monate den Anteil der Westlagen, so liegt dieser bei 25 % aller Tage. Der Anteil der Südlagen liegt mit 16 % um den Faktor 2 höher als im langjährigen Mittel. Vor allem fällt jedoch der hohe Anteil an Nordlagen mit 36 % aller Fälle auf. Vergleicht man diese drei Hauptlagen mit den regionalen, am Standort Essen auf dem 750 hPa-Niveau gemessenen Strömungsrichtungen (vgl. Tabelle 24) zeigt sich die geringe Aussagekraft der Wetterlage in Bezug auf die regional tatsächlich vorherrschende Anströmung.

Zur Untersuchung der regionalen orographischen Effekte und der strömungsabhängigen Verteilungsmuster der Niederschläge, wird in der weiteren Analyse, die mittlere Anströmungsrichtung der 4 Sektoren (NW, NO, SO, SW) verwendet. Gemessen wurden die Werte jeweils um 12 Uhr UTC auf dem 750

hPa-Niveau durch die Essener Radiosondierung. Für die erweiterte Niederrheinische Bucht und das Rheinische Schiefergebirge kann der resultierende Strömungssektor als Referenz gelten. Für die Juni-Monate der Periode stellt sich die Verteilung folgendermaßen dar.

Tabelle 24: Verteilung der Anströmungsrichtungen auf dem 750 hPa-Niveau der 120 untersuchten Junitage am Standort der Radiosonde Essen 12 Uhr UTC.

Anströmungsrichtung	NW	NO	SO	SW
Anzahl	31	16	9	64
Anteil (%)	25.8	13.3	7.5	53.3
Anteil am mittleren Monatsniederschlag (%)	16.7	15.6	10.1	57.6

Erkennbar dominieren die Anströmungen aus dem Südwestsektor mit über 50% das Wettergeschehen in Nordrhein-Westfalen. Einen erheblichen Anteil verbuchen die Nordwestströmungen mit 25 % und der Nordosten mit 13% aller Tage. Die resultierende Niederschlagsverteilung ist auf Abb. 45 (siehe Beilage III) dargestellt.

Vergleicht man die Anzahl der Strömungstage mit der korrespondierenden Niederschlagsspende, so sind für Nordrhein-Westfalen die Juni-Niederschläge (vgl. Tabelle 24) aus südwestlicher mit 57.6% Anteil am mittleren Gesamtniederschlag, aus südöstlicher (10.1%) und nordöstlicher Anströmung (15.6%) leicht überproportional, die Tage mit nordwestlicher Anströmung mit 16.7% hingegen deutlich unterproportional am Gesamtniederschlag beteiligt. Abgesehen von der Niederschlagsspende der verschiedenen Sektoren, kommt ein erheblich voneinander abweichendes räumliches Verteilungsmuster der einzelnen Sektoren zustande. Aufgrund ihres absoluten Beitrags prägt die Südwestanströmung unzweifelhaft das mittlere Niederschlagsmuster (vgl. Abb. 43, Beilage II). Allerdings sind die Niederschläge im Lee der Eifel bis weit hinein ins Münsterland mit Höhen zwischen 15-25 mm deutlich niedriger als die Niederschläge in der ECST-Summenkarte (30-45 mm). Dies gilt in ähnlicher Quantität auch für den Raum Lahntal/Kassel und für die niederländische Nordseeküste im Bereich des Ijsselmeeres. Interessanterweise wird in der Niederrheinischen Bucht das Defizit der aus Südwestanströmung resultierenden Niederschläge zur Summenkarte im Inneren der Bucht etwa zu 2/3 von den südöstlichen Strömungstagen und zu 1/3 von den nordwestlichen Tagen gedeckt. In der äußeren Bucht teilen sich die beiden Nordsektoren und der Südostsektor im Verhältnis 1:1 den Niederschlagsbeitrag.

Wesentliches Strukturmerkmal der Niederschlagsverteilung der östlichen Sektoren ist die gegen Null tendierende Niederschlagswirksamkeit im östlichen Rheinischen Schiefergebirge und den daran angrenzenden Höhenzügen. Dies gilt in gleichem Maße für die Westfälische Bucht. Dagegen leisten die Tage nordwestlicher Strömung einen Beitrag von etwa 10 mm entlang des südlichen Mittelgebirgskamms und der 200 m-Isopyse zum Gesamtniederschlag des Monats. Aufgrund der geringen Fallzahlen werden bei der anströmungsorientierten Betrachtung der konvektiven Muster skalige und subskalige Ereignisse

zusammengefasst. Die konvektiven Verteilungsmuster folgen generell den Niederschlagsmustern (siehe Beilage III, Abb. 46).

Allerdings sind sie wesentlich differenzierter und kontrastieren die eigentlichen Raumstrukturen weitaus stärker. Das beste Beispiel hierfür ist die zuvor angesprochene Bänderung des Niederschlags entlang der Flußtäler. So weisen die Südwest-Tage eine ausgesprochen enge Ausrichtung entlang der Flußläufe (Rhein, Ems, Weser) auf, während die Nordwest-Tage im Bereich der Flußunterläufe die schon in der Summenkarte angesprochene Westverlagerung aufzeigen. In beiden Fällen bewirkt die regionale Temperatur und Feuchtestruktur offensichtlich eine erhöhte Labilisierung der bodennahen Grundschicht. Während jedoch bei nordwestlicher Strömung der negative Temperaturgradient vom Vorland zum Fluß für feuchtlabile Luftmassen ausreichend zur initialen Konvektionsauslösung ist, benötigen die nach der Mittelgebirgspassage vergleichsweise trockenen Luftmassen aus südwestlicher Richtung das zusätzliche Feuchteangebot der Flußniederungen.

Bis auf die sichtbare Häufung von Konvektionsfällen entlang der Rheintalung bei südöstlicher Anströmung ergeben sich keine weiteren differenzierbaren Strukturen. Anzumerken bleibt allerdings, daß die in der Summenkarte bemerkte Häufung konvektiver Ereignisse im Nordosten und Osten des Ruhrgebiets tatsächlich nur in Lee-Situation zu Südwestanströmung auftritt. Dies kann als weiteres Indiz für die Wirksamkeit der städtischen Agglomeration hinsichtlich ihres konvektionsverstärkenden Einflusses gelten.

4.2 Die Niederschlags- und Konvektionsstrukturen im Juli 1995 - 1998

4.2.1 Die mittleren Juli-Niederschläge

Der Juli zeigt im langjährigen Mittel im Gegensatz zum Juni ein höheres Niederschlagsniveau. Die steigenden Verdunstungsraten der Ozeane und die durch die Temperaturzunahme merklich höhere Feuchteanreicherung der Atmosphäre bedingt eine rege zyklonale Tätigkeit, die ihre volle Wirkung vor allem in Nordwestdeutschland entfalten kann. Die in Tabelle 25 dargestellten Zahlen zur Anströmungshäufigkeit zeigen eine merkliche Steigerung der Tage mit Nordwestanströmung bei gleichzeitiger Reduzierung der Anzahl der übrigen Anströmungstage. Die verstärkte zyklonale Tätigkeit führt im Vergleich zum Vormonat zu einem erhöhten Anteil advektiver Niederschläge. Darüber hinaus verringert sich der Anteil thermisch induzierter Konvektionsereignisse zugunsten frontal induzierter Ereignisse.

Die ECST-Schätzungen (vgl. Abb. 47, Beilage III) zeigen eine Spanne von 23.9 mm an der niederländischen Grenze etwa in Höhe von Geldern bis zu einem Maximum von 65.4 mm nordöstlich Warburgs im Eggegebirge. Der Juli-Mittelwert für Nordrhein-Westfalen liegt mit 40.8 mm 4.6 mm über dem Juni-Mittelwert. Die ECST-Schätzung weist (bezogen auf Nordrhein-Westfalen), der gesteigerten Auftretshäufigkeit zyklonaler Nordwestströmungen und dem zunehmenden Ausgleich der Land-See-Temperaturunterschiede angemessen, mit mittleren 344 detektierten subskaligen Ereignissen lediglich 75% der im

Monat Juni erreichten Summe auf. Umgekehrt stellen die mittleren 4320 skalierten Konvektionsereignisse im Juli knapp 110 % der 3971 Juni-Ereignisse dar.

Die Niederschlagsmuster weichen trotz einiger Ähnlichkeiten deutlich von den mittleren Werten der drei Sommermonate ab. In einer ersten Gliederung kann Nordrhein-Westfalen in 3 Zonen erhöhter Niederschläge unterteilt werden. Diese sind der Raum maximaler Niederschläge in der Eifel, dem Hohen Venn und den Ardennen. Für dieses Gebiet weist die ECST allerdings einen bis an den Rhein zwischen Köln und Bonn vorgeschobenen Raum hoher Niederschläge aus. Die ECST-Schätzung steht somit in scheinbarem Widerspruch zum langjährig beobachteten Minimum in der Zülpicher Börde. Da die ECST-Niederschläge die langjährigen Niederschlagssummen nicht erreichen, liegt jedoch der Schluß nahe, daß in der untersuchten Periode der überwiegende Anteil der Niederschläge in der Region konvektiver Herkunft war.

Das auffälligste Gebiet erhöhter Niederschläge ist ein Band, das etwa auf der Linie Montabauer-Siegen-Lüdenscheid-Dortmund-Ahaus und schließlich über das Emsland bis in die Nordsee hineinreicht. Dieses findet sich, stärker strukturiert und insgesamt Richtung Westen verbreitert, auch in den langjährigen Beobachtungen wieder. Es zeigt eine hohe Korrelation mit der Lage und Ausrichtung des Kerngebiets maximaler mittlerer Frontenanzahl für die Sommermonate (ERIKSEN 1971).

Schließlich weist die Satellitenmethode eine weitere Region erhöhter Niederschläge entlang des Rothaar- und Eggegebirges mit einem Ausläufer hin zum Weserbergland und einem weiteren in Richtung Nordost auf den Solling aus. In allen genannten Gebieten erhöhter Niederschläge bewegt sich die Kammlinie der Niederschlagssummen zwischen 45 und 55 mm.

Sehr differenziert stellen sich die Niederschläge im westlichen Teil der Niederrheinischen Bucht dar. Im Selfkant beginnt, in westlicher Richtung, eine relative Trockenachse, unterbrochen von einer Nord-Süd verlaufenden Kammlinie im Raum Düren, die bis etwa Gummersbach im Süderbergland reicht. Parallel dazu verläuft im Norden ein Streifen erhöhter Niederschläge etwa auf der Linie Roermond-Düsseldorf-Ruhrtal. Des weiteren erstreckt sich linksrheinisch parallel zum Rhein eine schmale Zone höherer Niederschläge. Abweichend von den langjährigen Mustern wird am Niederrhein ab dem Raum Wesel ein weit nach Nordost und Südwest ausgreifendes Gebiet geringer Niederschläge ausgewiesen. Dies gilt ebenso für die Westfälische Bucht. Ähnlich wie im Vormonat ist im Gebiet Warendorf/Lippstadt, jedoch unterbrochen von den Beckumer Bergen, eine relative Trockenzone gelegen. Auffallend ist auch das lokale Minimum nördlich des Wiehengebirges am Weserdurchbruch. Die Lahntalung ist deutlich niederschlagsreicher als aus den langjährigen Werten zu erwarten gewesen wäre. Nordwestlich vorgelagert entlang des Westerwalds und des Rothaargebirges ist eine schwach ausgeprägte Trockenzone erkennbar. Allerdings wird diese entlang der Wetterau und des Lahntals durch Niederschlagsstörungen der südlich gelegenen orographischen Konvergenzzone von Taunus und Vogelsberg sowie den lokalen Maxima an Knüll und Keller stark modifiziert.

Faßt man die Niederschlagsbeobachtungen für den Monat Juli zusammen, ergeben sich im Vergleich zum Vormonat deutlich veränderte Raumstrukturen:

1. Es findet als übergeordnete Struktur eine klare Konzentration der Niederschlagsmaxima entlang mehrerer Agglomerationsstreifen statt. Vergleicht man diese von Nord-Süd im Osten (Schleswig Holstein) auf Nordwest-

Südost sich auffächernde Streifenschar mit der Lage frontaler Häufigkeiten (ERIKSEN 1971), so scheint diese Struktur ganz erheblich durch die frontalen Lageparameter geprägt zu sein.

2. Die deutlich geringere Wirkung orographischer Leitlinien auf die Niederschlagsverteilung tritt deutlich hervor. Die Mittelgebirgshauptkämme zeigen immer noch maximale Niederschläge vor allem auf der westlichen Luv-Seite der Ardennen, jedoch überlagern die frontalen Niederschlagsbänder diese Struktur in erheblichem Maße.

Die mittels der ECST erfaßten Niederschlagsstrukturen passen durchaus in die Beobachtung erhöhter Anteile advektiver Niederschläge im Juli. Da es sich bei den relevanten Wolkensystemen advektiver Niederschlagsspende häufig um ausgedehnte, vertikal sehr mächtige Wolkenstrukturen handelt, werden die resultierenden Niederschläge (z.B. Luv der Ardennen) teilweise erfaßt. In der weiteren Untersuchung muß daher geklärt werden, wie gut die Konvektionsmuster und die Analyse der Anströmungsrichtung diese Beobachtung bestätigen.

4:2.2 Die regionalen Konvektionsmuster im Juli

Die in Abbildung 47 (siehe Beilage III) dargestellten, skaligen konvektiven Ereignisse zeigen im Vergleich zu den korrespondierenden Juni-Verteilungen ein deutliches Muster frontaler Prägung. Dies wird anhand der üblicherweise oval oder ellipsenförmig hervortretenden Gebiete erhöhter Ereigniszahlen ersichtlich. Diese vereinen sich zu der im Niederschlagsbild stärker ausgeprägten Streifenschar höherer und niedriger Niederschläge, die qualitativ mit den in früheren Beobachtungen angeführten Schauerstraßen in Süddeutschland vergleichbar zu sein scheinen (SCHIRMER 1973). Diese Beobachtung ist ein eindeutiges Indiz für die frontale Genese der Niederschläge, da offensichtlich ein erheblicher Anteil der Niederschläge als stratiformer oder erhöht stratiformer (Ns pra Cu) Niederschlag ausfällt. Als Räume minimaler skaliger Konvektionszentren treten vor allen anderen das nördliche Münsterland und die südlichen Niederlande entlang der belgischen Grenze in den Vordergrund. Ähnlich ist die Situation im Gebiet des Ijsselmeers sowie am Unterlauf der Weser. Da diese Strukturen nur sehr abgeschwächt im Niederschlagsbild wiederzufinden sind, muß auch hier von ergiebigen Niederschlägen stratiformer Herkunft ausgegangen werden.

Andersartig präsentiert sich die Struktur und Verteilung der subskaligen Konvektionszentren. Hier ist zunächst die Häufungszone entlang der Küste mit Schwerpunkt über der See zu nennen. Die Verteilung in der Norddeutschen Tiefebene (südwestlich der Elbe) und im Emsland orientiert sich stark an den skaligen Häufungszonen. Üblicherweise kann dies im Zusammenhang mit Squall Lines beobachtet werden. In der Niederrheinischen Bucht und im Münsterland ist hingegen ein ausgesprochenes Minimum subskaliger Ereignisse festzustellen. Dies steht in klarem Kontrast zur Konzentration subskaliger Konvektionsereignisse entlang der Nordabdachung des Süderberglands bis hinein in den Siegerner Talraum. Auffällig ist erneut das Gebiet erhöhter Konvektionsergebnisse nordwestlich und westlich des Ruhrgebiets. In Übereinstimmung zur skaligen Beobachtung ist die Konvergenzzone zwischen Taunus und Vogelsberg zu sehen, die über die Wetterau bis hin ins Lahntal eine Zone hoher Auftretszahlen bewirkt.

4.2.3 Die Niederschlags- und Konvektionsmuster im Juli nach Anströmungsrichtung

Die Verteilung der Anströmungsrichtung (vgl. Tabelle 25) zeigt einen deutliche Zunahme der Tage mit Nordwestanströmung. Die übrigen Anströmungssektoren weisen eine in entsprechend verringerte Anzahl an Tagen auf.

Tabelle 25: Verteilung der Anströmungsrichtungen auf dem 750 hPa-Niveau der 120 untersuchten Julitage am Standort der Radiosonde Essen 12 Uhr UTC.

Anströmungsrichtung	NW	NO	SO	SW
Anzahl	43	16	7	58
Anteil (%)	34.7	12.9	5.6	46.8
Anteil am mittleren Monatsniederschlag (%)	34.1	3.7	9.1	53.0

Die Niederschlagskarten (siehe Beilage III, Abb. 48) zeigen für Nordrhein-Westfalen einen proportionalen Anteil der nordwestlichen Anströmungstage und der resultierenden anteiligen Niederschlagspende. Anders sieht dies für die südlichen Sektoren aus, die im Vergleich zu ihrer Auftrittshäufigkeit einen überproportionalen Beitrag zum Flächenniederschlag liefern, während die nordöstlichen Strömungslagen einen signifikanten unterproportionalen Niederschlagsbeitrag leisten.

Wie kaum anders zu erwarten, stellen die beiden Westsektoren, bedingt durch 87 % am Gesamtniederschlag, die musterbildenden Anströmungsrichtungen dar. Im Niederschlagsmuster für die verschiedenen Anströmungsrichtungen treten sowohl die anteilige Zunahme der nordwestlichen Anströmungsrichtungen als auch die zyklonalen Strömungsmuster hervor. Trotz der höheren Niederschlagswirksamkeit der Südwestströmungstage ergänzen sich beide Strömungsmuster zu einem stärker frontal geprägten Niederschlagsmuster. D.h. es liegt eine geringere Wirksamkeit der orographischen Gliederung vor, und gleichzeitig tritt die von zonal nach meridional gestaffelte räumliche Häufung der Niederschlagsmaxima signifikant hervor.

So zeigt sich für die Anströmungstage des Nordwestsektors ein ausgeprägtes Niederschlagsband, das von der belgischen Küste über die Nieder-rheinische Bucht, das Münster- und Emsland bis zu den ostfriesischen Inseln und weiter hinaus auf die Nordsee reicht. Dabei ist die Zone der höchsten Niederschläge im nördlichen Münsterland von den Baumbergen bis an die Ausläufer des Teutoburger Waldes auszumachen. Aus diesem Kernraum zieht sich ein weiteres Band hoher Niederschläge entlang des nördlichen Mittelgebirgsrands durch die Dümmer Geestniederung in Richtung Harz.

Aus der nordwestlichen Niederrheinischen Bucht kommend, trifft ein Gebiet maximaler Niederschläge etwa an der Ruhrtalung auf das nördliche Süderbargland und verbreitert sich hier zu einem ausgedehnten Bereich er-

höher Niederschläge. Diese Niederschlagszone findet ihre Fortsetzung entlang des Anstiegs zum Bergischen Land und läßt sich in Richtung Osten auf der Linie Haarstrang-Eggegebirge als schmaler, aber gut ausgeprägter Niederschlagsstreifen weiter verfolgen.

Die Südwestströmungstage zeigen wesentlich deutlicher die frontal verursachten elliptischen bis bänderförmigen Niederschlagsmaxima, die sich fast sternförmig um den Minimumbereich der Niederrheinischen Bucht anordnen. Das herausragende Gebiet maximaler Niederschläge liegt mit seinem Zentrum in Friesland und zieht sich bis hinauf an die dänische Küste.

Deutlich ausgeprägt sind die kleinräumig scharf begrenzten, Südwest bis Süd ausgerichteten Linienstrukturen im Luv der Ardennen und Eifel, die teilweise bis in die Buchtlage übergreifen. Innerhalb Nordrhein-Westfalens ist es vor allem das Nord-Süd verlaufende Band, das sich aus der Wetterau über das Lahntal und den Siegener Talraum östlich entlang des Ruhrgebietes, wo es eine lokale Verstärkung erfährt, in Richtung Emsland erstreckt. Für den Raum Nordrhein-Westfalen sind die Anströmungstage aus dem südwestlichen Sektor im Mittelgebirge signifikant niederschlagswirksamer als in der Westfälischen - und vor allem in der Niederrheinischen Bucht. Für die nordwestlichen Strömungstage hingegen ist dieses Verhältnis exakt umgekehrt. Für die Anströmung aus den östlichen Sektoren bietet sich trotz der geringen Beitragsdeckung zum Niederschlag ein interessantes Verteilungsbild. Die nordöstliche Anströmung bewirkt, mit Ausnahme des Ruhrgebiets und der Baumberge/Emstalung mit Werten zwischen 2-5 mm, jedoch nie über 8 mm, einen sehr gleichmäßigen Niederschlag in den Mittelgebirgen. Darüber hinaus prägt ein ausladendes, überwiegend über dem Meer liegendes Niederschlagsfeld entlang der gesamten Nordseeküste das Bild.

Völlig anders hingegen die südöstlichen Anströmungen. Hier ist, abgesehen von einem Gebiet höherer Niederschläge entlang des südlichen Rheinischen Schiefergebirges mit Summen bis zu 12 mm, eine vergleichsweise homogene Niederschlagsverteilung mit fast linearer Abnahme zur Küste zu verzeichnen. Die Niederschlagshöhen bewegen sich generell zwischen 2-5 mm. Zieht man die Karten der konvektiven Auftrittshäufigkeiten hinzu (siehe Beilage III, Abb. 49), so zeigt sich vor allem für den West- und Südostsektor ein den Niederschlagsverteilungen vergleichbares Bild.

Interessant ist jedoch der Nordostsektor. Hier werden nordwestlich und südwestlich entlang des Eggegebirges und vornehmlich des Rothaargebirges konvektive Zellen ausgewiesen. Eine zweite konvektive Signatur umgeht das Hindernis des Teutoburger Waldes und dringt von Norden in die Westfälische Bucht. Markant sind ebenfalls die Häufungsgebiete der konvektiven Zentren im Raum des Ruhrgebietes und des nördlichen Münsterlandes. Wiederum fällt die Konvergenzzone zwischen Ebbegebirge und dem Kahlen Asten in Richtung Siegen auf, die sich durch eine Konzentration konvektiver Ereignisse auszeichnet.

4.3 Die Niederschlags- und Konvektionsstrukturen im August 1995-1998

4.3.1 Die mittleren August-Niederschläge

In Nordrhein-Westfalen findet im August eine Umverteilung der mittleren Niederschläge statt. Primär ist als Ursache die fast ausgeglichene Verteilung der Anströmungsrichtungen (vgl. Tab. 26) zu nennen. Lediglich die Anzahl der Anströmungstage aus dem Südostsektor fällt mit ca. 17 % deutlich geringer als die der übrigen Sektoren aus. Die Ursache für großräumig thermisch induzierte Konvektivität nimmt mit der nachlassenden Sonneneinstrahlung und einem vergleichsweise ausgeglichenen Temperaturgradienten zwischen Meer- und Landoberfläche etwas ab. Gleichzeitig weist die Nordsee ihre höchsten Wassertemperaturen auf. Dies führt insbesondere bei Kaltluftvorstößen aus den Polargebieten zu reicher konvektiver Aktivität über dem Meer. Für den August zeigt die ECST-Schätzung in Nordrhein-Westfalen (siehe Beilage III, Abb. 50) eine Spannweite von 13.3 mm nördlich des Wiehengebirges bis 50.8 mm im Rothaargebirge östlich Brilons. Für ganz Nordrhein-Westfalen ergibt dies einen mittleren Niederschlag von 33.2 mm, 7.6 mm niedriger als im Vormonat. Die Anzahl der subskaligen Konvektionsfälle erreicht mit 451 Fällen circa das Juni-Niveau, während die Anzahl der skaligen Ereignisse mit 4166 eine mittlere Position zwischen den Monaten Juni und Juli besetzt.

Stärker noch als in den Vormonaten weicht das ECST-Niederschlagsmuster von den langjährigen Verteilungsstrukturen ab. Betrachtet man zunächst einmal die Ähnlichkeiten, so ist die auffälligste Übereinstimmung die Westverlagerung des Niederschlagsbandes vom Neuwieder Becken über Wuppertal in Richtung Borken und Ahaus, die der im langjährigen Mittel erfaßten Ausdehnung des maximalen Niederschlags im westlichen Süderbergland vergleichbar ist. Ähnlichkeiten liegen auch in der gleichläufigen Erfassung des flächenhaften Rückgangs des Niederschlags im Rothaar- und Eggegebirge. Dies gilt auch für das großräumige Gebiet minimaler Niederschläge in der Westfälischen Bucht. Trotz der in den genannten Gebieten vergleichbaren Niederschlagstendenzen überwiegt der Eindruck einer wesentlich stärker strukturierter Niederschlagsverteilung, als dies aus den langjährigen Niederschlagsmustern zu erwarten gewesen wäre. Für den nordrhein-westfälischen Raum findet ein offensichtliches „Durchpausen“ orographischer Strukturen statt. So sind innerhalb der Niederrheinischen und Westfälischen Bucht die Niederschlagszentren verstärkt in den konvektionsbegünstigenden Gebieten höherer Reliefenergie zu finden (Baumberge, Hohe Mark, Die Haard, Borkenberge, Beckumer Berge). Dies gilt explizit nicht für den Großraum Ruhrgebiet, der als Gebiet erhöhter Niederschläge auffällt. Neben dem bereits erwähnten Maximum im gesamten westlichen Süderbergland tritt vor allem das Lennegebirge und Ebbegebirge sowie die Briloner Höhen mit Niederschlagshöhen bis zu 50 mm erstmalig als eigenständige Raumeinheit erhöhter Niederschlagssummen in Erscheinung. Auffallend ist der hohe Niederschlagsgradient zur Winterberger Hochebene und dem gesamten Rothaargebirge. Die Niederschlagswirksamkeit sinkt nochmals beträchtlich im Siegener Talraum und im oberen Lahntal, wo minimale Niederschläge von unter 21 mm auftreten. Eine vergleichbare Inver-

tierung der Niederschlagshöhen findet in der Eifel statt. Die bislang niederschlagsbegünstigten Gebiete der Hohen Eifel und des Hohen Venn stellen im August relative Trockenräume dar. Die Flächen maximaler Niederschläge verteilen sich auf ein ringförmiges Band, das ungefähr der 300 m-Isohypse des Mittelgebirges zur Rheinischen Bucht folgt. Erstmalig ist auch, erneut im Widerspruch zu den langjährigen Beobachtungen, die Zülpicher Börde vergleichsweise niederschlagsarm. Dies gilt auch für die gesamten Rheindurchbruch im Schiefergebirge.

Trotz der eindeutigen orographischen Niederschlagsstrukturen sind großräumig frontale Niederschlagszentren erkennbar. Dazu zählen neben den Gebieten über Nord- und Ostsee der friesische Küstensaum. Ein Teil der nordrhein-westfälischen Niederschlagsstruktur läßt sich auch aus frontalem Niederschlagsgeschehen erklären, so die deutlich ausgeprägten Westsüdwest-Nordost verlaufenden Niederschlagsbänder im Südwesten des Landes. Faßt man die Niederschlagsbeobachtungen für den August zusammen, ergibt sich folgendes Bild:

- 1) Es findet eine signifikante Steigerung des regionalen orographischen Einflusses auf das Niederschlagsgeschehen statt. Deutlich erkennbar treten regionale Geländestrukturen hervor, die konvektive Prozesse durch idealtypische Reliefstrukturen induzieren (Hohe Mark, Baumberge etc.). Zusätzlich weisen die regionalen Hochlagen der Mittelgebirge erhöhte Niederschlagssummen auf.
- 2) Die in den Vormonaten gezeigte Verteilungsstruktur der Niederschläge kehrt sich für mehrere Gebiete hoher Niederschläge um. Dies läßt den Schluß zu, daß sich die spätsommerliche Veränderung der großräumigen Strahlungs- und Anströmungsverteilung unmittelbar in der Verteilung konvektiver Niederschläge ausdrückt. Insgesamt weist der August ein weitaus differenzierteres Niederschlagsmuster als die beiden Vormonate auf.

4.3.2 Die regionalen Konvektionsmuster im August

Betrachtet man die Verteilung der subskaligen Konvektionszentren (siehe Beilage III, Abb. 50), fällt eine deutliche Häufung der Zellen über der Nordsee bis in das Gebiet des Ijsselmeeres hinein und weiter bis nach Schleswig-Holstein und Dänemark auf. Im ersten Fall deutet dies auf eine Steigerung der Konvektionstätigkeit über der Nordsee aufgrund ihrer im August erreichten Maximaltemperaturen hin. Im zweiten Beispiel wirkt sich wohl das Konvergenzgebiet der beiden Land-Seewindzirkulationen zwischen Ost- und Nordsee hinsichtlich erhöhter konvektiver Tätigkeiten aus. Für Nordrhein-Westfalen ist eindeutig eine Häufung an den bereits angesprochenen orographischen Standorten in der Buchtlage (Baumberge, Hohe Mark, Die Haard, Borkenberge, Beckumer Berge) und entlang der 300 m-Isohypse in den höher gelegenen Gebieten des Söderberg- und Sauerlands festzustellen. Offenkundig sorgen diese Geländestrukturen für eine ausreichende thermische Initialisierung der Konvektion, die sich dann, eingebettet in das vorherrschende Zirkulationsmuster, zu ausgedehnten Wolkensystemen entwickeln können.

Auf der Karte der skaligen Konvektionszentren ist die offensichtlich raumprägende Struktur das Gebiet Schleswig-Holsteins und der östlichen Nordsee

mit einer maximalen Auftrittshäufigkeit an der Küste zwischen Elbe und Weser von knapp 20 Ereignissen. Für Nordrhein-Westfalen sind dies die beiden Häufungsgebiete entlang der Randhöhen der Niederrheinischen Bucht bis in den Koblenzer Talraum hinein und über den Briloner Höhen. Schwächer als aus der Niederschlagskarte zu vermuten gewesen wäre, ist auch das in Süd-Nord-Richtung ausgeprägte Häufungsband zu erkennen. Es verläuft entlang der westlichen Randhöhen des Süderberglandes und, weiter nördlich, östlich des Rheins mit Schwerpunkt über dem Weißen Venn, der Hohen Mark und Bocholt.

Im Bereich des nordöstlichen Mittelgebirges gibt es einige interessante kleinräumige Details zu beobachten. Zunächst erhöhen exponierte Einzelerhebungen deutlich die Zahl der skaligen Konvektionszentren. Dies kann an einer Reihe von Beispielen belegt werden. So sind im Ebbegebirge der Nordhelle und, weiter südlich, im Raum des Rothaargebirges und der Kalten Eiche, Milsenberg, Ederkopf, Jagdberg und Fuchskauten Häufungsgebiete skaliger Konvektionszentren zu identifizieren. Diese Hervorhebung lokaler Hochlagen kann auch in anderen Höhenlagen der Mittelgebirge beobachtet werden.

Eine Besonderheit des August ist die Trockenachse des Diemel-Tals südöstlich der Briloner Höhen. Sie mündet nordöstlich in ein ausgedehntes Gebiet minimaler Konvektionstätigkeit zwischen Eggegebirge und Solling. Nördliche Grenze dieses niederschlagsarmen Raums ist das Maximalgebiet an der Hohen Egge im Gebiet des Ith und Süntel.

Ein auffälliges Band konvektiver Zentren zieht sich zwischen den südwestlichen Höhenzügen des Schiefergebirges und den angrenzenden Tälern von Lahn und Eder in südwestlicher-nordöstlicher Richtung. Es intensiviert sich maßgeblich zwischen Kellerwand und Briloner Höhen im Gebiet der Eder-Talsperre und dem Tal der Twiste.

Die gezeigten Beispiele führen in Übereinstimmung mit den subskaligen Konvektionsmustern zur Hypothese, daß im August, trotz klar erkennbarer frontaler Konvektionsmuster, ein kleinräumig stark differenzierter orographisch-thermischer Antrieb der konvektiven Tätigkeiten das frontale Verteilungsmuster von Niederschlag und Konvektionszentren überlagert. Dies führt insgesamt zu einem deutlich vielfältigeren Niederschlags- und Konvektionsmuster als in den vorangegangenen Monaten.

4.3.3 Die Niederschlags- und Konvektionsmuster im August nach Anströmungsrichtung

Wie bereits in Kap. 4.3.1 angesprochen, ist die Verteilung der Anströmungstage auf die vier untersuchten Sektoren grundlegend abweichend von der Struktur der Vormonate. Noch deutlicher fällt die andersartige Verteilung bei dem anteiligen Niederschlagsbeitrag jedes Sektors aus (vgl. Tabelle 26). Sind die Niederschläge aus den Anströmungstagen des Südwestsektors mit 30 % vergleichbar zur anteiligen Anzahlhäufigkeit, so ist dieser Zusammenhang bei Nordwestströmungen bereits deutlich reduziert und beträgt bei Nordostanströmung nur noch knapp 12 %. Gänzlich anders sieht die Statistik für den Südostsektor aus, der in den bisherigen Monaten sowohl von der Anzahl der Tage als auch seitens seines Deckungsbeitrags zum Gesamtniederschlag vernachlässigbar war. Im August stellt er mit knapp 17 % zwar immer noch die geringste Zahl der

Strömungstage, beteiligt sich aber mit über 35% am gesamten Niederschlagsaufkommen und stellt somit den größten Einzelbeitrag zur Verfügung.

Tabelle 26: Verteilung der Anströmungsrichtungen auf dem 750 hPa-Niveau der 120 untersuchten Augusttage am Standort der Radiosonde Essen 12 Uhr UTC.

Anströmungsrichtung	NW	NO	SO	SW
Anzahl	35	32	21	36
Anteil (%)	28.2	25.8	16.9	29.0
Anteil am mittleren Monatsniederschlag (%)	22.6	11.9	35.3	30.2

Am auffälligsten ist die Invertierung der Anzahl der Anströmungstage im Verhältnis zum Niederschlag für den Nordost- und Südostsektor. Betrachtet man zuerst die nordöstliche Anströmungsrichtung (siehe Beilage III, Abb. 51), erreichen die Niederschlagssummen in Nordrhein-Westfalen maximal 10 mm, liegen in der Regel jedoch zwischen 3 und 6 mm. Die wichtigste erkennbare Raumstruktur ist eine kontinuierliche Erhöhung der Niederschlagssummen auf einem Band, das sich von der Porta Westfalica entlang der Beckumer Berge in das orographische Konvergenzgebiet zwischen Ebbegebirge und Rothaargebirge zieht. Dort werden nordwestlich des Siegerner Talkessels maximale Niederschlagshöhen erreicht. Entlang des südlich gelegenen Höhenzugs von Hunsrück und Taunus erhöhen und verdichten sich die Niederschlagssummen und -felder nochmals deutlich.

Der offenkundige Zusammenhang von Niederschlagshöhe und absoluter Reliefhöhe zeigt sich nordöstlich der Landesgrenze Nordrhein-Westfalens im Großraum Bremen-Hannover-Braunschweig, wo im Vorstau der Mittelgebirge ein stärker ausgeprägtes Niederschlagsfeld zu erkennen ist. In engem Zusammenhang hierzu ist der Leebereich des Harzes und Sollings im Raum Göttingen und Kassel mit Niederschlägen unter 3 mm zu sehen. Deutlich ist auch der fehlende Niederschlag über weiten Teilen der Nordsee und der niederländischen Küste.

Gänzlich abweichend sind die Niederschlagsmuster bei Südwestanströmung. Hier treten die maximalen Niederschläge über der Nordsee auf und lassen in Richtung Südost beinahe linear nach. Im Gebiet Nordrhein-Westfalens werden die Gebiete erhöhter Niederschläge durch die Flußtäler bestimmt. Vor allem im Rheintal, aber auch entlang des unteren Ruhrtales und der Ems finden sich erhöhte Niederschläge. Für das Ruhrtal kann von einer Kopplung der Wirkung des Ruhrgebiets mit dem zusätzlichen Feuchteangebot, das durch die Ruhrtalesperre und die Ruhr selbst zur Verfügung gestellt wird, ausgegangen werden.

Die ausgedehnten Gebiete hoher Niederschläge liegen allerdings entlang der Küste in den Niederlanden und der Nordsee. Dies läßt den Schluß zu, daß es sich um kontinentale, trockenlabile Luftmassen aus Südost handelt, die erst bei Existenz einer ausreichend feuchten Atmosphäre Konvektionsniederschläge hervorbringen können.

Die südwestlichen Anströmungstage sorgen für ein ausgeprägtes rechtsrheinisches Niederschlagsband (10-20 mm), während das Rheintal selbst eine

Trockenachse darstellt (ca. 5-7 mm). Als niederschlagsarme Räume stellen sich das innere rechtsrheinische Schiefergebirge mit dem Ebbegebirge als Zentrum sowie weite Teile der Westfälischen Bucht und des Emstals dar (< 10 mm). Geringfügig erhöhte Niederschläge sind nur an den Briloner Höhen und dem Eggegebirge zu verzeichnen. Großräumig beherrscht der Niederschlagsgradient zwischen der südlichen Nordsee und den Niederlanden (<< 10 mm) zur nördlichen Nordsee, Dänemark und westlichen Ostsee (> 15-20 mm) das Bild der Niederschlagsverteilung. Die flächenhaft ausgeprägten Bänderstrukturen über der Nordsee und den Niederlanden lassen vermuten, daß es sich im wesentlichen um frontale Niederschlagsereignisse handelt.

Dieser Schluß gilt auch für die aus nordwestlicher Anströmung resultierenden Niederschläge. Gut ausgeprägt findet sich über der Nordsee ein Gebiet erhöhter Niederschläge, das auf ein Zusammenwirken warmer Meeresoberflächen und Vorstöße polarer Kaltluft hindeutet. Die sich südlich anschließenden, in Küstennähe West-Ost und über den Benelux-Staaten Südwest-Nordost verlaufenden Niederschlagsbänder weisen genetisch eher zyklonale Struktureigenschaften auf.

Für Nordrhein-Westfalen fällt eine Dreiteilung ins Auge: vergleichsweise hohe Niederschläge in der Niederrheinischen Bucht und im Gebiet Bocholts bis zur Hohen Mark (10-16 mm), niedrige Summenwerte in der Westfälischen Bucht und im Süderbergland (3-10 mm) und erneut höhere Niederschläge im Rothaar- und Eggegebirge (bis 21 mm). Noch deutlicher wird der Einfluß der absoluten Höhe am Vogelsberg und in der Rhön, wo Niederschläge von 30 mm erreicht werden. Die zugehörigen Konvektionsmuster (siehe Beilage III, Abb. 52) bestätigen die bereits aus der Niederschlagsverteilung ersichtlichen Muster.

Insbesondere tritt hervor, daß es sich bei den konvektiven Prozessen im August um ein zusammengesetztes Muster aus frontalen, orographischen und, hinsichtlich des Feuchteangebots, lokal-klimatologischen Einflüssen handelt. So werden z.B. bei südwestlicher Anströmung vornehmlich Konvektionszentren in luvseitigen Höhenlagen (Hohes Venn, Briloner Höhen) und auf der Lee-seite des Rheins ausgewiesen. Die Konvektionsmuster bei Anströmung aus den nördlichen Sektoren zeigt, zusätzlich zu den reliefabhängigen Mustern, klare frontale bzw. mesoskalige Verteilungsmuster.

Eine Sonderrolle nimmt erneut der Südostsektor ein. Hier kann in vielen Teilräumen von einer Invertierung des Konvektionsmusters im Vergleich zu den resultierenden Niederschlägen gesprochen werden. Tatsächlich verursachen exponierte Räume erhöhter Konvektion, so z.B. entlang des Rothargebirges und der Briloner Höhen, vergleichsweise niedrige Niederschlagssummen. Umgekehrt können in Gebieten mit einer geringeren Auftretiszahl konvektiver Ereignisse, etwa im Münsterland und am Niederrhein vergleichsweise höhere Niederschlagssummen registriert werden.

4.4 Die regionalen Niederschlagsintensitäten von Juni bis August

Nachfolgend werden für das nordwestliche Untersuchungsgebiet die wichtigsten Verteilungsmuster maximaler Tagesniederschlagssummen und deren Ursache für die Einzelmonate zusammengefaßt (siehe Beilage III, Abb. 53).

Juni (Abb. 53, Beilage III): In der räumlichen Verteilung maximaler Tagesniederschläge im Monat Juni tritt das breite Häufungsband der Starkniederschlagstage in Belgien, den Niederlanden und der Norddeutschen Tiefebene deutlich hervor. Innerhalb Nordrhein-Westfalens erstreckt sich in den Hochlagen der Mittelgebirge entlang der Landesgrenze ein im Vergleich insgesamt niedrigeres Band hoher Tagesniederschlagsmaxima. Dies ist in auffälliger Übereinstimmung mit den beobachteten Niederschlags und Konvektionsmustern zu sehen. Deutlich wird vor allem die vergleichsweise geringe Wirkung der Mittelgebirgshöhen hinsichtlich der Genese maximaler Tagessummen. Dies ergänzt die bereits großräumig angestellte Beobachtung, daß die zu Starkniederschlägen führenden Faktoren in Nordrhein-Westfalen und den angrenzenden Küstengebieten im Frühsommer überwiegend im thermischen Gegensatz der Wasser- und Landmasse zu sehen sind.

Juli (Abb. 53, Beilage III): Die räumlichen Muster im Juli können hinsichtlich der maximalen Tagessummen als eine verteilte Haufenstruktur beschrieben werden. Hinsichtlich der Genese deutet dies mit hoher Wahrscheinlichkeit auf mesoskalige Wolken-Cluster innerhalb zyklonaler Prozesse hin (vgl. Kap. 5.1.1). Die auffallendsten Cluster liegen vor der Küste der Benelux-Staaten, zwischen Dollart und Jadebusen landeinwärts im nördlichen Niedersachsen und in Nordhessen jeweils mit maximalen Tagesniederschlägen bis zu 70 mm/Tag. Dieses Haufenmuster ist in eine schwächer ausgeprägte Bänderstruktur eingebettet. Die Verlaufsrichtung dieser Bandstrukturen erstreckt sich von Nordwest-Südost bis hin zu West-Ost. Dies stimmt erneut mit den mittleren Niederschlagsstrukturen überein, wenngleich die Ausprägung der Cluster den Schluß nahelegt, daß im Juli maximale Niederschläge häufig aus mesoskaligen konvektiven Komplexen oder ausgedehnten Kaltfronten zu erwarten sind.

August (Abb. 53, Beilage III): Der Monat August weicht auffällig von den Vormonaten ab. Sowohl die räumliche Ausdehnung als auch die Intensität der maximalen Tagesniederschläge ist deutlich höher. So werden verbreitet Niederschlagssummen von 80-100 mm/Tag berechnet. Der Schwerpunkt liegt zweifelsfrei über der südlichen Nordsee. Jedoch erstrecken sich Gebiete erhöhter maximaler Tagessummen über die gesamten Niederlande, Nordrhein-Westfalen und weite Teile Schleswig-Holsteins und Niedersachsens. Da orographische Strukturen fast vollständig in den Hintergrund treten, kann die Ursache der hohen August-Tagessummen vorrangig in der extremen Labilisierung der unteren Atmosphäre durch kalte Polar- oder Nordatlantikkluftmassenvorstöße über warme Meeresoberflächen gesehen werden. Die Auswirkungen in Form maximaler Tagesniederschläge sind bis hinein in die Mittelgebirge festzustellen. Weiter südlich findet dahingegen ein starker Rückgang der täglichen Niederschlagsmaxima statt.

4.5 Zusammenfassung der beobachteten regionalen Raummuster nach Anströmungsrichtung

Die regionalen Konvektions- und Niederschlagsmuster zeigen je nach Anströmungsrichtung und Monat große Unterschiede. Trotz der hohen Variabilität des raum-zeitlichen Niederschlagsgefüges können anhand der Beobachtungen

wesentliche allgemeine Zusammenhänge abgeleitet werden. Darüber hinaus bieten die Ergebnisse Hinweise auf interessante regionale bzw. lokale Details.

- 1) Für den Raum Nordrhein-Westfalen ist die Anströmung aus dem Südwestsektor hinsichtlich konvektiver Niederschlagsgenese und -spende vorherrschend. Dies gilt vornehmlich für die Monate Juni und Juli. Im August sind der Südwest- und der Südostsektor von annähernd gleicher Bedeutung für das Niederschlagsgeschehen.
- 2) Der Nordwestsektor weist einen signifikant geringeren Anteil am konvektiven Niederschlagsgeschehen auf. Allerdings liefern in allen Monaten die Anströmungstage mit süd- und nordwestlicher Windrichtung über 50 % der konvektiven Niederschläge. Das Maximum erreichen sie im zyklonal geprägten Juli mit ca. 88 % der Niederschlagsmenge.
- 3) Die nordöstliche Anströmungssituation ist hinsichtlich der konvektiven Niederschlagsspende von marginaler Bedeutung für Nordrhein-Westfalen. Dies gilt ebenfalls für den südöstlichen Sektor allerdings mit Ausnahme des Monats August.
- 4) Im August ist der Südostsektor mit über 35 % der Bereich mit dem höchsten Niederschlagsanteil.
- 5) Es stellt sich je nach Herkunft der Luftmassen eine stark differenzierte Niederschlagsverteilung und eine noch stärkere räumliche Differenzierung der Konvektionsaktivitäten ein. Trotz der eindeutigen Dominanz der frontalen Niederschlagsdynamik prägen sich auch im Mittelgebirge die orographischen Strukturen aus. Darüber hinaus scheint insbesondere unter Beteiligung kontinentaler Luftmassen das lokale Feuchteangebot von hoher Bedeutung für die Labilisierung und Entwicklung andauernder, niederschlagswirksamer, konvektiver Prozesse zu sein.
- 6) Es kann nachgewiesen werden, daß bevorzugte Bahnen oder Räume konvektiver Prozesse existieren. Diese stehen nicht nur im detaillierter untersuchten Nordwesten Deutschlands sehr häufig im Einklang mit den Beobachtungen lokaler oder regionaler Wetterbeobachter (DWD FLUGKLIMATOLOGIE 1992, 1999).
- 7) Zumindest für die im Lee des Ruhrgebiet gelegenen Räume kann eine auffällige Steigerung der konvektiven Ereignisfälle beobachtet werden. Für derartig ausgedehnte Agglomerationsräume kann daher auch auf der Beobachtungsskala des Meteosat-Systems eine signifikante Beeinflussung der sommerlichen Konvektionsgenese angenommen werden.

Insgesamt stützen die Beobachtungen die aus den Monatsmittelwerten abgeleiteten Erklärungsansätze zur Herkunft und Entstehung der konvektiven Niederschläge. Insbesondere gilt dies für die Abfolge der steuernden Dynamik in den Einzelmonaten. So werden die im Juni gemachten Beobachtungen der thermal induzierten Konvektionsprozesse im norddeutschen Tiefland und der frontal angetriebenen Niederschlagsprozesse im Gebiet der Mittelgebirgshöhen durch die Ergebnisse der Analyse der verschiedenen Anströmungsrichtungen bestätigt. Vergleichbares gilt auch für den Juli, für den sich die extreme Dominanz der Anströmungstage aus den Westsektoren in den beobachteten zyklona-

len Niederschlags- und Konvektionsmustern wiederfindet. In Bezug auf die Mittelwertskarten zeigt sich auch für die Niederschlags- und Konvektionsmuster im August eine komplexe Überlagerung frontal und orographisch dominierter Prozesse.

Somit muß als *zentrales Ergebnis* festgehalten werden, daß es trotz der allgemeinen *Vorherrschaft frontaler Konvektionsgenese* zu einer überaus wirksamen *Modifizierung* der Ruummuster von *Niederschlag* und *konvektiver Aktivität* durch *regionale* oder sogar *lokale* Einflüsse kommt. Die wichtigsten Parameter sind in der genannten Reihenfolge die Orographie, die regionalen thermischen Gradienten, das regionale Feuchteangebot und hinsichtlich großer Agglomerationsräume der anthropogene Eintrag von Aerosolen und der sich destabilisierend auswirkende Einfluß der Temperaturanomalien durch städtische Wärmeinseln.

D Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

1. Zusammenfassung und Diskussion des methodischen Teils

Primäre Zielsetzung der vorgestellten Studie ist die Schaffung einer *physikalisch* begründeten *satellitenbasierten* Methode zur quantitativen Schätzung konvektiver Niederschläge in den mittleren Breiten. Von herausragender Bedeutung für die Wahl der einfließenden Parameter war sowohl die Vorgabe, daß es sich um einen vollautomatischen, also operationellen, Algorithmus handeln soll, als auch die Zielsetzung, das eine mehrjährige Zeitreihe der Satellitendaten zu einer Klimatologie konvektiver Niederschläge Mitteleuropas und im speziellen Nordrhein-Westfalens verarbeitet werden soll.

Für die Untersuchung wird zur Erfassung aller relevanten Landschaftsräume ein Ausschnitt, der sich von der Nordsee bis etwa Rom und vom Pariser Becken bis Polen erstreckt, verwendet. Die Größe des Untersuchungsgebiets ermöglicht die weitgehende Auflösung der vorkommenden mesoskaligen Synoptik konvektiver Niederschlagsprozesse.

Diesen Vorüberlegungen zufolge wurde aus der großen Zahl verfügbarer Fernerkundungsalgorithmen die auf dem IR-Spektrum basierende Convective Stratiform Technique (CST, ADLER & NEGRI 1988) regional für das europäische Meteosat-Satellitensystem angepaßt und durch die zusätzliche Verwendung des WV-Spektrums *grundlegend umformuliert* und *erweitert*. Die zentralen Entwicklungen der resultierenden Methode, der sogenannten *Enhanced Convective Stratiform Technique* (ECST), können wie folgt zusammengefaßt werden:

Die zusätzlich zum Meteosat-Infrarotkanal verwendeten Daten des Meteosat-Wasserdampfkanals ermöglichen auf der Grundlage von detaillierten Strahlungstransferberechnungen eine *physikalisch begründete* und *statistisch implementierte* Abgrenzung *hochreichender* Cumulonimbus-Nimbostratus-Wolkenkomplexe.

Dies ermöglicht in Folge eine ausreichend gute Schätzung der *Vertikalerstreckung* der Wolkensysteme. Da neben den Luftmassengewittern und orographisch ausgelösten Konvektionsereignissen die frontal induzierte Konvektionsdynamik für den überwiegenden Teil sommerlicher Starkniederschläge verantwortlich zeichnet, kann so ein hoher Prozentsatz der konvektiven Aktivitäten Mitteleuropas erfaßt werden.

- Diese hochreichende, ausgedehnte, konvektive Bewölkung wird durch dynamisch aus den Einzelbildern ermittelte Schwellenwerte in aktive Zentren *konvektiver Starkniederschläge*, Zentren *erhöhter stratiformer Niederschläge* (Ns pra Cu) und Gebiete *normaler stratiformer Niederschläge* (in der Umgebung der Cb-Ns-Kerne) unterteilt.
 - Die Erfassung der *Luftmassengewitter* und der übrigen subskaligen konvektiven Wolkenformen erfolgt *indirekt* unter Verwendung der Schwellenwerte für hochreichende konvektive Wolkensysteme und der 253 K-Eiskeimgrenze. Die Bestimmung regnender Temperaturminima wird für diesen Teil der konvektiven Bewölkung durch Anwendung eines regionalisierten Diskriminanzschemas erreicht.
- Der zweite wichtige methodische Komplex der Arbeit ist der quantitativen Niederschlagsbestimmung gewidmet. Die Zuweisung der Niederschlagsraten für die klassifizierten Satellitendaten erfolgt mit Hilfe *spezifischer Transferfunktionen* über das Verhältnis von Wolkenoberflächentemperatur und Niederschlagsrate. Hierbei wird von einem engen Zusammenhang zwischen Wolkenhöhe (-temperatur) und erreichter Niederschlagsrate ausgegangen.
 - Um für Mitteleuropa zu räumlich und zeitlich verwertbaren Aussagen zu gelangen, wurde ein *objektives Auswahlverfahren* zur Bestimmung geeigneter Radiosondenprofile entwickelt. In dieses Verfahren gehen sowohl Konvektivitätsindizes als auch 1D-Wolkenmodellrechnungen ein.
 - Die aus diesem Auswahlverfahren resultierenden Radiosondenaufstiege finden als *Initialisierungsprofile* für die *3D-Wolkenmodellsimulationen* Verwendung. Die simulierten, bodennahen Niederschlags- und Temperaturfelder der Wolkenoberflächen werden unter Berücksichtigung ihrer raum-zeitlichen Dynamik in Bezug auf die Pixelgröße bzw. das Aufnahmeintervall des Meteosat standardisiert.
 - Schließlich wird aus allen Wertepaaren von Niederschlagsrate und Wolkenoberflächentemperatur ein Regressionsmodell für den jeweiligen Niederschlagstyp entwickelt. Basierend auf diesen Funktionen, findet während des ECST-Programmlaufs eine Zuweisung der Niederschlagsraten mit Hilfe der beobachteten Wolkentemperaturen für das jeweilige Pixel statt.
- In einem abschließenden Teil der Methodik wird anhand detaillierter Fallstudien bzw. einer umfassenden Zeitreihenuntersuchung eine Überprüfung und Validierung der Methode hinsichtlich ihrer qualitativen, quantitativen und operationellen Leistungsfähigkeit unternommen.

Die aufgestellten Hypothesen werden durch das neuartige Verfahren bestätigt. Dies bedeutet hinsichtlich der quantitativen Niederschlagsschätzung in den mittleren Breiten eine wichtige Verbesserung der satellitenbasierten Niederschlagsschätzungen. Insbesondere sind es die folgenden Gebiete, auf denen eine *signifikante Verbesserung* des konzeptuellen Modells und der Retrieval-Qualität erreicht werden konnte:

- Es findet eine *prozessorientierte* Beobachtung der Wolkendynamik statt. Auf diese Weise kann eine *physikalisch begründbare* Abgrenzung der Prozessstadien

konvektiver Wolkensysteme unternommen werden. Die ECST leistet folglich eine aus den Strahlungstransferrechnungen abgeleitete, *autoadaptive Abgrenzung* potentiell regnender Wolken und ordnet anhand statistischer Verfahren unter Verwendung der berechneten Tropopausentemperatur den einzelnen Wolken eine definierte Prozeßphase zu.

- Durch die Verwendung eines 3D-Wolkenmodells kann die enorme Spannweite der berührten Skalen, die von der Wolkenmikrophysik bis hin zu mesoskaligen Niederschlagsmustern reicht, anhand reproduzierbarer Parameter physikalisch begründbar integriert werden. Die Verwendung subjektiver Interpretationen oder empirisch bestimmter Steuerungsparameter wird auf diese Weise stark eingeschränkt. Das 3D-Modell liefert somit den aus typischen feuchtlabilen Atmosphärenschichtungen resultierenden, potentiellen Niederschlag in seiner durch das Windfeld bestimmten, raumzeitlichen Dynamik. Durch Kopplung der aus den 3D-Modellrechnungen abgeleiteten Transferfunktionen mit den Niederschlagsretrieval arbeitet die ECST unabhängig von einem Bodenmeßnetz und bedarf zu ihrer Anwendung prinzipiell keiner weiteren Meßkampagnen oder Zusatzdaten.
- Bedingt durch die Analyse der Satellitendaten und die implementierte Dynamisierung der Schwellenwerte, kann das ECST-Verfahren automatisch betrieben werden. Das heißt konkret, es handelt sich um ein operationelles Verfahren, das ohne weitere Steuerung sowohl im Nowcasting konvektiver Niederschlags erfassung und -prognose als auch automatisch für lange Zeiträume verwendet werden kann.

Insgesamt hat sich das vorgestellte Verbundkonzept von numerischer Modellierung und Satellitenfernerkundung bewährt. Es kann anhand der Ergebnisse festgestellt werden, daß im wesentlichen aufgrund der zusätzlichen Verwendung von Modellierungsdaten die erreichte Verbesserung im Vergleich zu herkömmlichen Methoden möglich ist. Dies beinhaltet sowohl die detaillierten Strahlungstransfermodellierungen als auch die rechenzeitintensive Verwendung der 1D/3D Wolkenmodelle zur Niederschlagsbestimmung.

Als zentrales Resultat des methodischen Teils der Arbeit muß die Erkenntnis gelten, daß eine Verbesserung der quantitativen Schätzung physikalischer Parameter mittels Fernerkundungsdaten nur in Kopplung mit physikalisch basierten Modellen erreicht werden kann.

Die Verbindung des fernerkundlichen Algorithmus mit den physikalischen Modelldaten erfolgt in der Regel über Transferfunktionen unterschiedlicher Komplexität. Dies gelingt durch die einfache Assimilation binärer Raumdaten in Modellraster oder umgekehrt durch Verwendung statistischer Modelle zur Verknüpfung von Modell- und Fernerkundungsdaten. Jede dieser Transferfunktionen stellt eine in ihren Wirkungen genau zu untersuchende Vereinfachung der komplexen realen Vorgänge dar. Für die Berechnung einer europaweiten mesoskaligen Klimatologie, das zeigen die Validierungsergebnisse, ist die resultierende allgemeine Transferfunktion ausreichend und liefert insgesamt befriedigende Ergebnisse. Für hydrologische Modellierungen oder anwendungsorientierte Fragestellungen muß allerdings situationsspezifisch modelliert werden (BENDIX ET AL. 2000).

Die vorgestellte Methodik stellt einen vielversprechenden Ansatz zur Erfassung und Schätzung konvektiver Niederschläge dar. Grundsätzlich kann daher bei der Verbindung von physikalischen Modellen und Fernerkundungsdaten von einem zukunftsweisenden Konzept ausgegangen werden. Dennoch steht durch die Implementierung weiterer Fernerkundungs- und Modelltechniken ein erhebliches Potential zur Verbesserung der ECST zur Verfügung. Die wichtigsten Punkte sind:

- Innerhalb des Satellitenretrieval liegt die größte Ungenauigkeit im räumlichen Zusammenhang von Wolkenoberfläche und realem Niederschlagsort. Obwohl der durch die Beobachtungsgeometrie des Meteosat verursachte Versatz von Wolkenoberfläche im Verhältnis zur Niederschlagsfläche korrigiert wird, kann eine erhebliche, oftmals mehrere Pixeln betreffende Verdriftung der Niederschläge auftreten. In der Regel sind großräumige Unterschiede an Kaltfrontale Ereignisse gebunden und könnten unter Berücksichtigung des mittleren Windfelds ebenfalls weitgehend korrigiert werden. Dies ist in der vorgelegten Arbeit bislang nicht geschehen, wäre jedoch für anwendungsorientierte Studien auf der regionalen Skala von großer Bedeutung.
- Die Niederschlagsmodellierung mittels des 3D-Modells bietet eine Reihe bislang ungenutzter Möglichkeiten. In der Studie werden stark idealisierte Läufe unter Vernachlässigung der Topographie, des Bodenmodells oder komplexer 3D-Initialisierungszustände durchgeführt. Es kann mit einer erheblichen Erweiterung des Kenntnisstandes konvektiver Niederschlagsmuster gerechnet werden, wenn die entsprechenden Parameter in zukünftigen Modellierungskonzepten berücksichtigt würden. Für die resultierenden aufwendigen Modellierungen setzt dies allerdings ein geeignetes Hardwarekonzept (z.B. Linux-Cluster) und ausreichende Personalmittel voraus.
- Ein eindeutiges Defizit der gezeigten Kombination aus Fernerkundungstechnik und Modellierung ist - falls keine klimatologischen Zeitreihen betrachtet werden sollen - die Verwendung der mittleren Transferwerte aus der Wolkenhöhe-Niederschlagsintensität-Relation für jedes Pixel innerhalb des Untersuchungsraums. Die Berücksichtigung einer im Verhältnis zur aktuellen Anströmungsrichtung typisierten Orographieparameters könnte zu einer erheblich verbesserten Einschätzung der für das Pixel aktuell gültigen, dynamischen Situation führen. Dieses zusätzliche Wissen über die lokale Atmosphärendynamik ermöglicht in einem weiteren Schritt die Auswahl einer adäquaten Transferfunktion aus einem umfassenden Set an zuvor berechneter Modellläufen.

Da es sich bei der implementierten Struktur der ECST um einen offenen Algorithmus handelt können die angesprochenen Verbesserungskonzepte mit vertretbarem Aufwand implementiert werden. Derzeit stellt die aktuelle als ECST vorgestellte Realisation der Kopplung von Fernerkundung und Modellierung eine trag- und ausbaufähige Basis zur hochaufgelösten, flächendeckenden und quantitativen Niederschlagsschätzung in Mitteleuropa dar.

Die Kopplung der ECST-Methodik mit weiteren Modellkonzepten ist für die adäquate Erfassung orographischer Einflüsse in Hochgebirgsräumen wie den Alpen oder auch advektiven Niederschlag aus stratiformer Bewölkung un-

umgänglich. In diesem Bereich wird ein wesentlicher Schwerpunkt der zukünftigen Entwicklungsarbeit liegen.

2 Zusammenfassung und Diskussion des klimatologischen Teils

In der vorgelegten Klimatologie konvektiver Sommerniederschläge finden die Meteosat-Daten aus vier meteorologischen Sommern Verwendung. Dies gestattet eine detaillierte Erfassung und Quantifizierung verschiedener konvektiver Parameter in ihrer räumlichen und zeitlichen Dynamik. Die übrigen klimatologischen Arbeiten zum Thema sommerlicher Starkniederschläge stützen sich auf 24-stündige Niederschlagssummen und versuchen anhand zusätzlicher meteorologischer Beobachtung eine Zuordnung der Niederschlagsgenese zu erreichen. Die Methode der ECST ermöglicht eine umgekehrte Betrachtungsweise des Niederschlagsgeschehens. Ausgehend vom einzelnen konvektiven Prozess ist eine Erfassung sowohl der räumlich und zeitlich hochaufgelösten Niederschlagshöhe als auch der konvektiven Ereigniszentren erreichbar. Sie bietet daher erstmals das Potential zur differenzierten raum-zeitlichen Analyse konvektiver Niederschlagsprozesse. Unter Berücksichtigung der Komplexität und Ausdehnung des Untersuchungsgebiets mußte notwendigerweise eine Beschränkung der klimatologischen Auswertung vorgenommen werden. In einem ersten Teil werden die mitteleuropäischen Makrostrukturen der Niederschlags- und Konvektivitätsverteilung für die jeweiligen Bezugszeiträume dargestellt. Im Kontext der europaweiten Klimatologie werden für den Gesamtzeitraum sowie die Einzelmonate die mittleren Niederschläge, die maximalen Tagesniederschläge und die Verteilungsstrukturen der konvektiven Zentren dargestellt. Im zweiten Teil der Bearbeitung wird eine detaillierte Analyse der genannten Parameter für den Nordwesten des Untersuchungsgebiets mit dem Schwerpunkt auf Nordrhein-Westfalen unternommen. Betrachtet man die mittleren Niederschlags- und Konvektivitätskarten so lassen sich vier Großräume mit erhöhten Werten benennen. Diese sind im einzelnen:

- Der Küstensaum an der Nordsee und westlichen Ostsee mit deutlich erhöhten konvektiven Niederschlagsspenden.
- Der primäre Anstieg der Mittelgebirgsschwelle verursacht ein Band erhöhter konvektiver Niederschläge. Dies gilt vorrangig für den Westen des Untersuchungsgebiets entlang der nördlichen Mittelgebirgsschwelle.
- Signifikante Niederschlagshöhen sind an exponierten Höhenlagen der Mittelgebirge (Harz, Vogelsberg, Rhön, Schwarzwald etc.) und vor allem nördlich der Alpen festzustellen.
- Das Gebiet der höchsten konvektiven Niederschläge und der maximalen skaligen und subskaligen Ereignishäufigkeiten ist offensichtlich entlang des südlichen Alpenbogens ausgeprägt.

Der Vergleich der Niederschlagsquantitäten mit der Auftrittshäufigkeit der konvektiven Zentren zeigt jedoch in einer Vielzahl von Fällen ein differenziertes Bild. Begründet liegt dies im methodischen Ansatz der ECST, der die beträchtliche stratiforme Niederschlagsspende aus frontaler Bewölkung adäquat

erfaßt und je nach Wetterlage hohe Anteile stratiformer Niederschläge ausweist. Somit können die folgenden Schlußfolgerungen aus der Übersichtsanalyse gezogen werden:

- Die anhand des ECST-Verfahrens ermittelten konvektiven Niederschläge Mitteleuropas sind *deutlich* mit der Lage, Art und Anzahl der *Frontpassagen* bzw. der mesoskaligen *synoptischen Situation* verbunden.
- Die absolute Reliefhöhe stellt für die mittleren konvektiven Niederschlagsmuster ein sekundären Faktor dar. Diese Feststellung bezieht sich vorrangig auf die Luv- und Lee-Prozesse, die hinsichtlich ihres modifizierenden Einflusses auf die räumliche *Niederschlagsverteilung* lediglich eine marginale Wirkung ausüben. Auch in zeitliche Niederschlagsverteilung im Monatsgang spielt der orographische Faktor eine dem Kontinentalgradienten untergeordnete Rolle.
- Dem gegenüber hat die Orographie einen signifikanten Einfluß auf die regionale Verteilung der *konvektiven Zentren*. Der orographische Effekt prägt sich vorrangig in Leitlinien sowohl entlang von Höhen- als auch Tiefenlinien und somit als Folge, der *regionalen Geländeform* aus.
- Im weiteren Umfeld verschiedener Agglomerationsräumen (Berlin, Ruhrgebiet, Hamburg) tritt eine Häufung subskaliger Konvektionsereignisse auf, die nicht unmittelbar auf die Geländeform zurückzuführen sind. Wie die Untersuchungen von BRANSCOME ET AL. (1996) für Nebel und ROSENFELD (2000) für Niederschlag zeigen, kann bei hoher Aerosolkonzentration der gegenteilige Effekt -also Niederschlagsunterdrückung- eintreten. Welche Faktoren zu den beobachteten lokalen Maxima in Verbindung mit Agglomerationsräumen führen muss an dieser Stelle eine offene Fragestellung bleiben.

Die im Verlauf der detaillierten regionalen Untersuchungen für den Nordwesten des Untersuchungsgebiets ermittelten, regionalen Konvektions- und Niederschlagsmuster zeigen eine hohe räumliche Differenziertheit entsprechend der Anströmungsrichtung und den Einzelmonaten. Trotz der detaillierten Ergebnisse können übergeordnete Zusammenhänge abgeleitet werden:

- Für den Raum Nordrhein-Westfalen ist die Anströmungsrichtung bezüglich konvektiver Niederschlagswirksamkeit von übergeordneter Bedeutung. So ist der Südwestsektor in Hinsicht auf seine Niederschlagswirksamkeit vornehmlich im Juni und Juli absolut dominierend. Im August sind der Südwest- und der Südostsektor von annähernd gleicher Bedeutung für das Niederschlagsgeschehen. Anströmungen aus dem Nordwestsektor führen zu einer signifikant geringeren Niederschlagswirksamkeit. Jedoch sind in allen Monaten die Anströmungstage mit süd- und nordwestlicher Windrichtung für mehr als 50 % der konvektiven Niederschläge verantwortlich. Der maximale Anteil der Westsektoren liegt mit ca. 88 % der Niederschlagsmenge im zyklonal geprägten Juli. Die nordöstliche Anströmungssituation ist hinsichtlich der konvektiven Niederschlagspende von marginaler Bedeutung für Nordrhein-Westfalen. Dies gilt ebenfalls für den südöstlichen Sektor, allerdings mit Ausnahme des Monats August. Im August ist der Südostsektor mit über 35 % der Sektor mit dem höchsten Niederschlagsanteil.

- Es stellt sich je nach Herkunft der Luftmassen eine stark differenzierte Niederschlagsverteilung und in noch höherem Maße eine Differenzierung der Konvektionszentren ein. Trotz der eindeutigen Dominanz der frontalen Niederschlagsdynamik prägen sich orographische Konvektionsstrukturen aus. Darüber hinaus scheint insbesondere bei der Beteiligung kontinentaler Luftmassen an der Niederschlagsgenese das lokale Feuchteangebot von eminenter Bedeutung für die Labilisierung und Entwicklung andauernder, niederschlagswirksamer, konvektiver Prozesse zu sein. Auch kann festgestellt werden, daß bevorzugte Bahnen oder Räume konvektiver Prozesse existieren.
- Für die im Lee des Ruhrgebiets gelegenen Gebiete kann eine ausgeprägte Steigerung der konvektiven Ereignisfälle beobachtet werden. Für ausreichend ausgedehnte Agglomerationsräume darf daher auch auf der Beobachtungsskala des Meteosat-Systems auf eine signifikante anthropogene Beeinflussung der sommerlichen Konvektionsgenese geschlossen werden.

Insgesamt stützten die Beobachtungen die aus den Monatsmittelwerten abgeleiteten Erklärungsansätze zur Herkunft und Entstehung der konvektiven Niederschläge. Insbesondere gilt dies für die Abfolge der steuernden Dynamik in den Einzelmonaten. So werden die im Juni gemachten Beobachtungen der thermal induzierten Konvektionsprozesse im norddeutschen Tiefland und der frontal angetriebenen Niederschlagsprozesse im Gebiet der Mittelgebirgshöhen durch die Ergebnisse der Analyse der verschiedenen Anströmungsrichtungen bestätigt. Vergleichbares gilt auch für den Juli, für den sich die extreme Dominanz der Anströmungstage aus den Westsektoren in den beobachteten, zyklonalen Niederschlags- und Konvektionsmustern wiederfindet. Gleiches gilt für den August, dessen Niederschlags- und Konvektionsmuster von der komplexen Überlagerung frontal und orographisch dominierter Prozesse geprägt werden. Somit muß als zentrales Ergebnis festgehalten werden, daß es trotz der allgemeinen Vorherrschaft frontaler Konvektionsgenesen zu einer überaus wirksamen Modifizierung der Raummuster von Niederschlag und konvektiver Aktivität durch regionale oder sogar lokale Einflüsse kommt. Die wichtigsten Parameter sind in der genannten Reihenfolge die Orographie, die regionalen thermischen Gradienten, das regionale Feuchteangebot, und hinsichtlich großer Agglomerationsräume, ein noch näher zu bestimmender anthropogener Einfluß. Ungeachtet der diskutierten mesoskaligen Niederschlags- und Konvektivitätsklimatologie bietet das ECST-Verfahren ein hohes Potential für angewandte Fragestellungen. Es seien nur die bereits konkret geplanten oder realisierten Fragestellungen genannt.

- Im Bereich der quantitativen Niederschlagsschätzung stellt die ECST auf der Skala der Einzugsgebiete kleinerer Flüsse ein operationelles Werkzeug für wasserbauliche oder hydrologische Fragestellungen dar. Erste positive Ergebnisse konnten in Kopplung mit einem hydrologischen Abflußmodell (LUDWIG 1999) für das Ammer-Hochwasser im Mai 1999 gemacht werden (BENDIX ET AL. 2000). Die Ammer-Studie zeigt das prinzipielle Potential des entwickelten Methodenverbunds, zu geeigneten Niederschlagsschätzungen auch unter komplexen synoptischen und orographischen Einflußfaktoren zu gelangen.

Neben der Niederschlagsschätzung ist die Erfassung der raum-zeitlichen Verteilung der konvektiven Aktivitätszentren von hoher Bedeutung für luftchemische Fragestellungen. Das Verfahren liefert erstmals eine großräumige Übersicht der Verteilungsstruktur dieses Umweltfaktors.

Es muß allerdings auch deutlich auf die Grenzen des Verfahrens und in Folge auf die Einschränkungen der klimatologischen Ergebnisse hingewiesen werden. Dies betrifft vor allem die Niederschlagsquantitäten, die immer als Raum- und Zeit-Integral des Niederschlags bezogen auf ein Meteosatpixel, interpretiert werden müssen. Gerade dies ist jedoch bei der Bewertung und Erfassung punktueller Spitzenniederschläge unerwünscht. Hierin ist eine deutliche Einschränkung der ECST zu sehen. Für zukünftige Arbeiten ist neben einer anwendungsorientierten Arbeitsebene vorrangig die Verlängerung der untersuchten Zeitreihe auf 10 bis ca. 15 Jahre von hohem klimatologischen Interesse. Dies würde einerseits zu stabileren Raum-Zeit-Mustern der Konvektionsniederschläge führen und könnte andererseits die Grundlage für eine Normalperiode in der Satellitenklimatologie dienen.

Literaturverzeichnis

- ADLER, R.F., MACK, R.A., 1984: Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 280-296.
- ADLER, R.F., M.J. MARKUS AND D.D. FENN, 1985: Detection of severe midwest thunderstorms using geosynchronous satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 769-781.
- ADLER, R.F. AND R.A. MACK, 1986: Thunderstorm cloud top dynamics as inferred from satellite observations and a cloud top parcel model. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1945-1960.
- ADLER, R.F., AND A.J. NEGRI, 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 27, 30-51.
- ADLER, R.F., A.J. NEGRI, P.R. KEEHN, AND I.M. HAKKARINEN, 1993: Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data. *J. Appl. Meteor.*, 32, 335-356.
- ALEXANDER, G.D., J.A. WEINMAN, V.M. KARYAMPUDI, W.S. OLSON, AND A.C.L. LEE, 1999: The effect of assimilating rain rates derived from satellites and lightning on forecasts of the 1993 superstorm. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1433-1457.
- AMORATI, R., P.P. ALBERONI, V. LEVIZZANI, AND S. NANNI, S., 2000: IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over northern Italy. *Meteor. Appl.*, 7, 1-18.
- ANAGNOSTOU, E.N., A.J. NEGRI, AND R.F. ADLER, 1999: Statistical adjustment of satellite microwave monthly rainfall estimates over Amazonia. *J. Appl. Meteor.*, 38, 1,590-1,598.
- ANDERSON, G.P., F. X. KNEIZYS, J.H. CHETWYND, J. WANG, J. HOKE, M. ROTHMAN, L. KIMBALL, R. MCCLATCHEY, E. P. SHETTLE, S.A. CLOUGH, , W. GALLERY, L. W. ABREU, L. SELBY, 1995: FASCODE3P: FASCODE/MODTRAN/LOWTRAN: Past/presence/future. *18th Annual Review conference on Atmospheric Transmission models*.
- ANIOL, R. 1980: Über kleinräumige und zeitliche Variationen der Niederschlagsintensität. *Met. Rdsch.* 33, S. 50-56.
- AREI, K., 1998: Application of inversion theory for image analysis and classification. *Adv. Space Res.*, Vol. 21, No. 3, 429-432.
- ARKIN, P.A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1153-1171.
- ARKIN, P.A., AND B.N. MEISNER, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-84. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 51-74.
- BAHRENBURG, G., E. GIESE UND J. NIPPER, 1992: Statistische Methoden in der Geographie: Bd. 2 Multivariate Statistik. Stuttgart/Leipzig, Teubner.
- BAHRENBURG, G., E. GIESE UND J. NIPPER, 1999: Statistische Methoden in der Geographie: Bd. 1. Univariate und bivariate Statistik. Stuttgart/Leipzig, Teubner.
- BARNES, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, 3, 396-408.

- BARRETT, E.C., AND D.W. MARTIN, 1981: The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. *Academic Press*, 340 pp.
- BARTELS, H., F.M. ALBRECHT UND J. GUTTENBERGER, 1990: Starkniederschlagshöhen für die Bundesrepublik Deutschland. *Selbstverlag DWD*. Offenbach /Main.
- BENDIX, J. 1997: Adjustment of the convective Stratiform Technique (CST) to estimate 1991/93 El Niño rainfall distribution in Ecuador and Peru by means of Meteosat-3 IR data. *Int. J. Remote Sensing*, 18, 1387-1394 und 2707.
- BENDIX, J., CH. REUDENBACH, S. TASCHNER, R. LUDWIG UND W. MAUSER, 2000: Retrieval konvektiver Niederschläge in Mitteleuropa mit Fernerkundungsdaten und Modellen. 17. DFD Nutzertagung Neustrelitz, *DLR Mitteilungen* (in Druck).
- BERLINER WETTERKARTE 1994-1999. ISSN 0177-3984, Berlin.
- BINTIG, P., 1950: Ein auffälliger Starkniederschlag. *Ann. Meteor.* 3, 214-215.
- BOERS, R., J.B. JENSEN, P.B. KRUMMEL AND H. GERBER, 1996: Microphysical and short-wave radiative structure of wintertime stratocumulus clouds over the southern ocean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 22, pp. 1307-1339.
- BRANSCOME, L.E., D.A. STEWART AND R. CARPENTER, 1996: The impact of industrial and natural water vapour sources on fog formation in a river valley in eastern Tennessee. *Prepr. 9th Conf. Air. Poll. Met.*, AMS, Atlanta.
- BRAUN, K., 1997: Der Einfluss mesoskaliger Windfelder auf die räumliche Verteilung des Niederschlags - Eine Untersuchung zur Regionalisierung von Niederschlagsdaten mit Hilfe eines mesoskaligen Strömungsmodells. *Freiburger Geographische Hefte*, 52.
- BROOKS, H.E., 1992: Operational implications of the sensitivity of modelled thunderstorms to thermal perturbations. Preprint, *Fourth Workshop on Operational Meteorology*, Whistler, B. C., Atmospheric Environment Service/Canadian Meteorological and Oceanographic Society, 398-407.
- BROOKS, H.E., AND R.B. WILHELMSON, 1992: Numerical simulation of a low-precipitation supercell thunderstorm. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 3-17.
- CARPENTER, R.L. JR., K.K. DROEGEMEIER AND A.M. BLYTH, 1998a: Entrainment and detrainment in numerically simulated cumulus congestus Clouds. Part I: Cloud budgets. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3433-3439.
- CARPENTER, R.L. JR., K.K. DROEGEMEIER AND A.M. BLYTH, 1998b: Entrainment and detrainment in numerically simulated cumulus congestus Clouds. Part I: General results. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3417-3432.
- CARPENTER, R.L. JR., AND K.K. DROEGEMEIER, 1998c: Entrainment and detrainment in numerically simulated cumulus congestus Clouds. Part III: Parcel analysis. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3340-3355.
- CHENG, M., R. BROWN, AND C.G. COLLIER, 1993: Delineation of precipitation areas using METEOSAT infrared and visible data in the region of the United Kingdom. *J. Appl. Meteor.*, 32, 884-898.
- CHENG, M. AND R. BROWN, 1995: Delineation of precipitation areas by correlation of METEOSAT visible and infrared data with radar data. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2743-2757.
- CLOUGH, S. A., F. KNEIZYS, AND R. DAVIES, 1989: Line shape and the water vapor continuum. *Atmos. Res.*, 23, 229-241.
- DAMMAN, W., 1952: Klimatologie der Tiefdruckgebiete und Fronten. *Ann. Met.*, 5, 395-402.

- DAMMAN, W., 1960: Die Windverhältnisse im Rhein-Main-Gebiet, eine Studie zur dynamischen Klimatologie der Mittelgebirge. *Erdkunde*, 15, 10-29.
- DANKO, D.M., 1992. The digital chart of the world. *GeoInfo Systems*, 2, 29-36.
- DAVIES, J. M., 1993: Wind and instability parameters associated with supercell and non-supercell tornado events in the southern high plains. *Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms*, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 51-55.
- DEUMLICH, D., 1999: Erosive Niederschläge und ihre Eintrittswahrscheinlichkeit im Nordosten Deutschlands. *Meteorol. Zeitschrift*, N.F. 8, 155-161.
- DEUTSCH, C.V. AND A.G. JOURNAL, 1998. GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide, 2nd Edition, *Oxford University Press*, New York.
- DITTMANN, E., S. BARTH, J. LANG UND G. MÜLLER-WESTERMEIER, 1995: Objektive Wetterlagenklassifikation. *Ber. Dt. Wetterd.*, Nr. 197, Offenbach/Main.
- DOMS, G. 1993: Parametrisierung von Wolken und Niederschlagsprozessen in numerischen Wettervorhersagemodellen. *Promet* Jhrg. 23, H. 3 DWD Offenbach, S. 72-79.
- DOSWELL, C.A. III AND D.W. BURGESS, 1993: The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. in C. Church et al., Eds., *Geophysical Monograph* 79, Amer. Geophys. Union, 161-172.
- DROEGEMEIER, K.K., M. XUE, K. BREWSTER, Y. LIU, S. KI PARK, F.H. CARR, J. MEWES, J. ZONG, A. SATHYE, G. BASSETT, M. ZOU, R. CARPENTER, D. MCCARTHY, D. ANDRA, P. JANISH, R. GRAHAM, S. SANIELVICI, J. BROWN, B. LOFTIS AND K. MCLAIN, 1996: The 1996 CAPS spring operational forecasting period: Realtime storm-scale NWP, part I: Goals and methodology. *Preprint, 11th Conf. on Num. Wea. Prediction*, Ameri. Meteor. Soc., 294-296.
- DWD (Hrsg.) 1993: DWD - Handbuch Satellitenmeteorologie. Vorschriften und Betriebsunterlagen Nr. 13 (VUB 13), Offenbach/Main.
- DWD (Hrsg.), 1994-1999: Europäischer Wetterbericht, Jg. 19-24. Offenbach/Main.
- DWD (Hrsg.), Flugklimatologie 1999: Regionale Flugklimatologie für die Allgemeine Luftfahrt (RFK/AL) in der Bundesrepublik Deutschland. 1. Ergänzungslieferung, 1992. 2. Ergänzungslieferung, 1999. Offenbach/Main.
- EBERT, E. E., 1996: Results of the 3rd Algorithm Intercomparison Project (AIP-3) of the Global Precipitation Climatology Project (GPCP). Revision 1. *Bureau of Meteorology Research Centre*, 199.
- EBERT, E.E. AND G.J. HOLLAND, 1992: Observations of record cold cloud-top temperatures in tropical cyclone Hilda (1990). *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2240-2257.
- EBERT, E.E. AND J.A. CURRY, 1992, A parameterization of ice cloud optical properties for climate models, *J. Geophys. Res.*, 97(D4), 3831-3836.
- ELIASON, E.M. AND A.S. MCEWAN, 1990: Adaptive Box Filters for Removal of Random Noise from Digital Images, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 56, 4. 453-458.
- ELLINGSON, R.G., J. ELLIS, AND S. FELS, 1991, The intercomparison of radiation codes used in climate models: long wave results, *J. Geophys. Res.*, 96(D5), 8929-8953.

- EMDE, K.V.D., KAHLIG, P., 1989: Comparison of the observed 19th July 1981 Montana thunderstorm with results of a one dimensional cloud model using Kessler parameterised microphysics. *Annales Geophysicae*, 7, 405-414.
- EMMERICH, P., 1979: Einige Bemerkungen zum katastrophalen Dauerregen vom 22. bis 24. Mai 1978 in Südwestdeutschland. *Meteorol. Rdsch.*, 32, 129-136.
- ERIKSEN, W., 1967: Das Klima des Mittelrheinischen Raums in seiner zeitlichen und räumlichen Differenzierung. In: MEYEN E. [HRSG]: Die Mittelrheinlande. Festschrift z. XXXVI. Dt. Geographentag, 15-30, Wiesbaden.
- ERIKSEN, W., 1971: Die Häufigkeit meteorologischer Fronten über Europa und ihre Bedeutung für die klimatische Gliederung des Kontinents. *Erdkunde*, 25, 163-178.
- EUMETSAT, (1998): Technical Documentation. MeteosaHigh Resolution Dissemination: Technical Description, Revision 4. EUM TD 02.
- EVANS, J.L., AND R.E. SHEMO, 1995: Contributions of various classes of convection to rainfall in the Atlantic. Ocean. *Meteor. Atmos. Phys.*
- FEIGELSON, E.M., 1984: Radiation in a cloudy atmosphere. Dordrecht, Boston, Lancaster, Reidel.
- FLEER, H., UND W. FRANKE, 1985: Verifikation der BKF-Niederschlagsvorschagen für den Sommer 1981/1982. *Meteorol. Rdsch.*, 38, 49-54.
- FLOHN, H., 1942: Witterung und Klima in Deutschland. Entwurf zu einer allgemeinen Klimatologie Mitteleuropas. *Forschungen zur Deutschen Landeskunde*, 41.
- FLOHN, H., 1954: Witterung und Klima in Mitteleuropa. *Forsch. z. Dt. Landeskunde* 78, Stuttgart.
- FRANKENBERG, P., 1984: Zur Sommerwitterung in der Bundesrepublik Deutschland. *Erdkunde*, 38, 177-187.
- FREI, CH. 2000: schriftliche Kommunikation.
- FRITZ, S. AND I. LASZLO, 1993: Detection of water vapour in the stratosphere over very high clouds in the tropics. *J. Geophys. Res.* 98, 22959-22967.
- FU, Q. AND K.N. LIOU, 1993, Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 50(13), 2008-2025.
- GAMACHE, J.F. AND R.A. HOUZE JR., 1983: Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1835-1850.
- GARAND, L. AND C. GRASSOTI, 1995: Toward an objective analysis of rainfall rate combining observations and short-term forecast model estimates. *J. Appl. Meteor.*, 34, 1962-1977.
- GERSTENGARBE, F.-W., U. RÜGE UND P.C. WERNER, 1999: Katalog der Großwetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky 1881-1992. 5., verbesserte und ergänzte Auflage, Potsdam, Offenbach/ M.ain.
- GILMORE, M.S., AND L.J. WICKER, 1998: The Influence of Midtropospheric Dryness on Supercell Morphology and Evolution. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, No. 4, pp. 943-958.
- GIORDANO, L. A. 1999: A fingertip guide to key upper air index values used in evaluating severe weather and flash flodd potential. URL.: <http://www.nws.noaa.gov/er/pit/>.

- GOHM, A. AND G.J. MAYR, 1999: An idealized numerical sensitivity study of the orographically induced south Ticino flood. MAP Meeting Appenzell, Switzerland. *MAP Newsletter* 11.
- GONZALEZ, R.C., AND WOODS, R.E., 1992: Digital Image Processing, Reading, Massachusetts: Addison-Wesley.
- GPCP 1997: The Global Precipitation Climatology Project combined precipitation dataset. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 78, 5-20.
- GRIFFITH, C.G., W.L. WOODLEY, P.G. GRUBE, D.W. MARTIN, J. STOUT, AND D.N. SIKDAR, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - Visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1153-1171.
- GRÜBER, A., 1973: Estimating rainfall in regions of active convection. *J. Appl. Meteor.*, 12, 110-118.
- GRUNOW, J. 1961: Variationen der Niederschlagsstruktur und ihre meßtechnische Erfassung. Publ. UGCI. Assoc. Internat. *Hydrol. Sci.*, Nr. 53, S. 300-316.
- GTOPO30, 2000: <ftp://edcftp.cr.usgs.gov/pub/data/gtopo30>.
- GUBE, M., V. GÄRTNER AND J. SCHMETZ, 1996: Analysis of the operational calibration of the Meteosat infrared-window channel. *Meteorol. Appl.* 3, 307-316.
- HABERÄCKER, P., 1985: Digitale Bildverarbeitung. München u. Wien.
- HÄCKEL, H., 1990: Meteorologie. 2. Aufl., UTB 1338, Ulmer, Stuttgart.
- HARTKE, W. UND K. RUPPERT, 1959: Die ergiebigen Stark und Dauerregen in Süddeutschland nördlich der Alpen. *Forschungen zur deutschen Landeskunde* 115.
- HARTKE, W., 1954: Kartierung von Starkregenzügen aufgrund ihrer bodenzerstörenden Wirkung. *Erdkunde*, 8, 202-206.
- HECKER, H. AND P. WÜBBELT 1997: Clustering by Response: CBR. *Computational Statistics and Data Analysis*, 24, 259-275.
- HELD, EDUARD AND JÜRGEN JOSS, 1994: The influence of the orography on precipitation seen by the Swiss radars. *Ann. Met.*, Offenbach, 30, S. 53-55.
- HESS, P. UND H. BREZOWSKY 1977: Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-1976. 3. verbesserte und ergänzte Aufl. *Ber. Dt. Wetterd.* 15 (113).
- HIBBARD, B., 1998: VIS5D Version 5 User's guide.
URL: www.ssec.wisc.edu/~billh/vis5d.html.
- HOBBS, P.V., MATEJKA, T.J., HERZEGH, P.H., LOEATELLI, J.D. AND R.A. HOUZE JR., 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclone. I. A case study of a cold front. *J. Atmos. Sci.*, 37, 568-596.
- HÖLLER, H., 1994: Mesoscale organization and hailfall characteristics of deep convection in southern Germany. *Contr. Atmos. Phys.*, 67, 219-234.
- HOUZE, R.A. JR. AND A.K. BETTS, 1981: Convection in GATE. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 541-576.
- HOUZE, R.A., JR. AND E.N. RAPPAPORT, 1984: Air motions and precipitation structure of an early summer squall line over the eastern tropical Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, 41, 553-574.
- HOUZE, R.A., JR., 1989: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 115, 425-462.
- HOUZE, R.A., JR., 1993: Cloud dynamics. *Academic Press*, San Diego.
- HOUZE, R.A., JR., 1997: Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 78, 2179-2196.

- HU, Y.X. AND K. STAMNES, 1993, An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models, *J. Climate*, 6(4), 728-742.
- HUMISTON, E. 1999: Meteorological analysis - MR 3222. URL: www.met.nps.navy.mil/~humiston.
- HUNTRIESER, H., H. SCHLAGER, C. FEIGL AND H. HÖLLER, 1998: Transport and production of Nox in electrified thunderstorms: Survey of previous studies and new observations at midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, 103, D21, 28247-28264.
- HUTCHINSON, M.F., 1996. A locally adaptive approach to the interpolation of digital elevation models. *Proc. Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*, Santa Fe, National Center for Geographic Information and Analysis, Santa Barbara, California.
- INOUE, T., 1987: An instantaneous delineation of convective rainfall area using split window data of NOAA-7 AVHRR. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 469-481.
- INOUE, T., 1997: Detection of rain-bearing convective systems using cloud information derived from split window. *Proc. The 1997 Meteorological Satellite Data Users' Conf.*, EUMETSAT, 173-182.
- JANEKE, M., 1995: Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose. *Promet* Jhrg. 24, H. 1/3 DWD Offenbach, 55-72.
- JOHNSON, R.H. AND G.S. YOUNG, 1983: Heat and moisture budgets of tropical mesoscale anvil clouds. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2138-2146.
- JONES, A. AND A. SLINGO, 1996: Predicting cloud droplet effective radius and indirect sulphate aerosol forcing using a general circulation model. *Q. J. E. Meteorol. Soc.*, 122, 1573-1595.
- JOSS, J. AND A. WALDVOGEL, 1990: Precipitation measurement and hydrology, a review. Radar in Meteorology, Ed. D. Atlas, AMS, Boston, 577-606.
- KELLER, R., 1958: Der mittlere Niederschlag in den Flußgebieten der Bundesrepublik Deutschland. *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, 103.
- KERN, H., 1961: Große Summen des Niederschlags in Bayern. *Münchener Geographische Hefte* 21.
- KERRACHE, M. AND J. SCHMETZ, 1988: A precipitation index from the ESOC climatological data set. *ESA J.*, 12, 379-383.
- KESSLER, E., 1969: On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. *Meteor. Monogr.*, 32, 1-84.
- KEY, J., 1998: Streamer User's Guide, Technical Report 96-01, Department of Geography, Boston University, 90.
- KEY, J. AND A.J. SCHWEIGER, 1998: Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet, *Computers & Geosciences*, 24(5), 443-451.
- KIDDER, S.Q., AND T. H. VONDER HAAR, 1995: Satellite Meteorology: An Introduction. *Academic Press*, 466.
- KITCHEN, M., P.M. JACKSON, 1992: Weather radar performance at long range – simulated and observed. *J. Appl. Met.*, Vol. 32, S. 975-985.
- KLAUS, D.; I. NIEMEYER, H. PAETH, A. POTH, G. STEIN UND M. VOß 1997: Änderungen der Zirkulationsstruktur im europäisch-atlantischen Sektor und deren mögliche Ursachen. Akademie der Wissenschaften und der Literatur. Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse, Jahrgang 1997, Nr. 3, Steiner Verlag Stuttgart.

- KLAUS, D.; 2001:
<http://www.giub.uni-bonn.de/klaus/Klima/wetterlagen/main.htm> 12/2001.
- KLEIN, G., 1994: Regionalisierung von Niederschlag mit Hilfe digitaler Geländeinformation. Freiburger Geographische Hefte, 44.
- KLEMP, J.B. AND WILHELMSON, R.B., 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.
- KLEMP, J.B., R.B. WILHELMSON, AND P.S. RAY, 1981: Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1558-1580.
- KLEY, D., A. SCHMELTEKOPF, K. KELLY, R. WINKLER, T. THOMPSON AND M. MCFARLAND, 1982: Transport of water vapour through the tropical tropopause. *Geophys Res. Lett.*, 9, 617-624.
- KNEIZYS, F.X., SHETTLE, E.P., ABREU, L.W., CHETWYND, J.H., ANDERSON, G.P., GALLERY, W.O., SELBY, J.E.A., CLOUGH, S.A., 1988, Users Guide to LOWTRAN7. Environmental Research Papers, No. 1010, AFGL-TR-88-0177, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Massachusetts, 137 pp..
- KRAUS K., 1990: Fernerkundung. Bd. 2: Auswertung photographischer und digitaler Bilder. Bonn.
- KRAUS, H., 1995: Das neue Bild von den atmosphärischen Fronten. *Erdkunde*, 49, H. 2, 81-105.
- KUMMEROW, C. AND L. GIGLIO, 1994: A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part I: Algorithm Description. *J. Appl. Meteor.*, 33, 3-18.
- KUMMEROW, C., W. BARNES, T. KOZU, J. SHIUE, AND J. SIMPSON, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 809-817.
- KURINO, T., 1997: A satellite infrared technique for estimating "deep/shallow" convective and stratiform precipitation. *Adv. Space Res.*, 19, 511-514.
- KURZ, M., 1994: Die Kaltfront vom 10.2.1991. Betrachtungen zur Erscheinungsform und Vorhersage orographisch beeinflusster Fronten. *Meteorol. Zeitschrift*, N.F. 3, 275-287.
- KURZ, M. 1995: Methoden der synoptischen Diagnose. *Promet* Jhrg. 24, H. 1/3 DWD Offenbach, 2-27.
- LAING, A.G., J.M. FRITSCH, AND A.J. NEGRI, 1999: Contribution of mesoscale convective complexes to rainfall in Sahelian Africa: estimates from geostationary infrared and passive microwave data. *J. Appl. Meteor.*, 38, 957-964.
- LANG, P. 1997: Niederschlagsquantifizierung auf der Basis von Radardaten. *Promet* Jhrg. 26, H. 1/2, DWD Offenbach, S. 22-32.
- LENSKY, I.M., AND D. ROSENFELD, 1997: Estimation of precipitation area and rain intensity based on the microphysical properties retrieved from NOAA AVHRR data. *J. Appl. Meteor.*, 36, 234-242.
- LEVIZZANI, V., F. PORCÙ AND F. PRODI, 1990: Operational rainfall estimation using Meteosat-infrared imagery: An Application in Italy's Arno river basin - Its potential and drawbacks. *ESA J.*, 14, 313-323.
- LEVIZZANI, V., F. PORCÙ, F.S. MARZANO, A. MUGNAI, E.A. SMITH, AND F. PRODI, 1996: Investigating a SSM/I microwave algorithm to calibrate METEOSAT infrared instantaneous rainrate estimates. *Meteor. Appl.*, 3, 5-17.

- LEVIZZANI, V., 1998a: Intense rainfall monitoring from geostationary satellites. *Prepr. 9th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography*, AMS, 327-330.
- LEVIZZANI, V., 1998b: METEOSAT rapid scan during MAP-SOP. *MAP Newsletter*, 8, 17 ff.
- LEVIZZANI, V., 2000: Convective rain from a satellite perspective: achievements and challenges. *Prepr. Proc. The 2000 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference*. Bologna.
- LILJEQUIST, G.H., CEHAK, K., 1984: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig/Wiesbaden.
- LOVEJOY, S., AND G.L. AUSTIN, 1979: The delineation of rain areas from visible and IR satellite data from GATE and mid-latitudes. *Atmos.-Ocean*, 17, 77-92.
- LIN, N.T., R.D. FARLEY AND H.D. ORVILLE, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- LUDWIG, R., 1999: Die flächenverteilte Modellierung von Wasserhaushalt und Abflußbildung im Einzugsgebiet der Ammer, *Münchener Geographische Abhandlungen*.
- MARROCCU, M., A.POMPEI, G.DALU, G.L.LIBERTI AND A.J.NEGRI, 1993: Precipitation estimation over Sardinia from satellite infrared data. *Int. J. Remote Sensing*, 14, 1, 115-134.
- MASON, B. AND J. SCHMETZ, 1992: Meteorological Satellites. *Int. J. Remote Sensing*, 15 (6,7), 1153-1172.
- MALITZ, G. UND T. SCHMIDT, 1997: Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997. *Wasser und Boden*. 49(9). 9-12.
- MASUCH, K., 1970: Häufigkeit und Verteilung bodengefährdender sommerlicher Niederschläge in Westdeutschland nördlich des Mains zwischen Weser und Rhein. *Forschungen zur deutschen Landeskunde* 181.
- MATRICARDI, M., G.A. KELLY, AND M. TOMASSINI, 1996: Simulations of METEOSAT water vapour imagery using the ECMWF forecast model and its application to variational analysis. *Proc. 1996 Meteorological Satellite Data Users' Conf.*, EUMETSAT, 239-246.
- MAUSER, W., & H. BACH, 1992: FAP - Flächendaten Analyse Programm - ein interaktives Programm zur Bearbeitung von Vektor- und Rasterdaten. *Institut für Geographie*. LMU München.
- MCPHERSON, R.A., DROEGEMEIER, K.K., 1991: Numerical predictability experiments of the 20 May 1977 Del City, OK supercell storm. *Preprints, 9th Conf. on Numerical Weather Prediction*, Denver, CO, AMS, 734-738.
- MEIER-FLEISCHER, K., 1998: Einführung in GRADS. beratung@dkrz.de.
- MENZ, G. AND A. ZOCK, 1997: Regionalization of Precipitation Models in East Africa using METEOSAT data. *J. Climate*, Vol. 17, 1011-1027.
- MICHELSON, D.B., V.L. FOLTESCU, L. HÄGGMARK, AND B. LINDGREN, 2000: MESAN Mesoscale analysis of precipitation. *Meteorol. Zeitschrift*, 9(2), 85-96.
- MORALES, C.A., J.A. WEINMAN, J.S. KRIZ AND G.D. ALEXANDER, 1999: Thunderstorm distribution from the NASA/RDI sferics observing system. <http://sferics.gsfc.nasa.gov/Oasq.html>.
- MURL, (Minister f. Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft NRW), 1989: Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen. Düsseldorf.

- NEGRI, A.J. AND R.F. ADLER, 1981: Relation of satellite based thunderstorm intensity to radar estimated rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 20, 288-300.
- NEGRI, A.J., 1999: persönliche Kommunikation.
- NEGRI, A.J., AND R.F. ADLER, 1993: An intercomparison of three satellite infrared rainfall techniques over Japan and surrounding waters. *J. Appl. Meteor.*, 32, 357-373.
- NEGRI, A.J., R.F. ADLER, AND P.J. WETZEL, 1984: Rain estimation from satellite: An examination of the Griffith-Woodley technique. *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 102-116.
- NOAA, 1984: Convective stability indices. Nat. Wea. Serv. West. Reg. Tech. Attach. No. 84-14, Salt Lake City, UT, 8 pp.
- OLESON, F AND O. KIND, 1994: High resolution IR images from AVHRR and Meteosat data. *Proc. The 10th EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference.*
- ORLANSKI, I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic Rows. *J. Comput. Phys.*, 21, 251-269.
- OTTENBACHER, A. AND J. SCHMETZ, 1994: Relationship of collocated cloud radiances in the Meteosat IR and WV channel. In Lynch, D. (ed.), Passive infrared remote sensing of clouds and the atmosphere II, *SPIE proceedings series.* Vol. 2309, 45-51.
- PAGE, W., 1982: NASA experiments on tropospheric stratospheric water vapour transport in the inner tropical convergence zone. *Geophys Res. Lett.*, 9, 599-624.
- PANCIEWICZ, G.S., 1998: Removal of anomalous radar propagation with a neural network precipitation classifier trained on Meteosat infrared imagery. *Proc. 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography.* Paris. 385-388.
- PANOFSKY, H.A. AND BRIER, G.W., 1969: Some Applications of Statistics to Meteorology. *Penn State University Press*, 224 pp.
- PEBESMA, E.J. AND C.G. WESSELING, 1998: Gstat: a program for geostatistical modelling, prediction and simulation. *Computers & Geosciences.* 24 (1), 17-31.
- PERRONE, M., D. LUCIGNANC AND L. SPADACENTA, 1985: Clouds and Precipitation over Italy. *Proc. The 5th EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conference.* Rom.
- PORCÙ, F., F. PRODI, S. FRANCESCHETTI AND S. PASETTI, 1997: Short term climatology of cloud systems leading to flood events in Europe (1991-1996). *Proc. 1997 Meteorological Satellite Data Users' Conf., Eumetsat*, 461-466.
- PORCÙ, F., M. BORGA AND F. PRODI, 1999: Rainfall estimation by combining radar and infrared satellite data for nowcasting purposes. *Meteorol. Appl.*, 6, 289-300.
- PRÜGEL, H., 1949: Wolkenstraßen bei schwachen Winden. *Ann. Met.*, 2, 99-104.
- RAY, P.S., B. JOHNSON, K.W. JOHNSON, J.S. BRADBERRY, J.J. STEPHENS, K.K. WAGNER, R.B. WILHELMSON, AND J.B. KLEMP, 1981: The morphology of severe tornadic storms on 20 May 1977. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1643-1663.
- REICHEL, E., 1965: Häufigkeit und Verbreitung von Extremfällen des Niederschlags und des Neuschnees im Stauraum des Alpenvorlandes. *Wett. u. Leb.*, 17.

- REISS, M., H. HAUSCHILD, B. RUDOLF UND U. SCHNEIDER, 1992: Die Behandlung des systematischen Fehlers bei Niederschlagsmessungen. *Meteorologische Zeitschrift N.F. 1.Jg.* 1992, H. 1, S. 51-58.
- REUDENBACH, CH., J. BENDIX AND M. WINIGER, 1999: Retrieval of Summer Convective Rainfall in Central Europe based on Remote Sensing Data and Numerical Models. *Proc. of the Workshop on Regional Hydrological Processes*, Bonn February 1999.
- REUDENBACH, CH. AND J. BENDIX, 2000: Investigation of Summer Convective rainfall in Western Europe based on a Synergy of Remote Sensing Data and Numerical Models. *Proc. 1999 Met. Sat. Users' Conf. Copenhagen*, EUM P26, 153-160.
- REUDENBACH, C., G. HEINEMANN, E. HEUEL, J. BENDIX AND M. WINIGER, 2001: Investigation of Summertime Convective Rainfall in Western Europe based on a Synergy of Remote Sensing Data and Numerical Models. *Meteor. Atmosph. Phys.* 76, 23-41.
- RIEDL, 1999: persönliche Kommunikation, DWD Hohenpeißenberg.
- ROBINSON, G. AND M. ATTICKS SCHOEN, 1987: The formation and movement in the stratosphere of very dry air. *J. Roy. Meteorol. Soc.*, 113, 653-679.
- RODEWALD, M., 1950: Wolkenstraßen über Holstein. *Ann. Meteor.* 3, 202-213.
- ROGERS, R.R., AND M.K. YAU, 1989: A Short Course in Cloud Physics, 3rd ed. *Pergamon Press*, Oxford, 293 pp..
- ROSENFELD, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287, 1793-1796.
- ROSENFELD, D., AND I.M. LENSKY, 1998: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 79, 2457-2476.
- ROW, L.W., HASTINGS, D.A., AND DUNBAR, P.K., 1995. TerrainBase Worldwide Digital Terrain Data - Documentation Manual, CD-ROM Release 1.0. National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.
- RUDOLF, B., H. HAUSCHILD, M. REISS UND U. SCHNEIDER, 1992: Die Berechnung der Niederschläge im 2,5°-Raster durch ein objektives Analyseverfahren. *Meteorologische Zeitschrift N.F. 1.Jg.* 1992, H. 1, S. 31-51.
- RUDOLF, B., H. HAUSCHILD, W. RUETH AND U. SCHNEIDER 1994: Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method And Required Density Of Point Measurements. *Global Precipitations and Climate Change* (Ed. M. Desbois, F. Desalmond).
- RUTLEDGE, S.A. AND HOBBS, P.V., 1984: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2949-2972.
- RUTLEDGE, S.A. AND HOUZE, R.A., JR., 1987: A diagnostic modeling study of the trailing stratiform region of a midlatitude squall line. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2640-2656.
- SAUERBORN, P., 1993: Eine Gefahrenstufenkarte zur potentiellen Erosionsgefährdung durch Niederschläge in Deutschland. *Mitt. Dt. Bodenk. Ges.*, 72, 1237-1240.
- SCHIRMER, H., 1951: Niederschlagsstreifen - Spurlinien von Wolkenstraßen. *Meteorol. Rdsch.*, 4(5/6), 97-99.

- SCHIRMER, H., 1973: Die räumliche Verteilung der Bänderstruktur des Niederschlags in Süd- und Südwestdeutschland - Klimatologische Studie für Zwecke der Landesplanung. *Forschungen zur deutschen Landeskunde* 205.
- SCHLESINGER, R.E., 1990: Overshooting thunderstorms cloud top dynamics as approximated by a linear Lagrangian parcel model with analytic exact solutions. *J. Atmos. Sci.*, 47, 988-998.
- SCHMETZ, J., H. WOICK, S.A. TJEMKES, AND M. RATTENBORG, 1998: From METEOSAT to METEOSAT Second Generation (MSG). *Prepr. 9 th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography*, AMS, 335-338.
- SCHMIDT, E.O., R.F. ARDUINI, B.A. WIELICKI, R.S. STONE, AND S.-C. TSAY, 1995, Considerations for modeling thin cirrus effects via brightness temperature differences, *J. Appl. Meteorol.*, 34(2), 447-459.
- SCHNEIDER, K., 1999: persönliche Kommunikation, LMU München.
- SCHNEIDER, U., D. HENNING, H. HAUSCHILD, M. REISS UND B. RUDOLF, 1992: Zur Berechnung monatlicher Niederschlagshöhen aus synoptischen Mitteilungen. *Meteorologische Zeitschrift N.F. 1.Jg.* 1992, H. 1, S. 22-31.
- SCHREIBER, D., 1985: Das Klima der Bundesrepublik Deutschland. *Ber. z. Dt. Landeskunde*, 59, 25-58.
- SCHULTZ, P., 1995: An Explicit Cloud Physics Parameterization for operational numerical weather prediction. *Mon Wea Rev.*, 123, 3331-3343.
- SCOFIELD, R.A., 1987: The NESDIS operational convective precipitation technique. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1773-1792. Scofield, R.A., and V.J. Oliver, 1977: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. *NOAA Tech. Memo. NESS*, 86, Dept. of Commerce, Washington, D.C., 47pp..
- SELTMANN, J., 2000: mündliche Kommunikation, DWD Hohenpeißenberg.
- SELTMANN, J., 1997 Radarforschung im DWD: Vom Scan zum Produkt. *Promet* Jhr. 26, H. 1/2, DWD Offenbach, S.32-52.
- HEINEMANN, G., M. WINIGER, J. BENDIX, T. BURKHARD, S. CREWELL, E.M. HEUEL UND CH. REUDENBACH, 2000: Grob- und Feinstrukturen von regionalen meteorologischen Feldern unter besonderer Berücksichtigung der Fernerkundung des Niederschlags - Berichtszeitraum: Januar 1998 bis Mai 2000. *SFB350 Universität Bonn*.
- SHEPERD, G.W., J. SEARSON, A. PALLOT, AND C.G. COLLIER, 1995: The performance of a C-Band weather radar during a line convection event. *Meteorol. Appl.* 2, 65-69.
- SHETTLE, E.P. AND R.W. FENN, 1979, Models for the aerosols fo the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties, Environmental Research Papers, No. 676, AFGL-TR-79-0214, USAF, 94 pp.
- SIMPSON, J., WIGGERT, V., 1969: Models of precipitation cumulus towers. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 471-489.
- SKAMAROCK, W.C., M.L. WEISMAN AND J.B. KLEMP, 1994: Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2563-2584.
- SLINGO, A. AND H.M. SCHRECKER, 1982, On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 407-426.
- SMILLIE, K.W., 1966: An Introduction to Regression and Correlation. Academic Press London.

- SNELL, H.E., G.P. ANDERSON, J. WANG, J.-L. MONCET, J.H. CHETWYND, AND S.J. ENGLISH, 1995, Validation of FASE (FASCODE for the environment) and MODTRAN3: Updates and comparisons with clear-sky measurements. *SPIE Conference 2578 Proceedings*, Paris, 194-204.
- STEINHÄUSER, H., 1955: Über größte Tagesmengen des Niederschlags im Draugebiet. *Österr. Wasserwirtsch.*, 7, 153.
- STEINHÄUSER, H., 1968: Starke Niederschläge und Starkregen bis zu mehrtägiger Dauer in Mitteleuropa. *Meteorol. Rdsch.*, 21(1), 21-26.
- STEPHENS, G.L. AND P.J. WEBSTER, 1984: Cloud Decoupling of the surface and planetary radiative budgets. *J. Atmos. Sci.*, 41(4), 681-686.
- STEPHENS, G.L., 1979, Optical properties of eight water cloud types, CSIRO Aust. Div. Atmos. Phys. Tech. Pap. No. 36, 35 pp..
- STEPHENS, G.L., S. ACKERMANN AND E.A. SMITH, 1984: A shortwave parameterization revised to improve cloud absorption. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 41(4), 687-690.
- TAKANO, Y. AND K.-N. LIOU, 1989, Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part I: Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 46(1), 3-19.
- TAO, W.-K. AND SIMPSON, J., 1989: Modeling study of a tropical squall-type convective line. *J. Atmos. Sci.*, 46, 177-202.
- TAO, W.-K., J. SIMPSON, C. H. SUI, S. LANG, AND R.F. ADLER, 1993: Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent heat release: their applications for TRMM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 685-700.
- TJEMKES, S.A., L. VAN DE BERG, AND J. SCHMETZ, 1997: Warm water vapour pixels over high clouds as observed by METEOSAT. *Contr. Atmos. Phys.*, 70, 15-21.
- TODD, M.C., E.C. BARRETT, M. J. BEAUMONT, AND J.L. GREEN, 1995: Satellite identification of rain days over the upper Nile river basin using an optimum infrared rain/no-rain threshold temperature model. *J. Appl. Meteor.*, 34, 2600-2611.
- TODD, M.C., E.C. BARRETT, M.J. BEAUMONT, AND T.J. BELLERBY, 1999: Estimation of daily rainfall over the upper Nile river basin using a continuously calibrated satellite infrared technique. *Meteor. Appl.*, 6, 201-210.
- TOKAY, A. AND D.A. SHORT, 1996: Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J. Climate Appl. Meteor.*, 35, 355-371.
- TSAY, S.-C., K. STAMNES AND K. JAYAWEERA, 1989: Radiative energy budget in the cloudy and hazy Arctic. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1002-1018.
- TURK, F.J., G. ROHALY, J. HAWKINS, E.A. SMITH, A. GROSE, F. S. MARZANO, A. MUGNAI, AND V. LEVIZZANI, 2000c: Analysis and assimilation of rainfall from blended SSM/I, TRMM and geostationary satellite data. *Prepr. 10 th Conf. on Satellite Meteorol. and Oceanography*, AMS, 66-69.
- TURK, F.J., G.D. ROHALY, AND P. ARKIN, 1997: Utilization of satellite-derived tropical rainfall for analysis and assimilation into a numerical weather prediction model. *Prepr. 22 nd Conf. Hurricanes and Tropical Meteor.*, AMS, 310-311.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY, 1993. Digital elevation models, data user guide 5. Reston, Virginia, 50 p.

- Van de Berg, L., J. Schmetz, and J. Whitlock 1995. On the calibration of the Meteosat water vapor channel. *J. Geophys. Res.*, 100, 21069-21076.
- VASQUEZ, T. AND S. KEY, 1998: Digital Atmosphere - User Guide. Garland Texas.
- VERMOTE, E., D. TANRE, J.L. DEUZE, M. HERMAN AND J.J. MORCRETTE, 1994, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S): User Guide. *Laboratoire d'Optique Atmospherique*, Universite des Sciences et Technologies de Lille, France, 216 pp..
- VICENTE, G.A., 1996: Algorithm for rainfall rate estimation using a combination of GOES-8 11.0 and 3.9 micron measurements. *Prepr. 8 th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography*, AMS, 274-278.
- VICENTE, G.A., AND J.R. ANDERSON, 1994: A new rain retrieval technique that combines geosynchronous IR and MW polar orbit data for hourly rainfall estimates. *Prepr. 7th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography*, AMS, 34-37.
- VICENTE, G.A., AND R.A. SCOFIELD, 1996: Experimental GOES-8/9 derived rainfall estimates for flash flood and hydrological applications. *Proc. of The 1996 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Conf.*, EUMETSAT, 89-96.
- VICENTE, G.A., R.A. SCOFIELD, AND W.P. MENZEL, 1998: The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 79, 1883-1898.
- WAGNER, M., 1964: Die Niederschlagsverhältnisse in Baden-Württemberg im Lichte der dynamischen Klimatologie. *Forschungen zur deutschen Landeskunde* 135.
- WANG, D.H., M. XUE, V. WONG, AND K.K. DROEGEMEIER, 1996: Prediction and simulation of convective storms during VORTEX95. *11th Conf. on Num. Wea. Prediction*, Amer. Meteor. Soc., Norfolk, VA, 301-303.
- WEISCHET, W., 1955: Die Geländeklimate in der Niederrheinischen Bucht und ihrer Rahmenlandschaften- Eine geographische Analyse subregionaler Klimadifferenzierungen. *Münchener Geogr. Hefte* Nr. 8.
- WEISMAN, M.L., AND J.B. KLEMP, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.
- WEISMAN, M.L., AND J.B. KLEMP, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2479-2498.
- WILHEIT, T.T., R.F. ADLER, S. AVERY, E.C. BARRETT, P. BAUER, W. BERG, A. CHANG, J. FERRIDAY, N. GRODY, S. GOODMAN, C. KIDD, D. KNIVETON, C. KUMMEROW, A. MUGNAI, W. OLSON, G. PETTY, A. SHIBATA, E.A. SMITH, AND R. SPENCER, 1994: Algorithms for the retrieval of rainfall from passive microwave measurements. *Remote Sens. Rev.*, 11, 163-194.
- WILKS, D. S., 1995: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. *Academic Press*, 464 pp.
- WOICK, H., J. SCHMETZ, AND S.A. TJEMKES, 1997: An introduction to METEOSAT Second Generation imagery and products. *Proc. The 1997 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users' Meeting*, EUMETSAT, 395-400.

- XUE, M., K.K. DROEGEMEIER, V. WONG, A. SHAPIRO AND K. BREWSTER, 1995: ARPS Version 4.0 User's Guide . Center for Analysis and Prediction of Storms, [Available from CAPS, Univ. of Oklahoma, 100 E. Boyd St.,Norman OK 73019], 380 pp..
- XUE, M., D. HOU , D. WANG AND K.K. DROEGEMEIER, 1998: Analysis and prediction of convective initiation along a dryline. Preprint, *16th Conference on Weather Analysis and Forecasting 11-16 January 1998*, Phoenix, Arizona.
- XUE M., AND K.K. DROEGEMEIER, V. WONG, 2000a: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model Dynamics and Verification. *Preprint Meteor. Atmosph. Phys.*
- XUE M., K.K. DROEGEMEIER, V. WONG, A. SHAPIRO, K. BREWSTER, F. CARR, D. WEBER, Y. LIU, AND D. WANG; 2000b: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part II: Model physics and applications. *Preprint Meteor. Atmosph. Phys.*
- XUE, M. 2000: schriftliche Kommunikation, CAPS.
- ZAWADZKI, I.I. AND C.V. RO, 1979: Correlations between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1327-1344.
- ZHANG, G., L. XU, AND C. HONGBIN, 1995: A new parameterization scheme for shortwave radiative properties of water clouds. *J. Appl. Meteor.*, 34, 101-106.
- ZOCK, A., G. MENZ AND M. WINGER, 1995: Regionalisation of rainfall models in Eastern Africa using Meteosat Real-Time-Window data. *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '95)*, Florence, Italy (New York: I.E.E.E.), 250-252.
- ZÖFEL, P., 1988: Statistik in der Praxis. Stuttgart, Fischer UTB 1293.

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

- Heft 4: *Hahn, H.*: Der Einfluß der Konfessionen auf die Bevölkerungs- und Sozialgeographie des Hunsrücks. 1950. 96 S. € 2,50
- Heft 5: *Timmermann, L.*: Das Eupener Land und seine Grünlandwirtschaft. 1951. 92 S. € 3,--
- Heft 15: *Pardé, M.*: Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluß bei großen Sommerhochwassern. 1954. 59 S. € 2,--
- Heft 16: *Braun, G.*: Die Bedeutung des Verkehrswesens für die politische und wirtschaftliche Einheit Kanadas. 1955. 96 S. € 4,--
- Heft 19: *Steinmetzler, J.*: Die Anthropogeographie Friedrich Ratzels und ihre ideengeschichtlichen Wurzeln. 1956. 151 S. € 4,--
- Heft 21: *Zimmermann, J.*: Studien zur Anthropogeographie Amazoniens. 1958. 97 S. € 5,--
- Heft 22: *Hahn, H.*: Die Erholungsgebiete der Bundesrepublik. Erläuterungen zu einer Karte der Fremdenverkehrsorte in der deutschen Bundesrepublik. 1958. 182 S. € 5,50
- Heft 23: *von Bauer, P.-P.*: Waldbau in Südchile. Standortkundliche Untersuchungen und Erfahrungen bei der Durchführung einer Aufforstung. 1958. 120 S. € 5,50
- Heft 26: *Fränzle, O.*: Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien). 1959. 80 S. € 5,--
- Heft 27: *Bartz, F.*: Fischer auf Ceylon. 1959. 107 S. € 5,--
- Heft 30: *Leidlmaier, A.*: Hadramaut, Bevölkerung und Wirtschaft im Wandel der Gegenwart. 1961. 47 S. € 4,--
- Heft 33: *Zimmermann, J.*: Die Indianer am Cururú (Südwestpará). Ein Beitrag zur Anthropogeographie Amazoniens. 1963. 111 S. € 10,--
- Heft 37: *Em, H.*: Die dreidimensionale Anordnung der Gebirgsvegetation auf der Iberischen Halbinsel. 1966. 132 S. € 10,--
- Heft 38: *Hansen, F.*: Die Hanfwirtschaft Südostspaniens. Anbau, Aufbereitung und Verarbeitung des Hanfes in ihrer Bedeutung für die Sozialstruktur der Vegas. 1967. 155 S. € 11,--
- Heft 39: *Sermet, J.*: Toulouse et Zaragoza. Comparaison des deux villes. 1969. 75 S. € 8,--
- Heft 41: *Monheim, R.*: Die Agrostadt im Siedlungsgefüge Mittelsiziliens. Erläutert am Beispiel Gangi. 1969. 196 S. € 10,50
- Heft 42: *Heine, K.*: Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg. Eine geomorphologische Studie. 1970. 195 S. € 10,--
- Heft 43: *Eriksen, W.*: Kolonisation und Tourismus in Ostpatagonien. Ein Beitrag zum Problem kulturgeographischer Entwicklungsprozesse am Rande der Ökumene. 1970. 289 S. € 14,50
- Heft 44: *Rother, K.*: Die Kulturlandschaft der tarantinischen Golfküste. Wandlungen unter dem Einfluß der italienischen Agrarreform. 1971. 246 S. € 14,--
- Heft 45: *Bahr, W.*: Die Marismas des Guadaquivir und das Ebrodelta. 1972. 282 S. € 13,--
- Heft 47: *Golte, W.*: Das südchilenische Seengebiet. Besiedlung und wirtschaftliche Erschließung seit dem 18. Jahrhundert. 1973. 183 S. € 14,--
- Heft 48: *Stephan, J.*: Die Landschaftsentwicklung des Stadtkreises Karlsruhe und seiner näheren Umgebung. 1974. 190 S. € 20,--
- Heft 49: *Thiele, A.*: Luftverunreinigung und Stadtklima im Großraum München. 1974. 175 S. € 19,50
- Heft 50: *Bähr, J.*: Migration im Großen Norden Chiles. 1977. 286 S. € 15,--
- Heft 51: *Stitz, V.*: Studien zur Kulturgeographie Zentraläthiopiens. 1974. 395 S. € 14,50
- Heft 53: *Klaus, D.*: Niederschlagsgenese und Niederschlagsverteilung im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala. 1975. 172 S. € 16,--
- Heft 54: *Banco, I.*: Studien zur Verteilung und Entwicklung der Bevölkerung von Griechenland. 1976. 297 S. € 19,--
- Heft 55: *Selke, W.*: Die Ausländerwanderung als Problem der Raumordnungspolitik in der Bundesrepublik Deutschland. 1977. 167 S. € 14,--
- Heft 56: *Sander, H.-J.*: Sozialökonomische Klassifikation der kleinbäuerlichen Bevölkerung im Gebiet von Puebla-Tlaxcala (Mexiko). 1977. 169 S. € 12,--

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

- Heft 57: *Wiek, K.*: Die städtischen Erholungsflächen. Eine Untersuchung ihrer gesellschaftlichen Bewertung und ihrer geographischen Standorteigenschaften - dargestellt an Beispielen aus Westeuropa und den USA. 1977. 216 S. € 10,-
- Heft 58: *Frankenberg, P.*: Floreogeographische Untersuchungen im Raume der Sahara. Ein Beitrag zur pflanzengeographischen Differenzierung des nordafrikanischen Trockenraumes. 1978. 136 S. € 24,-
- Heft 60: *Liebhold, E.*: Zentralörtlich-funktionalräumliche Strukturen im Siedlungsgefüge der Nordmeseta in Spanien. 1979. 202 S. € 14,50
- Heft 61: *Leusmann, Ch.*: Strukturierung eines Verkehrsnetzes. Verkehrsgeographische Untersuchungen unter Verwendung graphentheoretischer Ansätze am Beispiel des süddeutschen Eisenbahnnetzes. 1979. 158 S. € 16,-
- Heft 62: *Seibert, P.*: Die Vegetationskarte des Gebietes von El Bolsón, Provinz Río Negro, und ihre Anwendung in der Landnutzungsplanung. 1979. 96 S. € 14,50
- Heft 63: *Richter, M.*: Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgstal. Dargestellt am Val Vegomess im Hinblick auf planerische Maßnahmen. 1979. 209 S. € 16,50
- Heft 67: *Höllermann, P.*: Blockgletscher als Mesoformen der Periglazialstufe - Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen. 1983. 84 S. € 13,-
- Heft 69: *Graafen, R.*: Die rechtlichen Grundlagen der Ressourcenpolitik in der Bundesrepublik Deutschland. Ein Beitrag zur Rechtsgeographie. 1984. 201 S. € 14,-
- Heft 70: *Freiberg, H.-M.*: Vegetationskundliche Untersuchungen an südchilenischen Vulkanen. 1985. 170 S. € 16,50
- Heft 71: *Yang, T.*: Die landwirtschaftliche Bodennutzung Taiwans. 1985. 178 S. € 13,-
- Heft 72: *Gaskin-Reyes, C.E.*: Der informelle Wirtschaftssektor in seiner Bedeutung für die neuere Entwicklung in der nordperuanischen Regionalstadt Trujillo und ihrem Hinterland. 1986. 214 S. € 14,50
- Heft 73: *Brückner, Ch.*: Untersuchungen zur Bodenerosion auf der Kanarischen Insel Hierro. 1987. 194 S. € 16,-
- Heft 74: *Frankenberg, P. u. D. Klaus*: Studien zur Vegetationsdynamik Südosttunesiens. 1987. 110 S. € 14,50
- Heft 75: *Siegburg, W.*: Großmaßstäbige Hangneigungs- und Hangformanalyse mittels statistischer Verfahren Dargestellt am Beispiel der Dollendorfer Hardt (Siebengebirge). 1987. 243 S. € 19,-
- Heft 77: *Anhuf, D.*: Klima und Ernteertrag - eine statistische Analyse an ausgewählten Beispielen nord- und südsaharischer Trockenräume - Senegal, Sudan, Tunesien. 1989. 177 S. € 18,-
- Heft 78: *Rheker, J.R.*: Zur regionalen Entwicklung der Nahrungsmittelproduktion in Pernambuco (Nordbrasilien). 1989. 177 S. € 17,50
- Heft 79: *Völkel, J.*: Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel). 1989. 258 S. € 19,50
- Heft 80: *Bromberger, Ch.*: Habitat, Architecture and Rural Society in the Gilán Plain (Northern Iran). 1989. 104 S. € 15,-
- Heft 81: *Krause, R.F.*: Stadtgeographische Untersuchungen in der Altstadt von Djidda / Saudi-Arabien. 1991. 76 S. € 14,-
- Heft 82: *Graafen, R.*: Die räumlichen Auswirkungen der Rechtsvorschriften zum Siedlungswesen im Deutschen Reich unter besonderer Berücksichtigung von Preußen, in der Zeit der Weimarer Republik. 1991. 283 S. € 32,-
- Heft 83: *Pfeiffer, L.*: Schwermineralanalysen an Dünensanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. 1991. 235 S. € 21,-
- Heft 84: *Dittmann, A. and H.D. Laux (Hrsg.)*: German Geographical Research on North America - A Bibliography with Comments and Annotations. 1992. 398 S. € 24,50
- Heft 85: *Grunert, J. u. P. Höllermann, (Hrsg.)*: Geomorphologie und Landschaftsökologie. 1992. 224 S. € 14,50
- Heft 86: *Bachmann, M. u. J. Bendix*: Nebel im Alpenraum. Eine Untersuchung mit Hilfe digitaler Wetter-satellitendaten. 1993. 301 S. € 29,-
- Heft 87: *Schickhoff, U.*: Das Kaghan-Tal im Westhimalaya (Pakistan). 1993. 268 S. € 27,-
- Heft 88: *Schulte, R.*: Substitut oder Komplement - die Wirkungsbeziehungen zwischen der Telekommunikationstechnik Videokonferenz und dem Luftverkehrsaufkommen deutscher Unternehmen. 1993. 177 S. € 16,-

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

- Heft 89: *Lützeler, R.*: Räumliche Unterschiede der Sterblichkeit in Japan - Sterblichkeit als Indikator regionaler Lebensbedingungen. 1994. 247 S. € 21,-
- Heft 90: *Grafe, R.*: Ländliche Entwicklung in Ägypten. Strukturen, Probleme und Perspektiven einer agraren Gesellschaft, dargestellt am Beispiel von drei Dörfern im Fayyûm. 1994. 225 S. € 23,-
- Heft 92: *Weiers, S.*: Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischer Informationssystems (GIS). 1995. 216 S. € 19,-
- Heft 93: *Braun, G.*: Vegetationsgeographische Untersuchungen im NW-Karakorum (Pakistan). 1996. 156 S. € 27,-
- Heft 94: *Braun, B.*: Neue Cities australischer Metropolen. Die Entstehung multifunktionaler Vorortzentren als Folge der Suburbanisierung. 1996. 316 S. € 14,50
- Heft 95: *Krafft, Th. u. L. García-Castrillo Riesco (Hrsg.)*: Professionalisierung oder Ökonomisierung im Gesundheitswesen? Rettungsdienst im Umbruch. 1996. 220 S. € 12,-
- Heft 96: *Kemper, F.-J.*: Wandel und Beharrung von regionalen Haushalts- und Familienstrukturen. Entwicklungsmuster in Deutschland im Zeitraum 1871-1978. 1997. 306 S. € 17,-
- Heft 97: *Nüsser, M.*: Nanga Parbat (NW-Himalaya): Naturräumliche Ressourcenausstattung und humanökologische Gefügemuster der Landnutzung. 1998. 232 S. € 21,-
- Heft 98: *Bendix, J.*: Ein neuer Methodenverbund zur Erfassung der klimatologisch-lufthygienischen Situation von Nordrhein-Westfalen. Untersuchungen mit Hilfe boden- und satellitengestützter Fernerkundung und numerischer Modellierung. 1998. 183 S. € 24,-
- Heft 99: *Dehn, M.*: Szenarien der klimatischen Auslösung alpiner Hangrutschungen. Simulation durch Down-scaling allgemeiner Zirkulationsmodelle der Atmosphäre. 1999. 99 S. € 11,-
- Heft 100: *Krafft, Th.*: Von Shâhjahânâbâd zu Old Delhi: Zur Persistenz islamischer Strukturelemente in der nordindischen Stadt. 1999. 217 S. € 19,50
- Heft 101: *Schröder, R.*: Modellierung von Verschlämmung und Infiltration in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. 2000. 175 S. € 12,-
- Heft 102: *Kraas, F. und W. Taubmann (Hrsg.)*: German Geographical Research on East and Southeast Asia. 2000. 154 S. € 16,-
- Heft 103: *Eesper, J.*: Paläoklimatische Untersuchungen an Jahrringen im Karakorum und Tien Shan Gebirge (Zentralasien). 2000. 137 S. € 11,-
- Heft 104: *Halves, J.-P.*: Call-Center in Deutschland. Räumliche Analyse einer standortunabhängigen Dienstleistung. 2001. 148 S. € 13,-
- Heft 105: *Stöber, G.*: Zur Transformation bäuerlicher Hauswirtschaft in Yasin (Northern Areas, Pakistan). 2001. 314 S. € 18,-
- Heft 106: *Clemens, J.*: Ländliche Energieversorgung in Astor: Aspekte des nachhaltigen Ressourcenmanagements im nordpakistanischen Hochgebirge. 2001. 210 S. € 19,-
- Heft 107: *Motzkus, A. H.*: Dezentrale Konzentration - Leitbild für eine Region der kurzen Wege? Auf der Suche nach einer verkehrssparsamen Siedlungsstruktur als Beitrag für eine nachhaltige Gestaltung des Mobilitätsgeschehens in der Metropolregion Rhein-Main. 2002. 182 S. € 18,-
- Heft 108: *Braun, Th.*: Analyse, Planung und Steuerung im Gesundheitswesen. Geographische Möglichkeiten und Perspektiven am Beispiel von Daten der Gesetzlichen Krankenversicherung. 2002. 147 S. € 16,-

In Kommission bei Asgard-Verlag, Sankt Augustin

Nicht genannte Nummern sind vergriffen.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page. The text is too light to transcribe accurately.

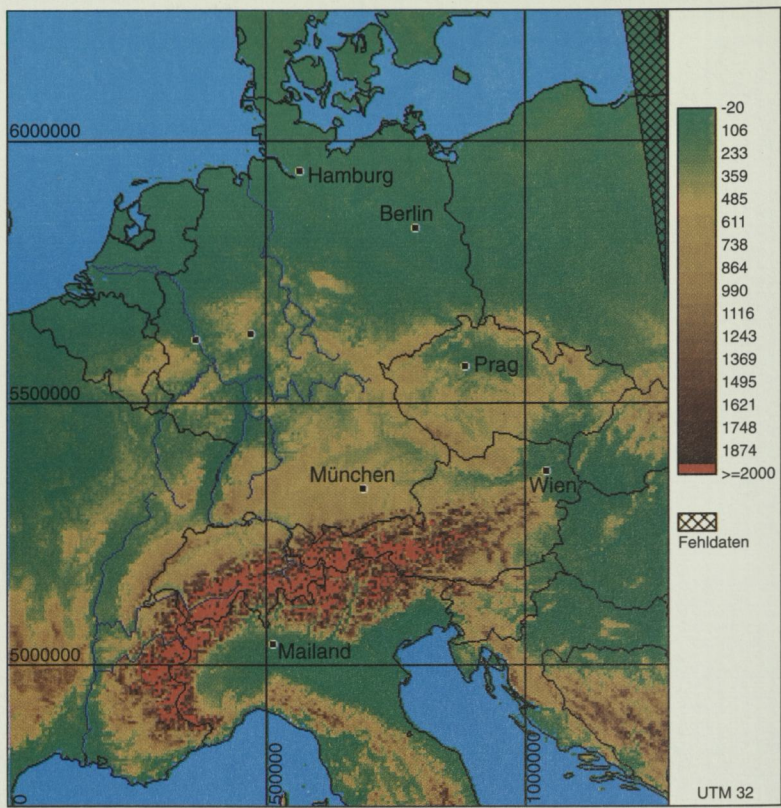


Abb. 2: Digitales Geländemodell des Untersuchungsgebietes.

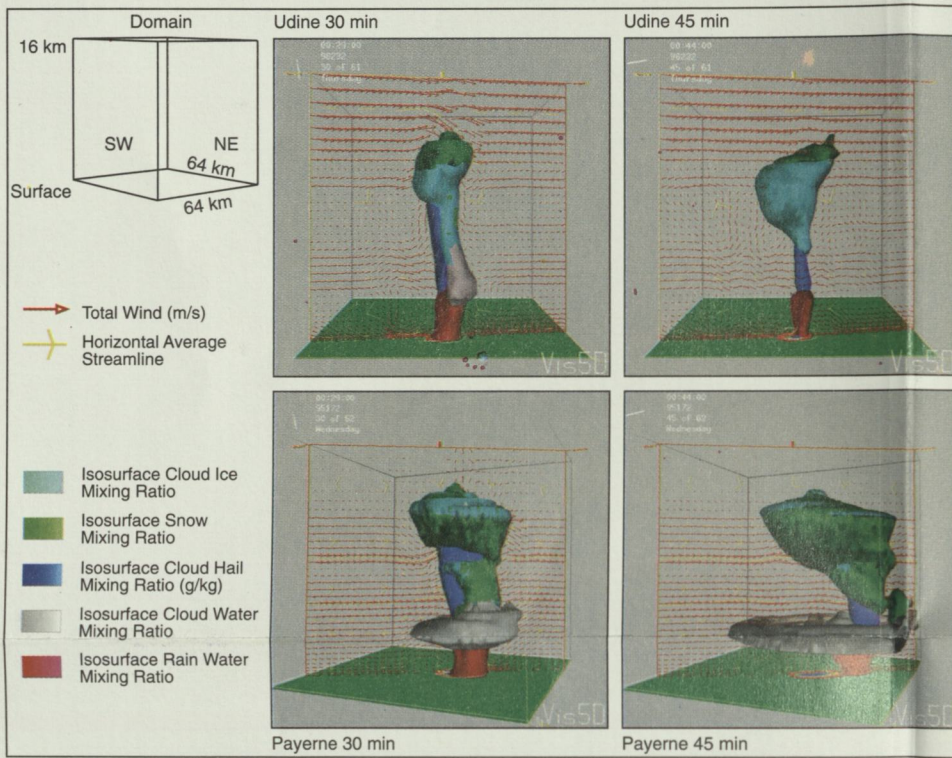


Abb. 22: ARPS-Visualisierung nach 30 Minuten (links) und 45 Minuten (rechts) simulierter Realzeit für Udine 7 km (oben) und Payerne 7 km (unten).

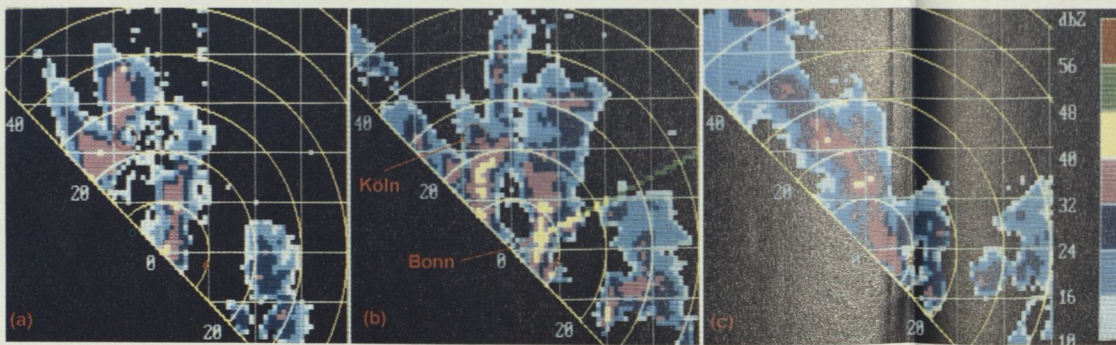


Abb. 28: Erfassung des Hagelunwetters durch das X-Band-Radar des MIUB, a) 11.16 UTC, b) 11.28 UTC, c) 11.46 UTC.

Abb. 33: ECST - Regenschätzungen

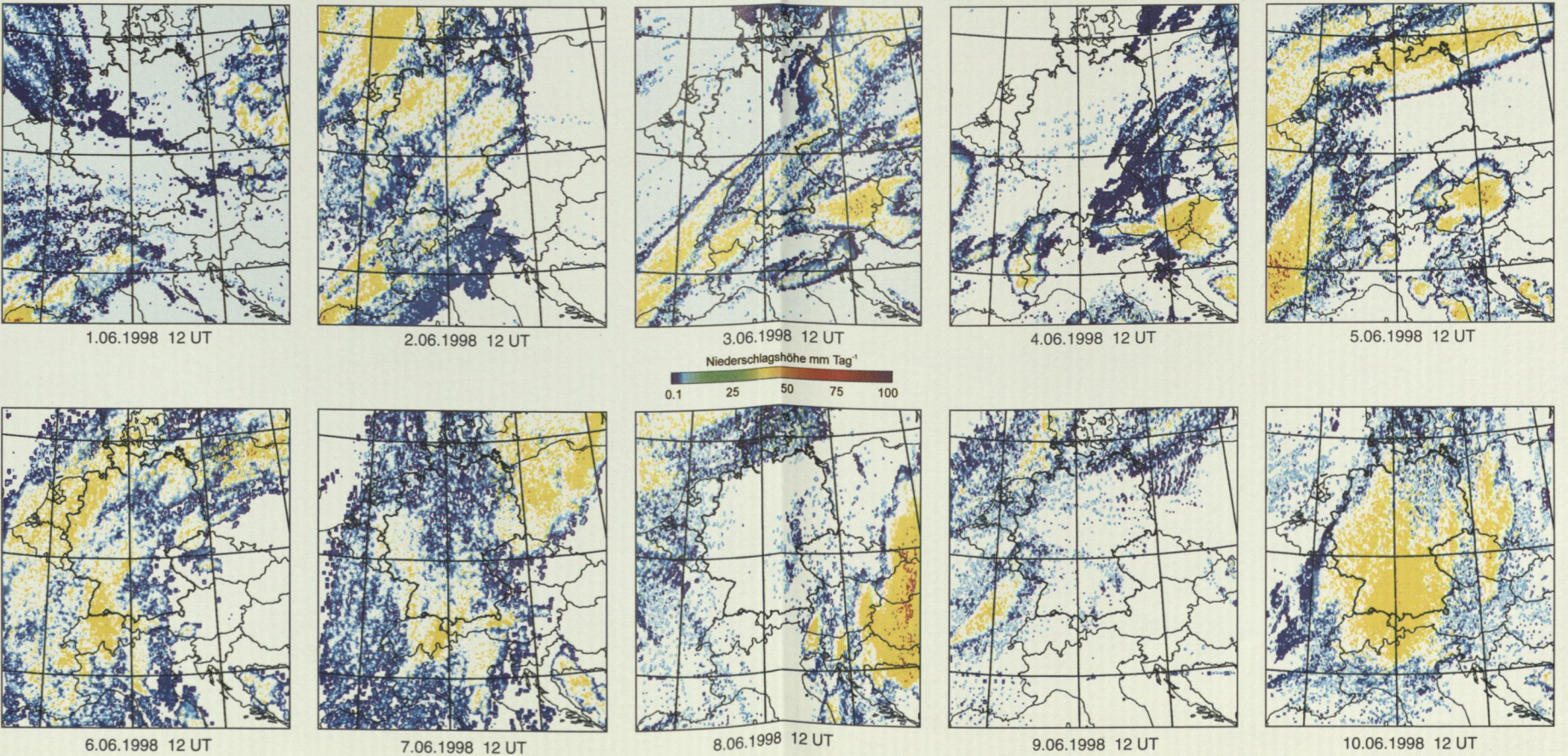
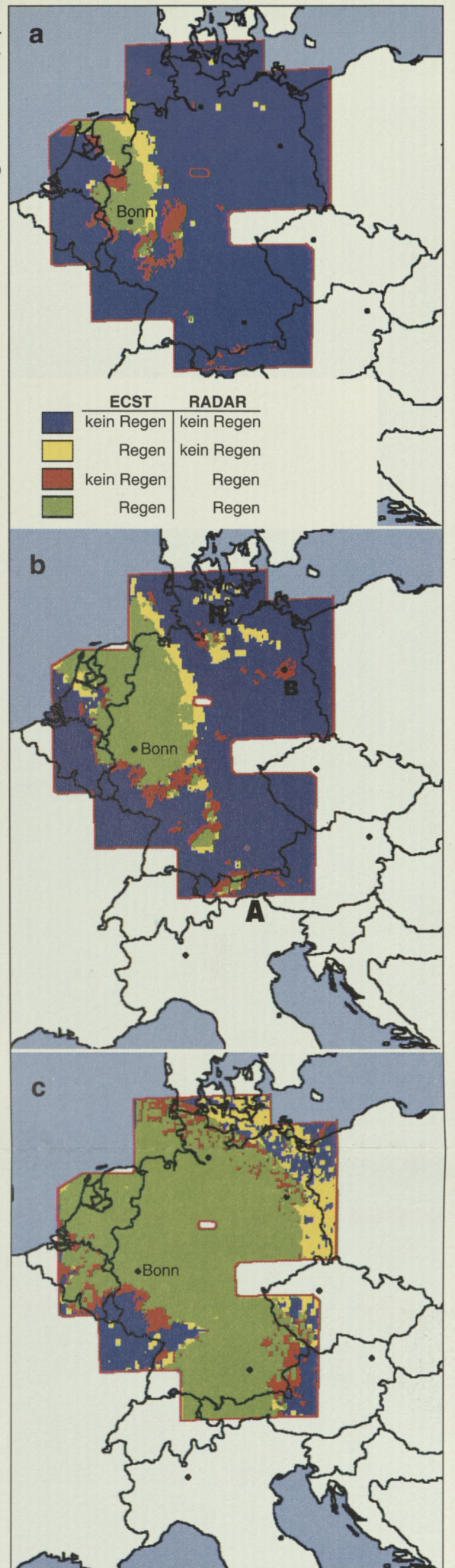


Abb. 32: Kreuzklassifikation der ECST-Regenschätzung mit der zeitnächsten Radarschätzung. Die Farben sind gemäß der Legende, alle Zeitangaben in UTC.

- a) ECST-Karte 12.00 (Bonn 11.58) - Radarkomposit 11.45 (Bonn 11.52)
- b) ECST-Karte - Radarkomposit 10.30-13.30
- c) ECST-Karte - Radarkomposit 9.00-22.00



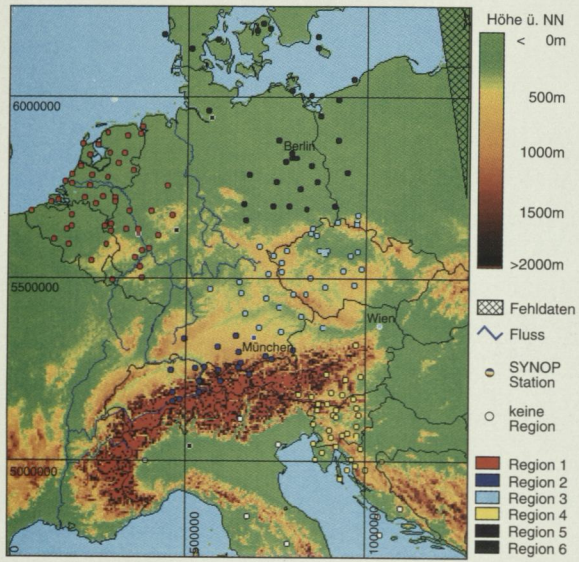


Abb. 34: Lage der verfügbaren Niederschlagsstationen für die Periode vom 1.-10. Juni 1998. Weiß gestrichelt dargestellt sind die Gruppierungen der SYNOP-Stationen zu regionalen Stations-Clustern für die Periode vom 1.10.1998. Nicht-markierte Stationen gehören zu keinem der Cluster.

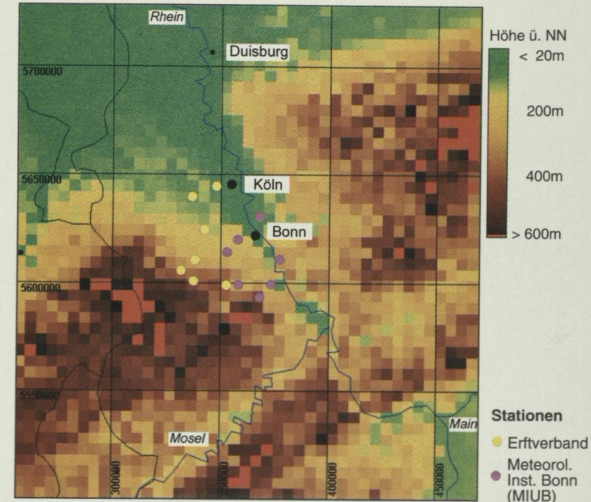


Abb. 36: Lage der MIUB- und Ertverband-Niederschlagsstationen in der Köln Bonner Bucht.

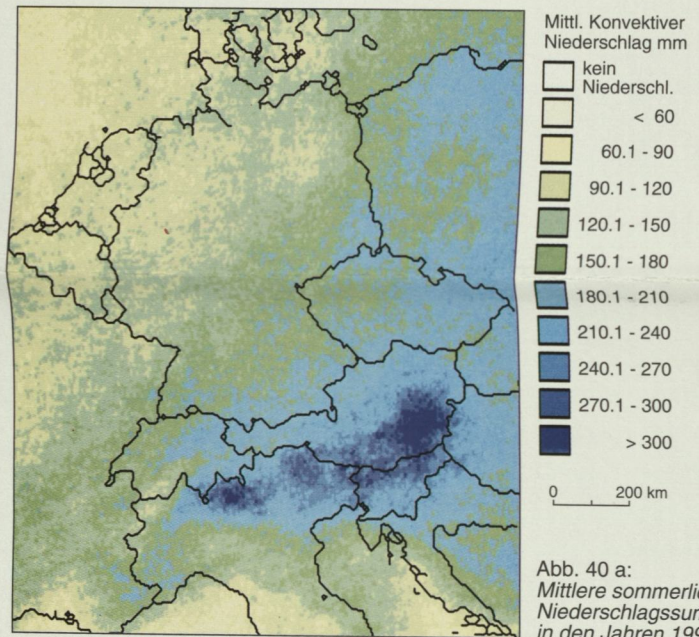


Abb. 40 a: Mittlere sommerliche Niederschlagssumme in den Jahren 1995-1998

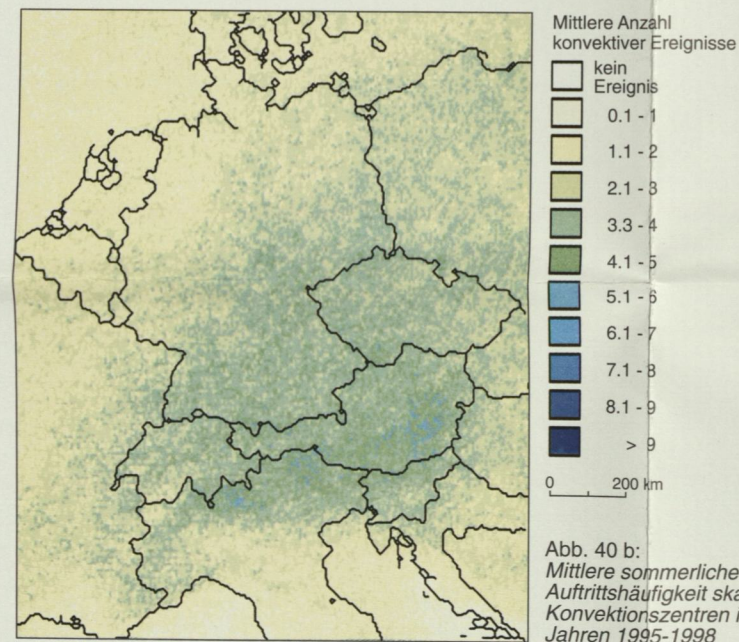


Abb. 40 b: Mittlere sommerliche Auftrittshäufigkeit skaliger Konvektionszentren in den Jahren 1995-1998

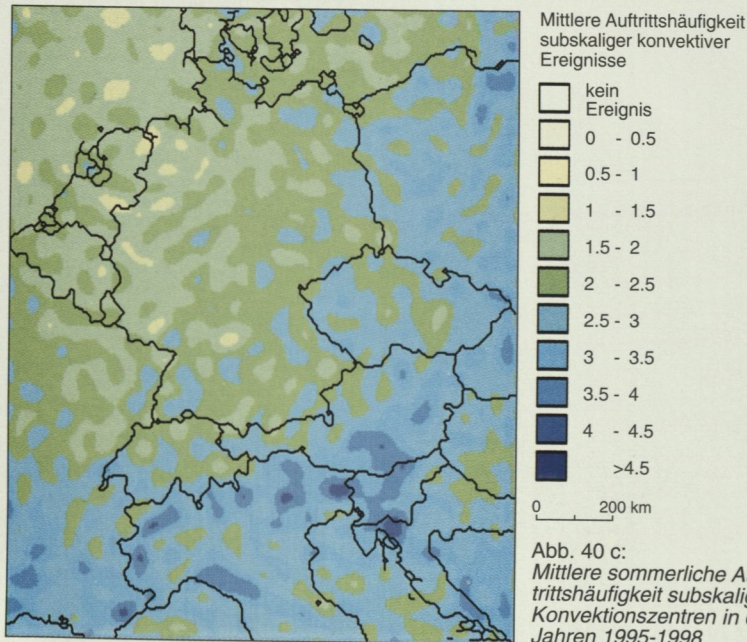


Abb. 40 c: Mittlere sommerliche Auftrittshäufigkeit subskaliger Konvektionszentren in den Jahren 1995-1998

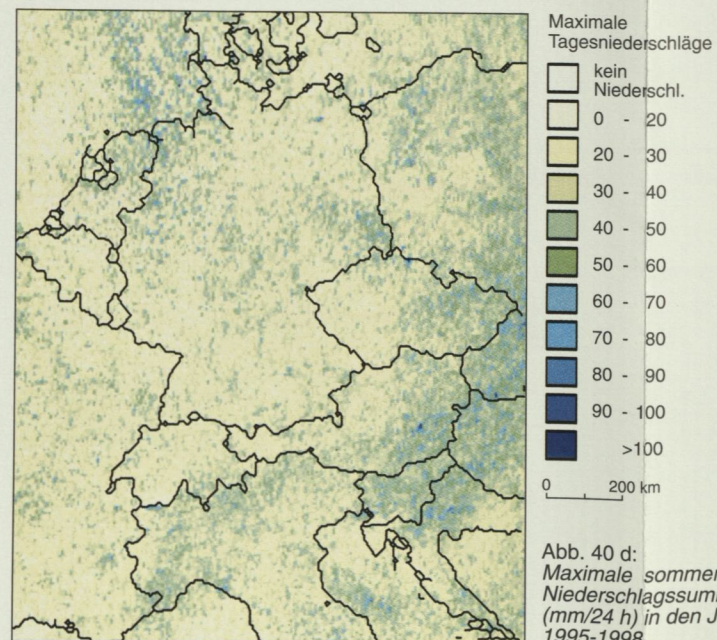


Abb. 40 d: Maximale sommerliche Niederschlagssumme (mm/24 h) in den Jahren 1995-1998

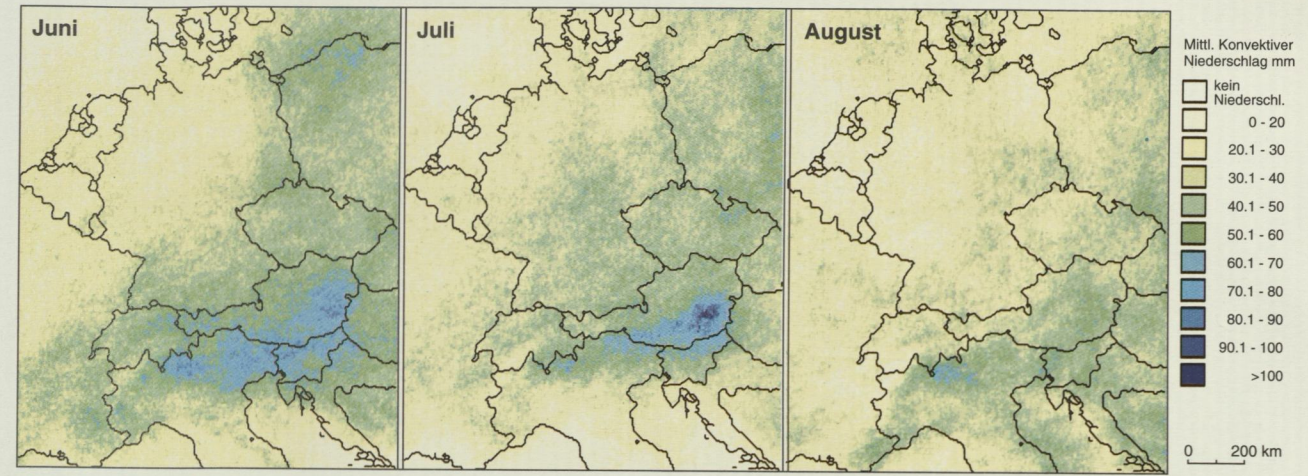


Abb. 41a: Mittlere Niederschlagsverteilung der Monate Juni bis August in den Jahren 1995-1998.

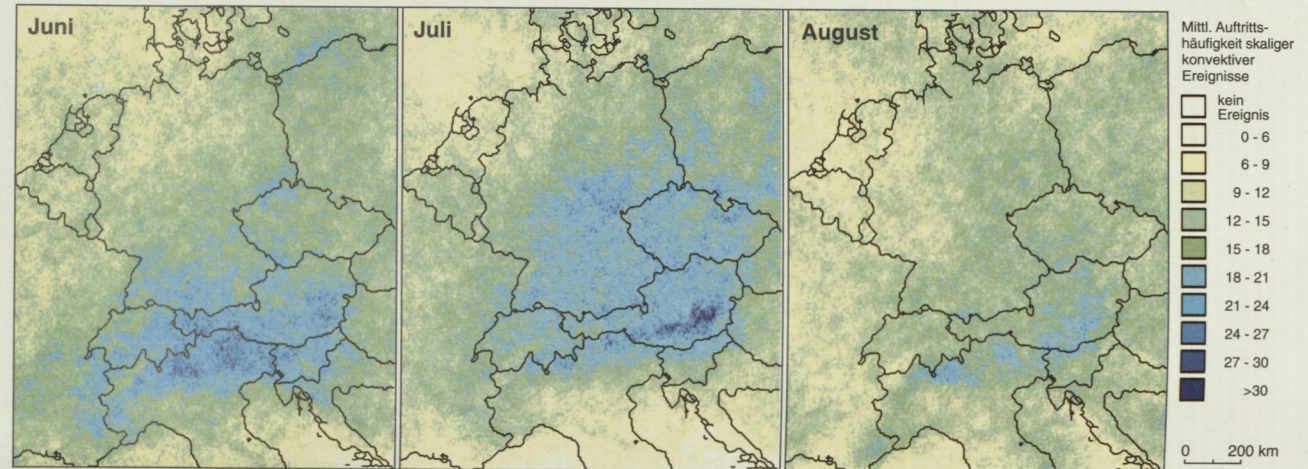


Abb. 41b: Mittlere Auftrittshäufigkeit skaliger Konvektionszentren der Monate Juni bis August.

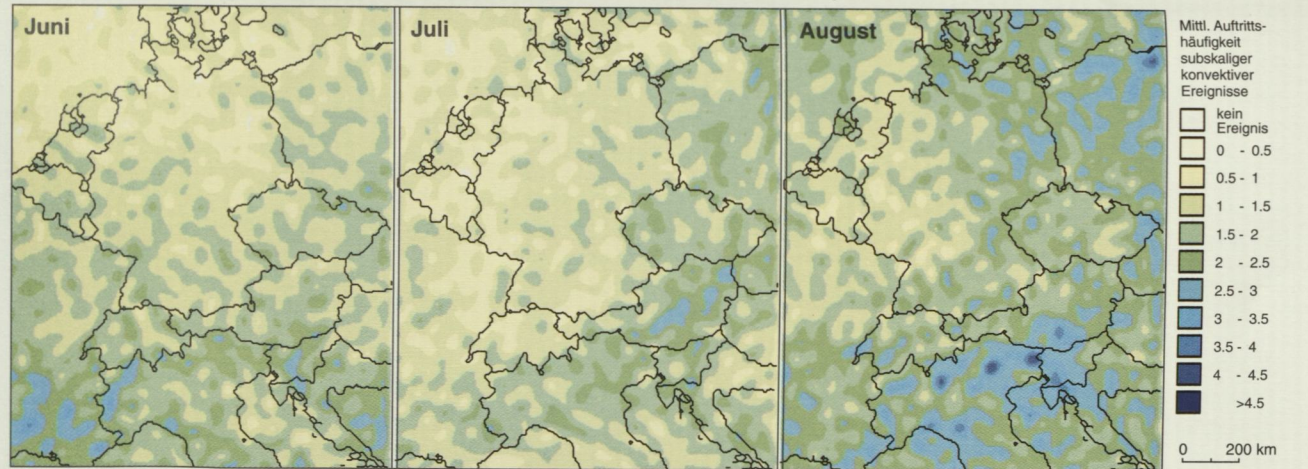


Abb. 42: Mittlere Auftrittshäufigkeit subskaliger Konvektionszentren der Einzelmonate.

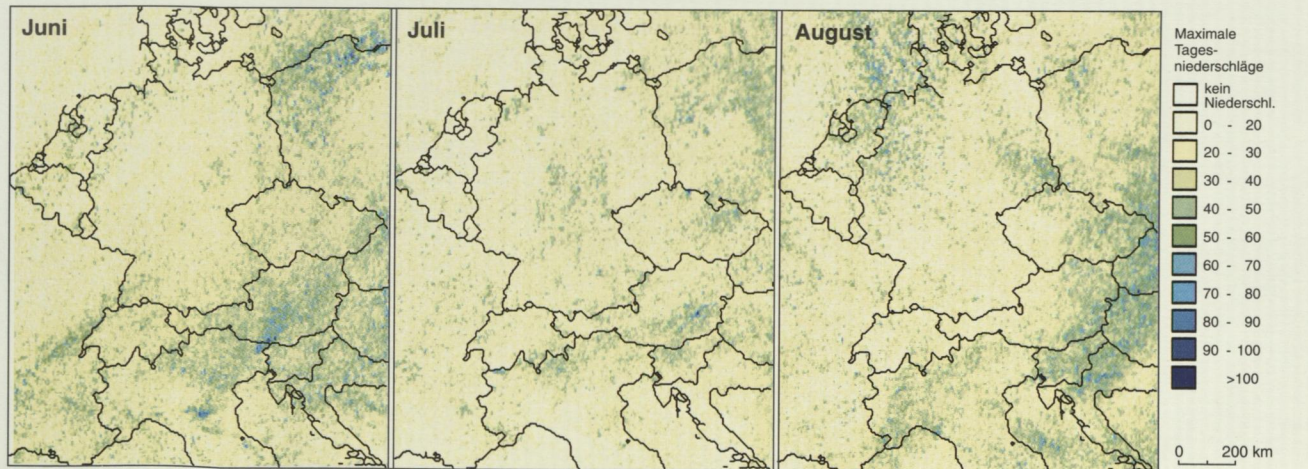


Abb. 43: Maximale Tagesniederschlagssummen der Einzelmonate.

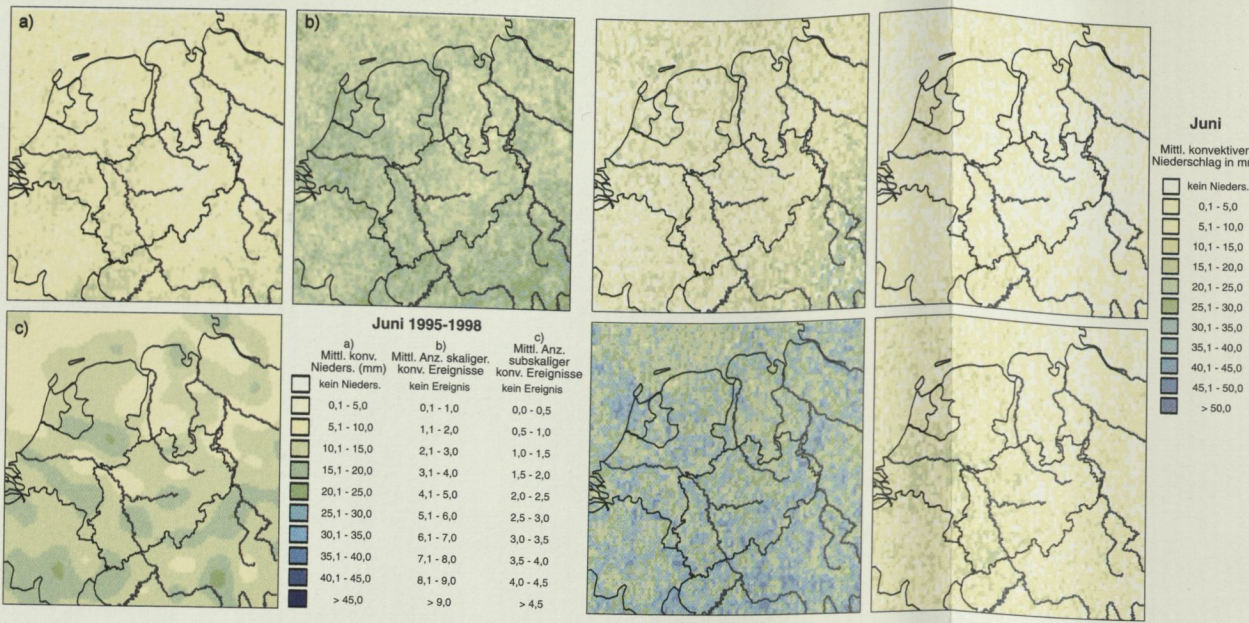


Abb. 44: Mittlere Übersichtskarten der regionalen Analyse NW-Deutschlands für den Monat Juni (Niederschlag, skalige und subskalige Konvektionszentren)

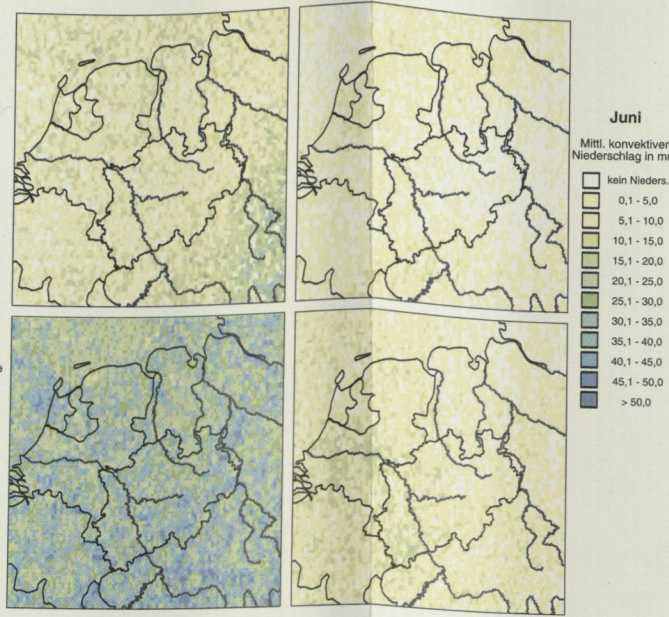


Abb. 45: Mittlere Juni-Niederschläge der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland

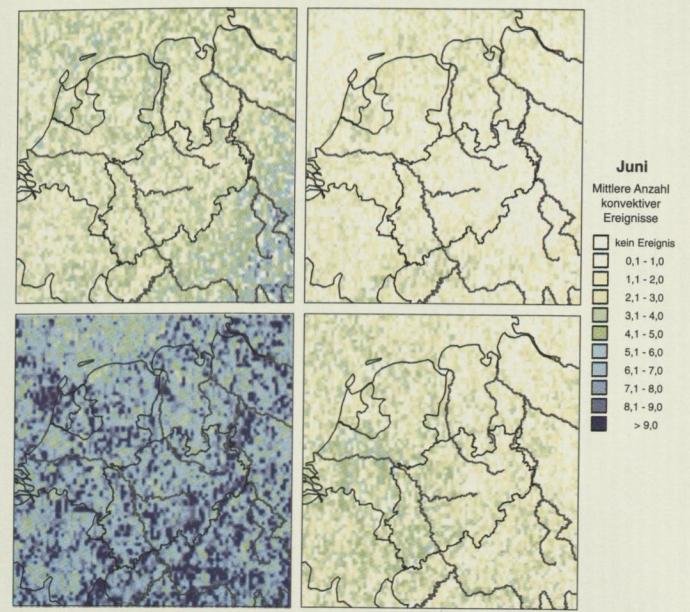


Abb. 46: Mittlere Auftrittshäufigkeit konvektiver Zentren der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland (Juni)

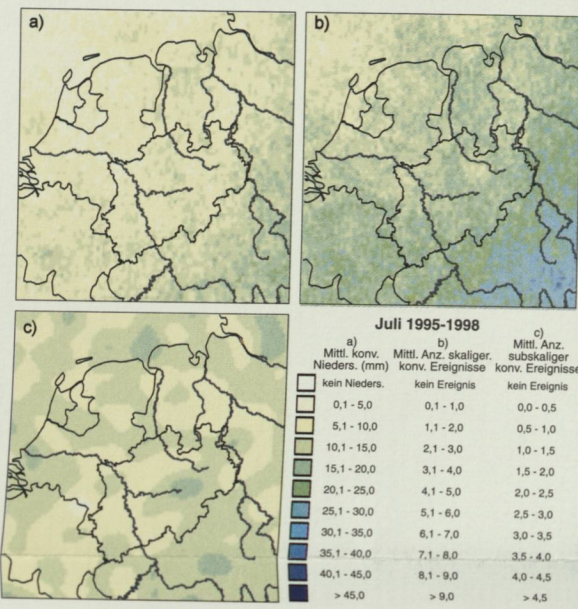


Abb. 47: Mittlere Übersichtskarten der regionalen Analyse NW-Deutschlands für den Monat Juli (Niederschlag, skalige und subskalige Konvektionszentren)

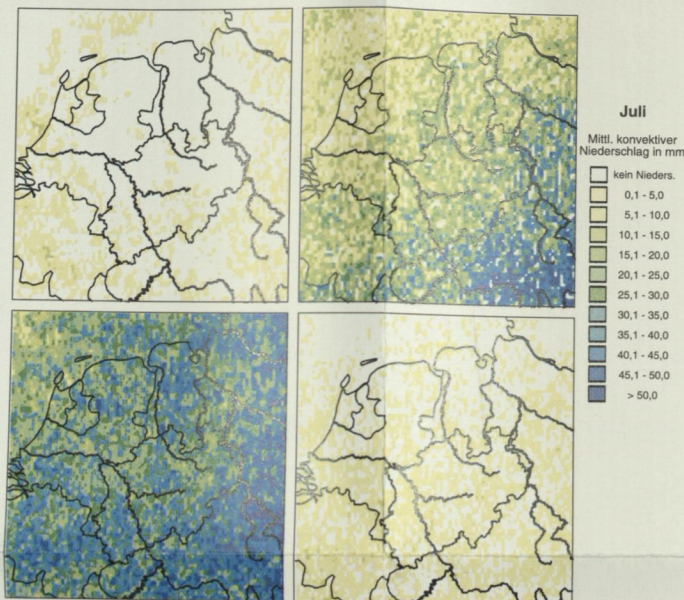


Abb. 48: Mittlere Juli-Niederschläge der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland

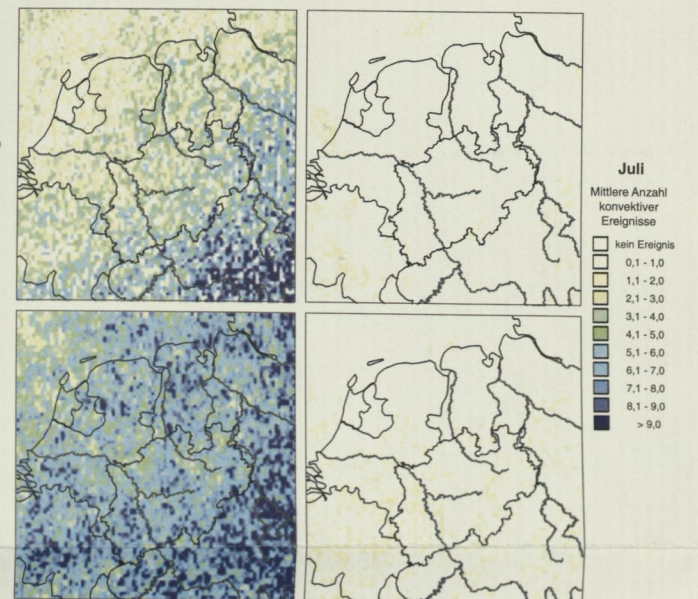


Abb. 49: Mittlere Auftrittshäufigkeit konvektiver Zentren der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland (Juli)

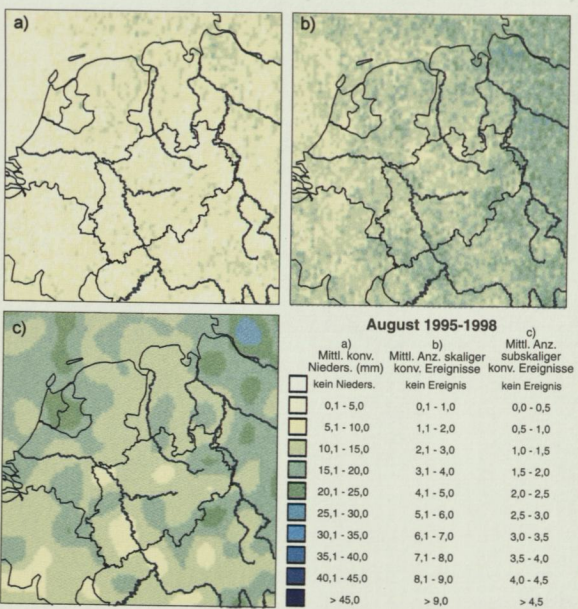


Abb. 50: Mittlere Übersichtskarten der regionalen Analyse NW-Deutschlands für den Monat August (Niederschlag, skalige und subskalige Konvektionszentren)

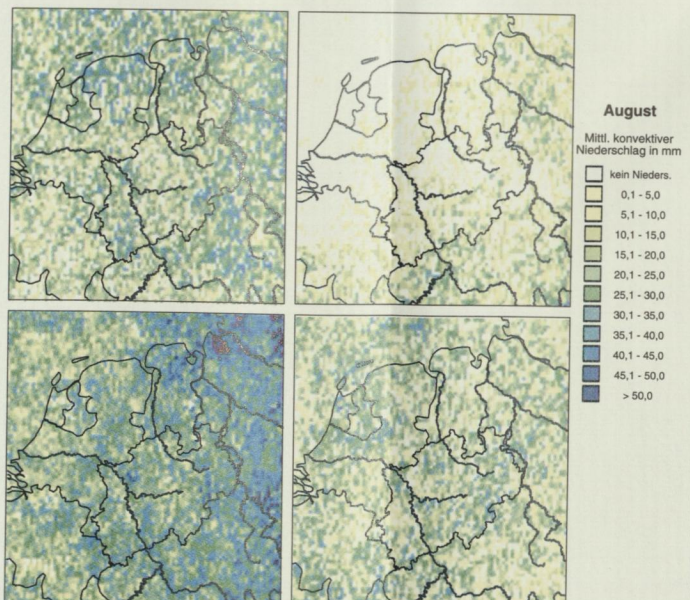


Abb. 51: Mittlere August-Niederschläge der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland

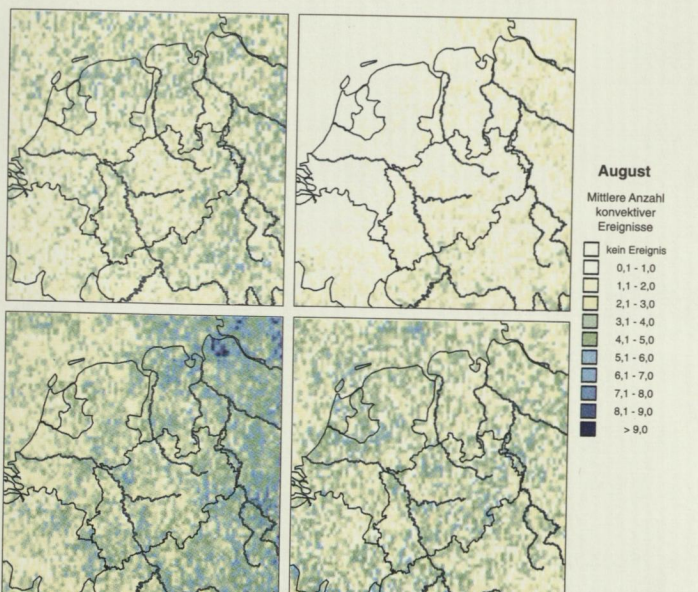


Abb. 52: Mittlere Auftrittshäufigkeit konvektiver Zentren der vier Anströmungsrichtungen für NW-Deutschland (August)

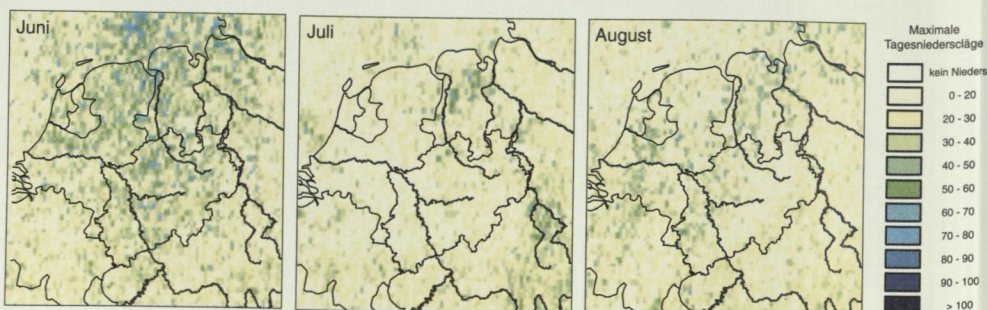


Abb. 53: Maximale Tagesniederschlagssummen der Einzelmonate 1995-1998 für NW-Deutschland

Legende für alle Abbildungen

