

AUGSBURGER GEOGRAPHISCHE HEFTE

Schriftenreihe des Lehrstuhls für Physische Geographie
der Universität Augsburg

Herausgegeben von K. Fischer

HEFT NR. 9

Jucundus Jacobeit

ZIRKULATIONSDYNAMISCHE ANALYSE REZENTER KONVEKTIONS- UND NIEDERSCHLAGSANOMALIEN IN DEN TROPEN

Augsburg 1989

Im Selbstverlag des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Augsburg

Als Habilitationsschrift im Februar 1989 angenommen von der
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Augsburg.

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-922481-08-6

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entspricht bis auf einige redaktionelle Änderungen der gleichlautenden Habilitationsschrift, die im Februar 1989 von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Augsburg angenommen worden ist. Für die Aufnahme in die Reihe der Augsburger Geographischen Hefte und die Möglichkeit zur raschen Veröffentlichung danke ich ihrem Herausgeber, Herrn Prof. Dr. K. Fischer.

Die Thematik der vorliegenden Arbeit impliziert die Notwendigkeit, auf der Basis umfangreichen Datenmaterials aufwendige Berechnungen durchzuführen. Abgesehen von den verwendeten Niederschlags- und Bodenluftdruckwerten, die der Literatur entnommen worden sind, stammen die verarbeiteten Daten (tägliche Wind- und Bewölkungsangaben) in einem binär gepackten Gesamtumfang von fast 400 Megabyte vom National Center of Atmospheric Research (NCAR) in Boulder (Colorado), das (im Unterschied zum in seinen unnachvollziehbaren Gebührenordnungen zumindest für Nicht-Meteorologen forschungsbehindernden Deutschen Wetterdienst) selbst in seinem Datenbereitstellungs-Service als wissenschaftsförderndes Institut herausgestellt werden muß. Die Berechnungen wurden am Rechenzentrum der Universität Augsburg durchgeführt, das den Erfordernissen einer datenintensiven Verarbeitung dankenswerterweise entgegengekommen ist. Ein wesentliches Moment der Ergebnisdarstellung sind die zahlreichen Abbildungen, deren Originalvorlagen zum größten Teil am Calcomp-Plotter des Rechenzentrums erstellt worden sind (sämtliche Abbildungen der Beilage sowie die Textteil-Abbildungen 6, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19). Die vorliegenden Abbildungen mußten für die Veröffentlichung photographisch verkleinert werden und konnten aus Kostengründen nur zum Teil in den Originalfarben gehalten werden. Während der Erstellung der computergefertigten Vorlagen war Herr K. Stöhr vom Rechenzentrum der Universität bei mannigfachen Problemen rund um die Plottersphäre ein unentbehrlicher und äußerst entgegenkommender Helfer in gar mancher Not. Ihm sowie

den Operateuren der Großrechenanlage, die mit Fassung und Geduld die Materialschlachten am Plotter während Test- und Abschlußphase ertragen haben, sei vielmals gedankt.

Für fachliche Anregungen und stimulierenden Gedankenaustausch danke ich in ganz besonderer Weise Herrn Prof. Dr. D. Klaus aus Bonn, dessen bekannte Fachkompetenz in derartigen Fragestellungen auch dieser Arbeit mehrfach zugute gekommen ist.

Erstellt wurde die Arbeit in der knappen Zeit eines Teils meiner Assistententätigkeit am Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Augsburg. Seinem Inhaber, Herrn Prof. Dr. K. Fischer, bin ich sehr dankbar dafür, daß er mir Raum für die Erstellung einer derart aufwendigen Arbeit gegeben und mir freie Hand bei der Abstimmung mit meinen Obliegenheiten gelassen hat. Auch das äußerst positive Betriebsklima am gesamten Lehrstuhl ist ein wichtiges Hintergrundmoment für den erfolgreichen Fortgang einer beanspruchenden Arbeitserstellung.

Untersuchungen ab einer bestimmten Größenordnung erzeugen überproportional zusätzlichen Arbeitsaufwand, der sich entweder nicht mehr alleine oder nur in wesentlich längeren Bearbeitungszeiträumen bewältigen läßt. Ich kann mich glücklich schätzen, während meiner Arbeitserstellung die selbstlose Unterstützung zweier altbekannter, hochbewährter Augsburger Geographen gefunden zu haben. Nicht zu ermessen ist die Hilfestellung, die mir von Frau Elke Hase zuteil wurde, obwohl sie selbst in ihrem Promotionsstudium voll eingespannt ist. Auch Herr Karl-Heinz Kulow hat viele Stunden selbst in seinen eigenen Prüfungsangespanntheiten geopfert. Beiden gilt an dieser Stelle mein herzlichster Dank.

Jucundus Jacobeit

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	iv
TABELLENVERZEICHNIS	ix
1. EINFÜHRUNG	1
1.1. Problemstellung und fachliche Einordnung	1
1.2. Begriffsbestimmungen und allgemeine Arbeitsmethodik	5
1.3. Grundlegendes zur Zirkulation und Niederschlagsgenese in den Tropen	9
1.4. Übersicht wichtiger Forschungsbereiche	30
1.5. Zielsetzung und Vorgehensweise	60
2. UNTERSUCHUNG MONATLICHER NIEDERSCHLAGS-SUMMEN IN DEN TROPEN	63
2.1. Datengrundlage	63
2.2. Niederschlagsanomalie-Index für Einzelstationen	64
2.3. Gebietszusammenfassung	70
2.4. Gebietsindex für Niederschlagsanomalien	74
2.5. Zusammenhängende Phasen von Niederschlagsanomalien	80
2.6. Ergebnisdarstellung	83

	Seite	
3.	UNTERSUCHUNG VON AUFTRITTSHÄUFIGKEITEN STARK REFLEKTIERENDER BEWÖLKUNG (HRC) IN DEN TROPEN	89
3.1.	Datengrundlage	89
3.2.	Auswertungsmöglichkeiten satellitenbild- gestützter Bewölkungsangaben	90
3.3.	Häufigkeitsanomalien stark reflektierender Bewölkung im Zonalprofil	97
4.	UNTERSUCHUNGSGRUNDLAGEN TROPOSPHÄRISCHER STRÖMUNGSVERHÄLTNISSE IN DEN TROPEN	104
4.1.	Datengrundlage	104
4.2.	Datenqualität	105
4.3.	Untersuchungsmethodik	107
4.3.1.	Hauptkomponenten- und Faktorenanalyse	109
4.3.1.1.	Allgemeines	109
4.3.1.2.	Klimatologische Anwendungsbeispiele	112
4.3.1.3.	Anwendung auf troposphärische Windfelder	117
4.3.2.	Horizontale Windkomponenten	129
4.3.3.	Relative Vorticity (Wirbelgröße)	130
4.3.4.	Vertikale Windkomponente	134
4.3.5.	Welligkeitsindex	138
5.	ERDUMSPANNENDE MUSTER SOMMERMONSUNALER HÖHENSTRÖMUNGSKONFIGURATIONEN	143
5.1.	Südhemisphärischer Fall	144
5.2.	Nordhemisphärischer Fall	154

	Seite	
6.	ZIRKULATIONSDYNAMISCHE ANALYSE ANOMAL FEUCHTER UND TROCKENER MONATE IN AUS- GEWÄHLTEN BEISPIELSREGIONEN	158
6.1.	Allgemeine Vorgehensweise	158
6.2.	Bestimmung großräumiger Niederschlags- und HRC-Anomalien	163
6.3.	Ergebnisdarstellung	170
6.3.1.	Beispielsfall Sahel	172
6.3.2.	Beispielsfall Indien	188
6.3.3.	Beispielsfall Karibischer Raum	199
6.3.4.	Beispielsfall Nordost-Brasilien	210
6.3.5.	Beispielsfall Südafrika	220
6.3.6.	Beispielsfall Australien	230
7.	GESAMTBEWERTUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN	239
8.	ZUSAMMENFASSUNG	251
	LITERATURVERZEICHNIS	253
	ANHANG	289

ABBILDUNGSVERZEICHNISAbbildungen im Textteil

	Seite
Abb. 1: Hypothetisches Beispiel zweier Niederschlagsstationen mit gleichem Mittelwert und um einen Faktor 2 differierenden Amplituden der Niederschlagskurve.	66
Abb. 2: Beziehung zwischen Maßstabsfaktor MF und Bestimmungsfaktor $\alpha(MF)$ bei Unkorreliertheit von mittleren Jahresniederschlägen und Standardabweichungen des Niederschlagsanomalie-Index NI für das verfügbare tropische Stationskollektiv.	68
Abb. 3: Repräsentanten der im verfügbaren Stationskollektiv enthaltenen unterschiedlichen Arten des mittleren Niederschlags-Jahresganges (Zeitraum 1968-1985).	71
Abb. 4: Skizze zur Wirbelgrößen-Approximation aus Gitternetzpunkt-Werten der horizontalen Windkomponenten.	131
Abb. 5: Klassifikation zonal oder meridional benachbarter Windvektoren (durch Kombinationen exakter Hauptwindrichtungen repräsentiert).	140
Abb. 6: Southern Oscillation Index 1968-1985, berechnet als Differenz der normalisierten mittleren monatlichen Bodenluftdruckanomalien von Tahiti (Gesellschaftsinseln) und Darwin (Nord-Australien), geglättet durch Gauß'sche Tiefpaßfilterung mit Unterdrückung aller Perioden bis zu einem halben Jahr.	147
Abb. 7: Lageskizze der Bezugsgebiete für die regionalen zirkulationsdynamischen Analysen (Sahel und Nord-Australien mit Überlappung der Teilgebiete).	166
Abb. 8: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) im Sahel	173

	Seite	
Abb. 9:	Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Juni-September (200 hPa- Strömungsanalyse Sahel).	182
Abb.10:	Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sechs Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) in Indien	189
Abb.11:	Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Juni-September (200 hPa- Strömungsanalyse Indien).	195
Abb.12:	Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten acht Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) im Karibischen Raum	200
Abb.13:	Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Mai-Oktober (200 hPa- Strömungsanalyse Karibischer Raum)	206
Abb.14:	Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) in Nordost-Brasilien	212
Abb.15:	Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Januar-Mai (200 hPa- Strömungsanalyse Nordost-Brasilien).	216
Abb.16:	Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) in Südafrika	222

	Seite
Abb.17: Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Dezember-März (200 hPa- Strömungsanalyse Südafrika).	226
Abb.18: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sechs Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) in Australien	232
Abb.19: Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Dezember-März (200 hPa- Strömungsanalyse Australien).	234

Abbildungen im Beilagenteil

- Abb. B1: Verteilung der Niederschlagsstationen
- Abb. B2: Signifikanzklassifizierter Gebietsindex (GI) monatlich zusammenhängender Phasen tropischer Niederschlagsanomalien 1968-1985
- Abb. B3: Prozentuale monatliche Häufigkeiten stark reflektierender Bewölkung (HRC) im Breitenstreifen 5°N-5°S für ausgewählte Einzelmonate
- Abb. B4: Prozentuale monatliche Häufigkeiten stark reflektierender Bewölkung (HRC) im Breitenstreifen 11-20°N für ausgewählte Einzelmonate
- Abb. B5: Prozentuale monatliche Häufigkeiten stark reflektierender Bewölkung (HRC) im Breitenstreifen 11-20°S für ausgewählte Einzelmonate
- Abb. B6: Häufigkeitsanomalien stark reflektierender Bewölkung (HRC) in den Tropen während fünf verschiedener südhemisphärischer Hauptmonsunzeiten (Januar-Februar)
- Abb. B7: Windfelder der ersten fünf Hauptkomponenten der südhemisphärisch sommermonsunalen (Jan.-Feb.) 200 hPa-Strömung von 1972, 1973, 1974, 1975 und 1983.
- Abb. B8: Häufigkeitsanomalien stark reflektierender Bewölkung (HRC) in den Tropen während drei verschiedener nordhemisphärischer Hauptmonsunzeiten (Juli-August)
- Abb. B9: Windfelder der ersten drei Hauptkomponenten der nordhemisphärisch sommermonsunalen (Juli-August) 200 hPa-Strömung von 1973, 1974 und 1985.
- Abb. B10: Ladungen der wichtigsten Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung anomal feuchter und trockener Monate in verschiedenen Teilgebieten der Tropen
- Abb. B11: Windfelder der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter und trockener Monate im Sahel
- Abb. B12: Werteverteilungen verschiedener Zirkulationsparameter während ausgewählter Einzelmonate anomaler atmosphärischer Zustandsformen im Sahel
- Abb. B13: Windfelder der ersten sechs Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter und trockener Monate in Indien
- Abb. B14: Werteverteilungen verschiedener Zirkulationsparameter während ausgewählter Einzelmonate anomaler atmosphärischer Zustandsformen in Indien

- Abb. B15: Windfelder der ersten acht Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter und trockener Monate im Karibischen Raum
- Abb. B16: Werteverteilungen verschiedener Zirkulationsparameter während ausgewählter Einzelmonate anomaler atmosphärischer Zustandsformen im Karibischen Raum
- Abb. B17: Windfelder der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter und trockener Monate in Nordost-Brasilien
- Abb. B18: Werteverteilungen verschiedener Zirkulationsparameter während ausgewählter Einzelmonate anomaler atmosphärischer Zustandsformen in Nordost-Brasilien
- Abb. B19: Windfelder der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter und trockener Monate in Südafrika
- Abb. B20: Werteverteilungen verschiedener Zirkulationsparameter während ausgewählter Einzelmonate anomaler atmosphärischer Zustandsformen in Südafrika
- Abb. B21: Windfelder der ersten sechs Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter und trockener Monate in Australien
- Abb. B22: Werteverteilungen verschiedener Zirkulationsparameter während ausgewählter Einzelmonate anomaler atmosphärischer Zustandsformen in Australien

TABELLENVERZEICHNISTabellen im Textteil

	Seite
Tab. 1: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten fünf Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung in fünf verschiedenen südhemis- phärischen Hauptmonsunzeiten (Januar - Februar)	148
Tab. 2: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten drei Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung in drei verschiedenen nordhemis- phärischen Hauptmonsunzeiten (Juli - August)	155

Tabellen im Anhang

Tab. A1: Liste der Niederschlagsstationen	289
Tab. A2: Kennzeichnende Parameter der zur Ge- bietsindexbestimmung von Niederschlags- anomalien zusammengefaßten Gebiete	299

1. Einführung

1.1. Problemstellung und fachliche Einordnung

Lange Zeit galt das Klima eines jeden Ortes im Unterschied zu den direkt erlebbaren Wetter- und Witterungsschwankungen als quasi-konstante Kenngröße und erst auf geologischer Zeitskala als ein veränderliches Phänomen. Hinsichtlich der Tropen verband sich damit auch noch die simplifizierende Vorstellung eines uniformen, mit beständiger Regelmäßigkeit wiederkehrenden Wetter- und Witterungsablaufs, der höchstens nach hygrischen Jahreszeiten zu differenzieren war. Erst zu Beginn dieses Jahrhunderts setzte sich allmählich die Erkenntnis klimatischer Schwankungen und Veränderungen auch innerhalb des historischen Zeitalters und selbst in der aktuellen Gegenwartperiode durch (vgl. GREGORY, 1988a), und der enorme Fortschritt in meßtechnischer Datenerhebung und computergestützter Datenverarbeitung gerade in den letzten Jahrzehnten hat Einblick in die kontinuierliche Variabilität atmosphärischer Zustandsformen über das gesamte Spektrum zeitlicher Dimensionen eröffnet. In den Tropen manifestieren sich derartige Schwankungen am sinnfälligsten in korrespondierenden Niederschlagsschwankungen (vgl. FLEER, 1981b, S. 3), die sowohl Naturlandschaftshaushalt als auch Wirtschaft und Gesellschaft betroffener Regionen nachhaltig beeinflussen. Sie sind heute auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen bekannt und in Erforschung begriffen: angefangen von außergewöhnlichen Einzelereignissen, wie sie z.B. wieder jüngst in Gestalt exzessiver Niederschläge mit Überschwemmungskatastrophen in Bangladesch, dem Sudan oder Venezuela stattgefunden haben, über einzelne Monate, Jahreszeiten oder Jahre, die signifikante Niederschlagsabweichungen von langjährigen Mittelwerten ausweisen, bis hin zu einer ganzen Folge von Jahren oder gar Jahrzehnten anomaler Niederschlagsverhältnisse, wie sie als Gunst- oder Dürreperioden in klimatisch sensitiven Regionen der wechselfeuchten Tropen wiederholt ausgebildet waren. Sowohl wissenschaftliches Erkenntnisinteresse als auch

handlungsbedürftige Dringlichkeiten haben angesichts derartiger Befunde zu der allgemeinen Zielsetzung des von der WMO getragenen 'World Climate Research Programme' geführt, ein besseres Verständnis klimatischer Veränderungen und Schwankungen sowie ihrer Ursachen zu erreichen (vgl. GREGORY, 1988a, S. 2). Bezogen auf die im Vergleich zu anderen Erdregionen noch weniger umfangreich untersuchten Tropen und ihre Niederschlagsanomalien soll die vorliegende Arbeit einen Beitrag zu diesem besseren Verständnis leisten, wobei aufgrund der Datenlage Betrachtungen auf der interannuellen Zeitskala angestellt werden (vgl. Teil 1.2.). Niederschlagsschwankungen sind aber stets mit Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation verbunden, die auf externe Impulse reagiert, variable Randbedingungen transformiert und interne Phasenabfolgen durchläuft. Ein besseres Verständnis tropischer Niederschlagsschwankungen erfordert also zwangsläufig auch Studien zur atmosphärischen Zirkulation, wobei überdies nicht nur der tropische Untersuchungsraum selbst, sondern auch die Bereiche der äußerst bedeutungsvollen Wechselwirkungsprozesse zwischen tropischer und außertropischer Zirkulation zu berücksichtigen sind. Gleichzeitig erwächst aus den jüngeren Erkenntnissen der Aerologie über die steuernde Funktion der Höhenströmung (vgl. etwa TYSON, 1988, S. 205 ff.) die Notwendigkeit, gerade auch die Strömungsverhältnisse der oberen Troposphäre zu analysieren. Damit aber stellt sich die Frage nach der fachlichen Einordnung der kurz umrissenen Problemstellung, die grundsätzlich beantwortet werden soll.

Naturgemäß finden erkenntnisbedürftige oder anwendungsrelevante Fragestellungen mehrfache sachlich begründete Bearbeitungsvarianten, wobei die wissenschaftsgeschichtlich bedingte Aufteilung in unterschiedliche Fachgebiete kein Ausschlußkriterium sein kann. Themenbereiche klimatischer Schwankungen etwa werden deshalb sowohl von geographisch-klimatologischer als auch von meteorologischer Seite her behandelt, insbesondere im englischsprachigen Bereich, der zum Vorteil der Sachbearbeitung auch keine derartig strikte Abgrenzung der beiden Fachgebiete wie hierzulande kennt. Das geographische Interes-

se am Fragenkomplex klimatischer Schwankungen begründet sich zunächst einmal aus der Tatsache, daß 'Klima' eine wesentliche Komponente des Naturhaushalts ist und neben seinem zeitlichen Schwankungsverhalten auch eine ebenso wichtige räumliche Dimension besitzt, die vielfältig räumlich differenzierend in Erscheinung tritt. Insofern sind die Untersuchungsergebnisse der vorliegenden Arbeit, die tropische Niederschlags- und Zirkulationsanomalien in ihren räumlichen Verteilungsmustern aufzeigt und erklärend zu diskutieren versucht, auch im engeren Fachverständnis als klimageographisch zu begreifen. Auf der anderen Seite ist die physische Geographie in all ihren unterschiedlichen Teildisziplinen (jedenfalls nach Intention und Anspruch) längst keine lediglich deskriptive Wissenschaft mehr, sondern ein gleichermaßen auf begründete Erklärung und kausale Gesetzmäßigkeiten ausgerichtete Teilgebiet der Naturwissenschaften mit eigenständiger (v.a. raumbezogener) Betrachtungsweise und Untersuchungsmethode. Dies bedeutet aber über den spezifischen Raumbezug hinaus die Einbeziehung von Arbeitsweisen und Erkenntnisgrundlagen der systematischen Nachbardisziplinen, ohne die der oben genannte Anspruch auf wissenschaftliche Seriosität überhaupt nicht mehr eingelöst werden kann. Für den Bereich der Klimatologie innerhalb der Geographie heißt das nach WEISCHET (1983, S. 5), über das begrenzte klimageographische Faktenwissen hinaus in die physikalische Betrachtungsweise der Klimatologie und in naturwissenschaftlich fundierte Kenntniserarbeitung einzusteigen; für die Problemstellung der vorliegenden Arbeit heißt es, zumindest einige grundlegende meteorologische Zusammenhänge einzubringen (Teil 1.3. und 4.3.), in die für Geographen immer noch ungewohnte Sphäre der troposphärischen Höhenströmung einzudringen, die angesichts des immensen Datenumfangs unverzichtbare Vertrautheit mit elektronischer Datenverarbeitung systematisch zu entwickeln, mit begründender Sorgfalt eine gezielte Anwendung statistischer Auswertungsmethoden vorzubereiten (Teil 4.3.1.) und auch einige einfachere mathematische Formulierungen bei der Quantifizierung sachlicher Inhalte nicht zu umgehen (Teil 2.4.). Klimageographische Erkenntnisse und Ergebnisse lassen

sich also nur mehr unter Einbeziehung methodischer und inhaltlicher Momente gewinnen, die nicht innerhalb des eigenen Faches entwickelt worden sind und (noch) nicht zu seinem allgemein verbreiteten Kenntnisstand gehören. Insofern ist WEISCHET (1967, S. 434) uneingeschränkt zuzustimmen, wenn er vor einer "auch nur nomenklatorischen Unterscheidung" zwischen Klimatologie und Klimageographie warnt. Dagegen stellt sich die von WEISCHET (1967) im gleichen Beitrag vor über 20 Jahren aufgeworfene Frage immer wieder neu, ob angesichts derartiger Entwicklungen klimatologische Forschung im Rahmen der Geographie überhaupt noch betrieben werden kann oder soll. WEISCHET beantwortet sie damals mit der erläuternden Ausweisung zweier neuer Untersuchungsschwerpunkte für die Geographie, der synoptischen und der Geländeklimatologie. Untersuchungen der physikalisch-numerisch arbeitenden dynamischen Klimatologie insbesondere aus den höheren Atmosphärenschichten werden zwar in ihrer unverzichtbaren Bedeutung auch für die Geographie hervorgehoben, aber noch mehr als eine von außen an die Geographie herangetragene und von ihr im rezipierenden Nachvollzug zu bewältigende Herausforderung charakterisiert. Gut zwei Jahrzehnte später kann zur Situation der Klimatologie in der Geographie festgestellt werden, daß einer der genannten Bereiche - verallgemeinernd als derjenige bezeichnet, der sich mit den klimatischen Verhältnissen unter entscheidender Beeinflussung durch die Beschaffenheit der unteren Grenzfläche der Atmosphäre befaßt - längst zu einem umfangreichen und gesicherten Forschungsschwerpunkt geworden ist (man denke etwa nur an die Fülle stadtklimatologischer Arbeiten), daß ein weiterer wichtiger Bereich mit der Problematik großräumiger anthropogener Klimamodifikationen Fuß gefaßt hat und daß der umfassende Bereich natürlicher Klimaschwankungen und -Anomalien eine beständige Ausweitung erfahren hat, allerdings mit eindeutigen Schwerpunkt im nicht-deutschsprachigen Bereich bei fachlichem Zusammenwirken mit Meteorologie und Geophysik. Dabei gelangen sowohl synoptisch-klimatologische als auch zirkulationsdynamische Arbeitsweisen zur Anwendung, erstreckt sich die räumliche Skala von Einzelstandorten bis zu globaler Ausdehnung und reicht die zeit-

liche Zuordnung vom Paläoklima bis zu Gegenwarts-Anomalien. Hier läßt sich auch die vorliegende Arbeit einordnen, wobei auf rezenter Zeitskala, mit Bezug auf die globalen Tropen oder großräumige Teilgebiete derselben und unter zirkulationsdynamischen Gesichtspunkten vorgegangen wird. Will sich die Geographie den weiterhin an Umfang und Bedeutung zunehmenden Bereich der Klimaschwankungen und -Anomalien auch in Zukunft als Forschungsgebiet erhalten - und Raumbezug wie potentielle praktische Verwertbarkeit etwa in der Prävention klimatischer Risikofolgen stellen gute Gründe dafür dar - dürfen auch dynamische Betrachtungen nicht nur als passiver Nachvollzug außerhalb erarbeiteter Erkenntnisse Eingang finden, sondern müssen selbst aktiver Bestandteil eigener Forschungsanstrengungen sein.

1.2. Begriffsbestimmungen und allgemeine Arbeitsmethodik

Mit der Erweiterung der Klimatologie von der klassischen Mittelwerts- über die synoptische bis hin zur dynamischen Klimatologie hat sich auch der Begriffsinhalt der Basisgröße 'Klima' nachhaltig gewandelt (vgl. hierzu BLÜTHGEN/WEISCHET, 1980, S. 1 ff.). Galt in der klassischen Mittelwertsklimatologie, basierend auf der Vorstellung statischer Langzeitverhältnisse, als Klima eines Ortes der mittlere Zustand der Atmosphäre über einen vereinbarungsgemäß festgelegten längeren (meist 30-jährigen) Zeitraum, so begreift die synoptische Klimatologie Klima als Ergebnis der Abfolge typischer Witterungslagen während eines längeren Zeitraums in charakteristischer Häufigkeitsverteilung. Klimaschwankungen sind folglich dann zu verzeichnen, wenn signifikante Abweichungen langjähriger Mittelwerte (z.B. 30-jähriger sog. Normalperiodenwerte) bzw. signifikante Veränderungen der Witterungslagen oder ihrer Häufigkeitsverteilungen auftreten. Beide Auffassungsvarianten vermögen allerdings nicht diejenigen Abweichungen und Anomalien zu erfassen, die aufgrund bedeutsamer Folgewirkungen gerade in jüngster Zeit bei entscheidend verbesserten Datengrundlagen verstärkte Aufmerksamkeit und Bearbeitung erfahren haben: auffällige Abweichungen einzelner

Klimaelemente oder vorherrschender Zirkulationsformen in einzelnen Monaten, Jahreszeiten, Jahren oder Dekaden gegenüber entsprechenden langjährigen Durchschnittsverhältnissen, also in Zeiträumen, die zu kurz sind, um in obigen Schwankungsgrößen wirksam werden zu können, die aber auch jenseits der zeitlichen Einordnung des Nachbarbegriffes 'Witterung' liegen (verstanden als Zeitraum von einigen Tagen bis höchstens wenigen Wochen mit einheitlichem Grundcharakter der kurzfristigen Wetterentwicklung, vgl. WEISCHET, 1983, S. 215). Konsequenterweise hat sich deshalb in der dynamischen Klimatologie ein pragmatischer Klimabegriff durchgesetzt, der an die Erkenntnis kontinuierlicher Variabilität atmosphärischer Zustände und Vorgänge über das gesamte zeitliche Spektrum hinweg anknüpft: es wird lediglich zwischen einem kurzperiodischen Teil des Variabilitätsspektrums, dem der Begriff 'Wetter' zugeordnet wird, und einem daran anschließenden langperiodischen Teil unterschieden, dem der Begriff 'Klima' zugeordnet wird, wobei die Grenze der beiden Spektralbereiche oftmals an der theoretischen Grenze der deterministischen Wettervorhersage angenommen wird (HASSELMANN und HERTERICH, 1977, S. 42). Für alle längeren Zeiträume ab etwa einem Monat, also für einzelne Monate, Jahreszeiten, Jahre oder Jahreszusammenfassungen, lassen sich demnach 'klimatische Gegebenheiten' (climatic states) über die zugehörigen Variablen-sätze definieren, und Klimaschwankungen ergeben sich auf der jeweils problembezogen gewählten Zeitskala als signifikante Abweichungen zwischen einzelnen klimatischen Gegebenheiten, Klimaanomalien als signifikante Abweichungen aktueller klimatischer Gegebenheiten von längerfristig gemittelten (vgl. BLÜTHGEN/WEISCHET, 1980, S. 696 f.). Diese Festlegungen, die zweifelsohne nur mehr wenig mit traditionellen klimageographischen Vorstellungen gemein haben, zeichnen sich durch mehrere Vorteile aus: i) sie entsprechen im Unterschied zu früheren statischen Klimaauffassungen dem kontinuierlichen Variabilitätsspektrum der Atmosphäre; ii) sie umfassen auch die signifikanten Abweichungen kürzerer Periode (z.B. saisonale bis mehrjährige Dürreperioden), die Mensch und Umwelt nachhaltig betreffen und längst zu einem Schwerpunkt klimatolo-

gischer Forschung geworden sind; iii) sie sind frei von starrer definitiver Einengung und ermöglichen eine flexible, an der jeweiligen Problemstellung orientierte Sachbearbeitung. Die monatlichen oder jahreszeitlichen Niederschlags-, Bewölkungs- und Zirkulationsanomalien der nachfolgenden Kapitel etwa lassen sich damit als Teil oder als spezielle Erscheinungsform klimatischer Anomalien begreifen.

Vollständige Begriffsbestimmungen gehen allerdings noch über das bisher Gesagte hinaus: so wird etwa das Klima auf den Zustand (state) eines gesamten Klimasystems bezogen, das neben der Atmosphäre auch die mit- und untereinander wechselwirkend verknüpften Komponenten der Kryosphäre, der Ozeanosphäre und der Landoberfläche umfaßt (RASMUSSEN, 1984a, S. 83). KRAUS (1984) nennt in seiner Klimadefinition weitere Punkte: die mehrfachen Zeitskalen (vom Gesamtintervall über externe Perioden und interne Zyklen bis zum Einzelwertsintervall), die einzelfallabhängige räumliche Betrachtungs-Skala (spezifiziert nach Erstreckungsdimension und Auflösungsgrad) sowie den prinzipiellen Bezug auf den gesamten Raum der Atmosphäre (also ohne Einschränkung etwa auf die erdoberflächennahen Schichten). Gerade der letztgenannte Gesichtspunkt unterstreicht erneut die Berechtigung hochtroposphärischer Analysen auch im Rahmen klimatischer Untersuchungen.

Die räumliche Betrachtungs-Skala ergibt sich aus allgemeiner Problemstellung und konkreter Datengrundlage: letztere legt definitiv die effektiven Auflösungsgrade fest (vgl. die jeweils einführenden Aussagen zur Datengrundlage der nachfolgenden Kapitel), erstere umreißt auch die räumliche Erstreckungsdimension. Dabei werden die gesondert behandelten Teilgebiete der Tropen strömungsdynamisch in Regionen des halben Erdumfangs eingeordnet, ansonsten global-tropische Dimensionen zugrundegelegt. Der Begriff der Tropen, der sich nach effektiv-klimatischen Kriterien sehr vielgestaltig und nicht immer einheitlich festlegen läßt (vgl. LAUER, 1975), ist zirkulationsdynamisch recht einfach zu fassen: als Bereich zwischen den beiden hemisphärischen Zonen der außertropischen

Westwinddrift findet er seine polwärtigen Grenzen bei den Achsen der subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen (REYNOLDS, 1985, S. 157). Da diese weder einen kontinuierlichen noch einen statischen Hochdruckgürtel aufbauen, sondern eine zellulär zusammengesetzte Zone systematisch bevorzugter Ansammlung von Hochdruckgebieten, und überdies ihre Achsenpositionen synoptischen wie jahreszeitlichen Schwankungen und Verlagerungen unterliegen, ist eine derartig bestimmte "Tropengrenze" zwangsläufig keine schematisch fixierte Begrenzungslinie. Dies ist jedoch gleichzeitig sachadäquat und impliziert keinerlei Widersprüchlichkeiten, da für die Untersuchung tropischer Klima-anomalien gerade keine starren Abgrenzungen, vielmehr dagegen eine bewußte Einbeziehung randlicher Wechselwirkungsbereiche mit subtropischen und außertropischen Regionen notwendig ist. Im übrigen richten sich linienförmige Begrenzungen nach vorgegebenen Erstreckungen verfügbarer Datengrundlagen oder nach pragmatisch motivierten Erfassungsgesichtspunkten (longitudinal unterschiedliche Meridionalamplituden des polwärtigen ITC-Auswanderns etwa), die unter das oben genannte Einbeziehungsprinzip von Übergangsbereichen subsumiert werden können.

Die eigentliche Untersuchung klimatischer Schwankungen oder Veränderungen kann allgemein-methodisch auf unterschiedliche Weise erfolgen: entweder auf modelltheoretischer Basis mit numerischen Simulationen, wobei Umgebungsdaten lediglich als Randbedingungen oder als Verifikationsmaterial fungieren, oder auf empirischer Basis, wobei aus dem verfügbaren Datenmaterial selbst Auswertungsergebnisse und Erkenntniserweiterungen gezogen werden. Letzteres wiederum kann auf der Basis sowohl von möglichst langen Zeitreihen als auch von kompakterem Datenmaterial geschehen: verwendet man etwa bis zur Jahrhundertwende oder noch weiter zurückreichende Datenreihen (NICHOLSON, 1979b; FLEER, 1981a; MOOLEY und PARTHASARATHY, 1984; GREGORY, 1988b), lassen sich neben allgemeinen Zeitreihenstatistiken und Raummustern von Anomalieverteilungen auch zeitliche Abschnitte mit bestimmten Anomaliehäufungen und teleconnective Zusammenhänge analysierend erarbeiten. In vor-

liegender Studie sollen jedoch gerade auch zirkulationsdynamische Bedingungen unterschiedlicher klimatischer Gegebenheiten untersucht werden, für die das notwendige Datenmaterial in global-tropischer Erstreckung und der erforderlichen raumzeitlichen Auflösung (tägliche Angaben auf relativ feinmaschigen Gitternetzen) erst seit Ende der 60-er Jahre existiert. Insgesamt konnte ein 18-jähriger Zeitraum (1968-1985) abgedeckt werden, innerhalb dessen folgende Untersuchungsmöglichkeiten bestehen: legt man den dynamischen Klimabegriff zugrunde (siehe weiter oben), lassen sich in einzelnen Monaten oder Jahreszeiten signifikante Klima-anomalien feststellen, also auffällige Abweichungen aktueller Elementenwerte (Niederschlag oder Bewölkung) von ihrem zugehörigen 18-jährigen Durchschnitt, die sich mit verschiedenen Einzelmethoden (Teil 4.) zirkulationsdynamisch kennzeichnen lassen. Der potentielle Erkenntnisgewinn derartiger Anomaliestudien liegt über die erfaßten Einzelfälle hinaus in der sowohl theoretisch anzunehmenden (FLOHN, 1973a, S. 85) als auch empirisch nachzuweisenden Gegebenheit (TYSON, 1988), daß sich mit auffälligen Witterungs- oder Klima-anomalien einhergehende Zirkulationsanomalien abgesehen von unterschiedlichen Auftretshäufigkeiten und Persistenzgraden über sämtliche Zeitskalen hinweg konfigurativ äußerst stark ähneln. Ergebnisse über spezifische Zirkulationsverhältnisse während anomal feuchter oder trockener Einzelmonate oder -Jahreszeiten, die auf der interannuellen Zeitskala gewonnen werden, haben also auch Bedeutsamkeit für kürzer- oder längerfristige Betrachtungen und damit für das Verständnis von Niederschlagsschwankungen insgesamt.

1.3. Grundlegendes zur Zirkulation und Niederschlags-genese in den Tropen

Um die nachfolgende Diskussion tropischer Zirkulations- und Niederschlagsanomalien begrifflich nachvollziehbar führen zu können, sollen einige grundlegende Aussagen zur allgemeinen Zirkulation der Tropen und zu ihren niederschlagsgenetischen Prozessen vorangestellt sein. Dies kann natürlich nicht in

der Ausführlichkeit einschlägiger Standardwerke geschehen (NEWELL et al., 1972 und 1974; KRISHNAMURTI, 1979; RIEHL, 1979), soll aber wesentliche Momente herausheben, die Grundlage späterer Erörterungen sind. Allgemein können unter 'tropischer Zirkulation' die Austausch- und Transformationsprozesse in demjenigen Teil der Atmosphäre verstanden werden, der sich zwischen den (räumlich wie zeitlich variabel ausgebildeten) subtropisch-randtropischen Hochdruckzonen beider Hemisphären erstreckt. Innerhalb dieses tropischen Teils der Atmosphäre finden wir einige Bedingungen vor, die ihn mit Blick auf seine allgemeine Zirkulation deutlich vom außertropischen Teil unterscheiden:

a) bei ganzjährig positiver Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche (vgl. KESSLER, 1968, S. 96) bilden sich wesentliche Quellgebiete des vertikalen und horizontalen Transports von (sensibler wie latenter) Wärme und von Wasserdampf, die über den partiellen Export in außertropische Breiten einen Teil der Bedeutsamkeit der Tropen für die allgemeine Zirkulation der gesamten Atmosphäre konstituieren.

b) Die horizontalen Temperaturunterschiede innerhalb der Tropen bleiben im Vergleich zu den Frontalzonen der Mittelbreiten relativ gering; frontale Prozesse der Störungs- und Niederschlagsentstehung spielen deswegen im allgemeinen eine untergeordnete Rolle, wenngleich gelegentlich an der Rückseite großamplitudiger Tröge der außertropischen Westwinddrift weit äquatorwärts gesteuerte Kaltfronten mit typischen frontalen Einbruchphänomenen beobachtet werden (WEISCHET, 1983, S. 232) und KOUSKY (1979) sogar von ganzjährigen frontalen Einflüssen auf den Südteil Nordost-Brasiliens berichtet.

c) Die horizontalen Luftdruckgradienten bleiben entsprechend im allgemeinen relativ gering, erzeugen allerdings in nahezu reibungsfreien höheren Atmosphärenschichten aufgrund der niedrigen Breitenlage eine höhere geostrophische Windstärke

$$v_g = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} \cdot \frac{1}{2\omega \cdot \sin\varphi}$$

(ρ : Luftdichte; $\frac{dp}{dn}$: horizontaler Luftdruckgradient;

ω : Winkelgeschwindigkeit der Erde; φ : geographische Brei-

te) als bei gleichem Gradientbetrag und gleicher Luftdichte in höheren Breiten (siehe WEISCHET, 1983, S. 126). Weiterhin geht der Coriolisparameter $f = 2\omega \cdot \sin\varphi$ bei Äquatorannäherung gegen Null, so daß die geostrophische Windapproximation nur noch in bestimmten Luftdruckkonstellationen bis höchstens 3° Breite brauchbar ist (RUDLOFF, 1967, S. 161), ansonsten ein zunehmend direkter Druckausgleich oder bei transäquatorialen Strömungen eine im Mittel bis 4.5° Breite reichende zentrifugalkraftbedingte Windablenkung vom Druckgefälle im Sinne der Herkunfts-Hemisphäre stattfindet (RUDLOFF, 1967, S. 164).

d) Die Freisetzung latenter Wärme dagegen spielt eine wesentlich größere Rolle als in den Außertropen: die mit den generell höheren Temperaturen exponentiell größere Wasserdampfaufnahmekapazität ermöglicht bei geeigneten Strömungsverhältnissen entsprechend umfangreichere latente Energiefreisetzungen, die ein konvektionsverstärkendes Potential, eine energetische Quelle für die Auslösung wellenförmiger Störungen und ein wesentliches Antriebsmoment sowohl für intensive Einzelstörungen (tropische Zyklonen) als auch für die gesamte Zirkulation der Tropen und ihre energetischen Exporte darstellen (FLOHN, 1975, S. 4 ff.).

e) Zwischen den Zonen der subtropisch-randtropischen Hochdruckgebiete und der als relatives Druckminimum dazwischengelegenen sog. äquatorialen Tiefdruckrinne bilden sich auf beiden Hemisphären gemäß des großräumig äquatorwärts gerichteten Luftdruckgefälles und der hemisphärisch richtungsentgegengesetzten Coriolisablenkung in den höheren nahezu reibungsfreien Troposphärenschichten Zonen tropischer Ostwinde, in der unteren Troposphäre unter dem zusätzlichen Einfluß der Bodenreibung die nordhemisphärischen Nordost- bzw. die südhemisphärischen Südostpassate. Allerdings sind diese Winde mit östlichen Zonalkomponenten nicht überall und immer so regelmäßig ausgebildet, daß man analog zu den Außertropen von einem generell vorherrschenden Grundstrom mit lediglich entgegengesetztem Richtungssinn sprechen könnte (vgl. RIEHL, 1977a, S. 1402): zum einen spielen dafür die monsunalen Zirkulationsumstellungen eine Rolle (siehe weiter unten), zum

anderen die Tatsache, daß die mit der Höhe an Intensität zunehmende außertropische Westwinddrift in höheren Troposphärenschichten weiter äquatorwärts ausgreift als in tieferen; dadurch gelangen in einer Vielzahl von synoptischen Einzelsituationen in der Höhenströmung Ausläufer der Westwinddrift und ihrer Wellenbewegungen bis in den Bereich der Tropen; mittlere Höhenwindfelder im 200 hPa-Niveau weisen etwa für Januar sogar durchgehend westliche Zonalkomponenten über weiten Teilen des Pazifiks und des Atlantiks aus (OORT, 1983, S. 29; PETROSSIANTS und SEMENOV, 1985, S. I 96).

f) Die im einzelnen durchaus vielgestaltigen Strömungskonfigurationen innerhalb der Tropen lassen sich systematisierend als Überlagerungen verschiedener vertikaler Zirkulationszellen und horizontaler Bewegungsgesetzlichkeiten begreifen. Letztere werden vor allem in Gestalt jetstream-gesteuerter Massenverlagerungen und synoptischer Wellenausbreitungen wirksam (siehe weiter unten), erstere existieren in zwei Hauptvarianten: einmal als mittlere Meridionalzirkulation (Hadley-Zelle), die (jeweils auf eine Hemisphäre bezogen) ihren absteigenden Ast im Bereich der subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen, ihren äquatorwärts gerichteten Ast in Gestalt der Meridionalkomponente der bodennahen Passatwinde, ihren aufsteigenden Ast im Konvektionsbereich der sog. äquatorialen Tiefdruckrinne und ihren polwärts gerichteten Ast in Gestalt der Meridionalkomponente der (gemäß des hemisphärischen Druckgefälles induzierten) quasi-geostrophischen Höhenströmung besitzt; zum anderen als zonal orientierte Walker-Zirkulation, die ihre auf- bzw. absteigenden Äste je nach der zonalen Anordnung von Wärmequellen oder -Senken und ihre zonalen Äste in den zugehörigen umlaufkonformen Horizontalströmungen ausbildet (also z.B. aufsteigende Luftbewegung über dem sog. 'maritimen Kontinent' Indonesiens, westwärtiges Abströmen mit den östlichen Höhenwinden über dem Indischen Ozean, Abstieg über dem äquatornahen Aufquellgebiet kühler Wassermassen östlich von Afrika und zonaler Rückfluß mit den bodennahen äquatorialen Westwinden, vgl. FLOHN (1975, S. 15 f. und S. 19 f.), ebenso wie zur gleichsinnig orientierten Walker-Zelle über Afrika (Aufstieg über der zentral-afrika-

nischen Graben- und Gebirgsregion, Abstieg über dem Golf von Guinea) und zu den entgegengesetzt gerichteten Zellen im Pazifik und Atlantik mit westlichen Höhen- und östlichen Oberflächenwinden sowie den Aufstiegsgebieten über Indonesien bzw. dem zentralen Südamerika und den Abstiegsgebieten über den aufquellenden Tiefenwässern entlang der südamerikanischen bzw. afrikanischen Westküste). Räumlich noch stärker differenzierte und jahreszeitlich aufgelöste Präsentationen empirisch belegter mittlerer Meridional- und mittlerer Ost-West-Zirkulationen finden sich bei KRISHNAMURTI (1971b) und KRISHNAMURTI et al. (1973b). FLOHN (1975, S. 29 ff.) versucht in Anlehnung an KRISHNAMURTI (1971a) Hadley- und Walker-Zirkulationen in ein umfassendes Konzept ultralanger Wellen zu integrieren, wobei aus der Überlagerung meridionaler und zonaler Komponenten diagonal verlaufende schräge Zirkulationen entstehen, deren Äste mit quasi-permanenten Strömungserscheinungen zusammenfallen (ozeanische NE- bzw. SE-Passate, südasiatischer Sommer-SW-Monsun, darüberlagernde sommerliche ENE-Strömung im Einzugsbereich des tropischen Oststrahlstroms, WSW- bzw. WNW-Höhenströmungen auf den Vorderseiten der mitteleozanischen Höhenträge sowie die großräumig bereits erwähnten vertikalen Aufstiegs- und Abstiegsgebiete). Mit Ausnahme der südasiatischen Zelle, deren Richtungssinn auch entgegengesetzt ist, koinzidiert die Lage der ultralangen Wellen mit den Vorderseiten der quasi-stationären Höhenträge der außertropischen Westwindzonen, von denen aus sich ausgehende diagonale Wolkenbänder bis in die inneren Tropen erstrecken können (FLOHN, 1975, S. 22 ff.) und dergestalt als sinnfälliges Wechselwirkungsmoment zwischen tropischer und außertropischer Zirkulation in Erscheinung treten.

g) Weite Teile der Tropen unterliegen einem charakteristischen jahreszeitlichen Wechsel in vorherrschender Windrichtung und allgemeinem Witterungscharakter, der in früheren Auffassungen mit kontinental vergrößerten thermischen Ausgleichszirkulationen zwischen Land und Meer zu erklären versucht wurde (im Sommer feuchte Winde, die vom relativ kühlen Ozean zum überhitzten Kontinent wehen und sich dort abregnen, im Winter trockene Winde, die vom abgekühlten Land zum rela-

tiv warmen Meer wehen und keinen Niederschlag zu liefern vermögen). FLOHN (1960a) nennt Befunde, die damit konfliktieren (z.B. die Existenz eines derartigen jahreszeitlichen Wechsels sowohl inmitten freier Ozeane als auch im meerfernstesten Kontinentinneren), und erklärt stattdessen die monsonalen Umstellungen als Folge der sonnenstandsbedingten Verlagerungen der planetarischen Windgürtel, wobei dem thermischen Einfluß der Kontinente nur mehr modifizierende Wirkung in Form eher einsetzender und vor allem weiter reichender Breitenverlagerungen zukommt. In den kontinental geprägten Bereichen bildet sich im jeweiligen Hemisphärensommer aufgrund des weiträumigen Druckgefälles zu den markanten, jedoch geringmächtigen randtropischen Hitzetiefs eine innertropische Westwindzone in der unteren Troposphäre (unter Bodenreibungseinfluß zu nordhemisphärischen SW- bzw. südhemisphärischen NW-Monsunen abgelenkt), die von FLOHN (1965b) als ein eigenständiges Zirkulationsglied, von WEISCHET (1983, S. 228) als Folge des Äquatorübertritts winterhemisphärischer Passate mit anschließend gegensinniger Coriolisablenkung gedeutet wird. In jedem Falle bedingen die polwärtigen Komponenten der niedertroposphärischen SW- bzw. NW-Monsune aufgrund der durch die Meridiankonvergenz gegebenen Einengung der Überströmungsfläche eine generelle Hebungstendenz sowie eine gesteigerte Niederschlagsbereitschaft, die allerdings abseits orographischer Hindernisse erst durch geeignete Höhenströmungsverhältnisse in Wirksamkeit gesetzt werden muß (siehe weiter unten). An den Rändern der innertropischen Westwindzone entstehen Konfluenzzonen mit den Passatströmungen der beiden Hemisphären, die häufig als nördlicher und südlicher Ast der innertropischen Konvergenzzone (ITC) apostrophiert werden; aufgrund der geringen Vertikalmächtigkeit und des im Auslaufbereich der Winde nur noch schwachen Konvergenzeffekts sind diese bodennahen Konfluenzbereiche aber kaum wetterwirksam und meist sogar niederschlagsfrei. In der mittleren und oberen Troposphäre aber bildet sich gerade zwischen ihnen eine zusammenhängende Zone mit hochreichender Konvektion, die den aufsteigenden Ästen der mittleren Hadley- und Walker-Zirkulationen entspricht, im Satellitenbild als Ansammlung organisierter

Quellbewölkung mit stratiformen Auswehungen in den oberen Wolkenstockwerken erscheint und den betroffenen Regionen die wohlbekannten monsonalen Sommerniederschläge beschert. Diese Bereiche der eigentlichen innertropischen Konvergenzzone (ITC) sind mit massenkonvergenten Gesamtbewegungen in der unteren sowie mit divergentem Ausströmen in der oberen Troposphäre verbunden und beziehen ihre Antriebsenergie nach initialer Konvektionsinduktion (sei es durch thermische Impulse von der Unterlage (WEISCHET, 1983, S. 236) oder durch konvergente Horizontalströmungen in unteren Schichten (HOLTON, 1979, S. 334 f.) über die eingeleitete Freisetzung latenter Energie in den 'heißen Türmen' der hochreichenden tropischen Konvektionsbewölkung (FLOHN, 1975, S. 6). Diese großräumigen vertikalen Aufstiegsgebiete verlagern sich in den kontinental geprägten Bereichen der Tropen bei rund einmonatiger Verzögerung mit der sonnenstandsbedingten Breitenverschiebung der Zirkulationszellen und verursachen in den äquatorferneren Gebieten den charakteristischen Wechsel von Regen- und Trockenzeit sowie in den äquatornäheren und damit nur graduell von den Verlagerungskonsequenzen betroffenen Gebieten die typische Zweigipfligkeit im immerfeuchten Niederschlagsjahresgang (mit allen dazwischenliegenden Abstufungen, die zwar landschaftsökologisch teilweise als signifikant, zirkulationsdynamisch aber lediglich als graduell einzuordnen sind). Über den großflächigen Ozeangebieten des Pazifiks und Atlantiks reicht die durch den andersartigen ozeanischen Wärmehaushalt verzögerte und vor allem ausmaßlimitierte Breitenverlagerung der Steuerungszentren nicht aus, um eine ausgeprägte bodennahe innertropische Westwindzone zu erzeugen; andererseits kann sich gerade dort eine zeitweilige (HUBERT et al., 1969) oder im Ostpazifik sogar systematische Zweiteilung der wetterwirksamen ITC ergeben (FLOHN, 1975, S. 20; SAHA, 1973; RAO und THEON, 1977), weil über den äquatornahen Ostteilen dieser Ozeane normalerweise kühle Auftriebswässer eine Abkühlung der überlagernden Atmosphärenschichten vom Untergrund und eine wolkenauflösende Absinkbewegung induzieren (FLOHN, 1971, S. 18). Großräumige Klima-anomalien (z.B. El-Niño-Ereignisse im erweiterten Begriffssinn) sind Abweichungen von diesem 'Nor-

malzustand' und mitumfaßter Teil der nachfolgenden Anomalieuntersuchungen.

Das häufige Auseinanderfallen von bodennaher Windkonfluenz und wetterwirksamer Massenkongruenz (FLOHN, 1975, S. 19) wirft zwingend die Frage nach den entscheidenden Prozessen auf, die zur Auslösung von Niederschlagsereignissen führen und mithin auch deren Variabilität mitbedingen können. WEISCHET (1983, S. 236) spricht von der thermischen Konvektion (verstanden als vertikale Aufwärtsbewegung von Luftquanten als Folge des Auftriebs bei labiler Luftschichtung, siehe S. 156), die in der Auslaufzone der zunächst stabil geschichteten Passate zum meteorologisch bestimmenden Vorgang werde. Allerdings darf man sich nicht die triviale Vorstellung eines alltäglich wiederkehrenden Rhythmus' mit einstrahlungsbedingter Aufheizung, Quellwolkenbildung und nachmittäglichen Gewitterregen machen. NIEUWOLT (1968) etwa hat selbst für das äquatornahe Klima am Beispiel Singapurs den Mythos beständiger Monotonie entzaubert und tägliche wie phasenhafte Niederschlagsschwankungen gleichermaßen aufgezeigt wie unterschiedliche Wittertypen und ihre variablen Abfolgen. RIEHL (1978, S. 29) sieht sogar nur 1% der gesamten Tropen durch eigenständige Vertikalbewegungen, 99% dagegen durch horizontale Strömungen und die von ihnen ausgelösten wetterwirksamen Prozesse kontrolliert. Konvektive Niederschlagsbildung in den Tropen sollte also zunächst nur als Prozeßtyp verstanden werden (im Unterschied zu frontaler Niederschlagsbildung in den Außertropen etwa), für den Erwärmung von der Unterlage oder Feuchtlabilisierung kennzeichnende Prozeßparameter sind, dessen Wirksamkeitsbedingungen aber darüberhinaus zu spezifizieren sind. Grundlegende Wahrnehmung dafür ist der auffällige Organisationsgrad tropischer Konvektionsaktivität, d.h. konvektive Wolken- und Niederschlagsbildung verteilen sich nicht unsystematisch-zufällig über die tropischen Regengebiete, sondern in wohlorganisierten Anordnungsformen mit sowohl quasi-stationären als auch wandernden Aktivitätszentren (im Satellitenbild etwa an den dichtgescharteten Cumulonimbus-Ansammlungen der sog. cloud clusters zu verfolgen). Welche Um-

stände aber führen zur organisierten Konvektion in den Tropen? Mehrere Aspekte des horizontalen Windfeldes müssen dabei in die Betrachtung einbezogen werden:

1) Entscheidende Bedeutung besitzt die troposphärische Höhenströmung. TYSON (1988, S. 205 ff.) gibt aus Südafrika ein eindrucksvolles Beispiel dafür: zwei Tage mit ähnlicher niederschlagsträchtiger Zirkulation in unteren Schichten, mit ähnlicher vertikaler Feuchtigkeitsverteilung und ähnlich instabiler Schichtung zeigen in Abhängigkeit von der 500 hPa-Strömung entgegengesetztes Niederschlagsgepräge: einmal verbreiteten Regen durch Instabilitätsrealisierung aufgrund hochtroposphärischer Massendivergenz und induzierter Aufstiegsbewegung, das andere Mal Niederschlagslosigkeit durch nicht realisierte Instabilität aufgrund hochtroposphärischer Massenkongruenz in einem Hochdruckrücken mit unterdrückter Aufstiegsbewegung. Die von der Dynamik der Horizontalströmung abhängige Verteilung der Konvergenz- und Divergenzgebiete gerade in der höheren Troposphäre differenziert also die Realisierung einer allgemeinen Konvektionsbereitschaft.

2) Systematische Anordnungsformen von Konvergenz- und Divergenzgebieten werden gerade durch hochtroposphärische Strahlströme (jetstreams) erzeugt. Aus dem Bereich der Tropen ist vor allem der im nordhemisphärischen Sommer zwischen Pazifik und Atlantik ausgebildete tropische Oststrahlstrom (tropical easterly jet TEJ) bekannt, der erstmals von KOTESWARAM (1958) in seinen dynamischen Eigenschaften und Konsequenzen beschrieben worden ist. Wesentliches Steuerungsmoment ist das sog. Tibet-Hoch, das sich im Sommer über der hochgelegenen Heizfläche des tibetanischen Plateaus in der oberen Troposphäre als intensive und quasi-stationäre Zelle herausbildet (FLOHN, 1964a, S. 1; REITER und DING, 1980/81). Eine ähnliche, wenngleich nicht so kräftige Höhenantizyklone entsteht im südhemisphärischen Sommer über dem peruanisch-bolivianischen Altiplano (FLOHN, 1975, S. 11; VIRJI, 1981). Der steile Äquatorwärts gerichtete Temperatur- und Druckgradient in der oberen Troposphäre erzeugt unter Berücksichtigung der Coriolisablenkung eine kräftige östliche Höhenströmung, die über Südasien Strahlstromintensität erreicht und mit ihrem Zentrum

nahe 15°N und im 150 hPa-Niveau verläuft (FLOHN, 1964a, S. 2). Auf der gesamten Wegstrecke zwischen Pazifik und Atlantik unterliegt die östliche Höhenströmung charakteristischen Geschwindigkeitsveränderungen: Beschleunigungen im sog. Einzugsgebiet vor dem gradientverstärkenden Tibet-Hoch und Abbremsungen in der nachfolgenden Deltaregion, für die neben dem abnehmenden Gradienten auch der vertikale Drehimpulsaustausch mit der unterlagernden SW-Monsunströmung eine Rolle spielt, die im Bereich Indiens während der Hauptmonsunzeit 5-7 km Mächtigkeit erreichen kann. Geschwindigkeitsveränderungen erzeugen ageostrophische Quercirkulationen, die sich mit FLOHN (1964a, S. 25 ff.) folgendermaßen erklären lassen: aufgrund trägheitsbedingter Verzögerungen in der Strömungsgeschwindigkeitsanpassung an veränderte Luftdruckgradienten stellt sich im Einzugsgebiet ein Ungleichgewicht zwischen den geostrophischen Komponenten der Gradientkraft und der geschwindigkeitsabhängigen Corioliskraft ein, das eine äquatorwärtsgerichtete ageostrophische Massenverlagerungskomponente erzeugt, die ihrerseits zu Divergenz auf der polwärtigen, zu Konvergenz auf der äquatorwärtigen Seite des Jetmaximums führt. Massendivergenz in der Höhe aber zieht Bodenluftdruckfall (Aufbau des sog. Monsuntroges), bodennahe konvergentes Einströmen und ausgleichende vertikale Aufwärtsbewegung nach sich, Massenkongvergenz in der Höhe dagegen Bodenluftdruckanstieg, bodennahe divergentes Ausströmen und ausgleichende vertikale Abwärtsbewegung. Damit sind die Bedingungen für ein Einsetzen der sommermonsunalen Niederschläge über Vorder- und Hinterindien geschaffen, die charakteristischer Weise im Höhendivergenzbereich über Nordost-Indien und den östlich anschließenden Gebieten auch früher zu fallen beginnen als etwa im südlichen und mittleren Indien, während z.B. Sri Lanka in eine seiner zwar nicht trockenen, aber niederschlagsreduzierten Phasen eintritt (vgl. DOMRÖS, 1968 und 1972). Die nun über Nordindien und vor allem am Himalaya-Anstieg konvektiv freigesetzte latente Energie erzeugt ein hochtroposphärisches Temperaturmaximum, das maßgeblich zur Stabilisierung der tibetanischen Hochdruckzelle und damit der gesamten installierten Monsunzirkulation beiträgt. Im Deltabereich der oberen

Strahlströmung jedoch kehrt sich die ageostrophische Quercirkulation um: die trägheitsbedingte Verzögerung in der Strömungsgeschwindigkeitsanpassung an die reduzierten Luftdruckgradienten führt jetzt zu einer polwärts gerichteten ageostrophischen Massenverlagerung, die auf der äquatorwärtigen Seite des Jetmaximums Divergenz in der Höhe, Bodenluftdruckfall, konvergentes Einströmen in den unteren Schichten und konvektionsfördernde Aufwärtsbewegung erzeugt, auf der polwärtigen Seite dagegen Konvergenz in der Höhe, Bodenluftdruckanstieg, divergentes Ausströmen in den unteren Schichten und konvektionsbehindernde Absinkbewegung. Dies bedeutet für Nordafrika einmal die gegenüber Indien wesentlich südlichere Lage der sommermonsunalen Regengebiete, zum anderen die wirkungsvoll unterdrückte konvektive Aktivität im Umfeld der bodennahen ITC und die erst mehrere hundert Kilometer weiter südlich beginnende Zone ergiebiger Niederschläge (vgl. FLOHN, 1965c; CHANG, 1972, S. 58). Wie entscheidend das kurz umrissene Höhenwindregime für die sommermonsunalen Niederschläge ist, zeigt sich auch noch daran, daß sie tatsächlich erst nach seiner Installation, dann allerdings sehr rasch einsetzen ("Monsunausbruch"), während beispielsweise in Indien die schon einige Wochen zuvor ausgebildeten bodennahen SW-Winde dies nicht zu leisten vermögen; weiterhin sind alle sog. Monsunpausen innerhalb der Regenzeit auch mit Umstellungen im Höhenwindregime verbunden, die uns bei der Diskussion von regionalen Niederschlagsanomalien wiederbegegnen werden (Teil 6.).

Die geschilderten Massenverlagerungsprozesse unterliegen selbstverständlich permanenten Schwankungen in Ausmaß, Intensität und räumlicher Konzentrationsanordnung, fungieren aber als ein wesentliches Antriebsmoment der Monsunzirkulation und als Organisationsmoment konvektiver Prozesse. Ihre Ausbildung ist gerade im indisch-afrikanischen Bereich durch Ortsgebundenheit und Intensität der tibetischen Höhenantizyklone klar strukturiert und machtvoll realisiert (FLOHN (1965e) erklärt damit sogar den etwa gegenüber Zentral-Australien wesentlich höheren Ariditätsgrad der Sahara), darf aber auch für andere

Bereiche der Tropen selbst in abgeschwächter oder stärker variabler Form als folgewirksam aufgefaßt werden. So bilden sich etwa als Konsequenz der blockierenden Wirkung thermischer Höhenhochs auf die zonale Grundströmung weitere dynamische Hochdruckgebiete mit zwischenliegenden trogförmigen Auslenkungen der Höhenströmung (KRISHNAMURTI et al., 1973a), die im Mittel eine quasi-stationäre Wellenanordnung ergeben (Hochs über Tibet, Mexiko, der Sahara, dem Altiplano, Südafrika, nordwestlich und nordöstlich von Australien sowie die mittelozeanischen Tröge, vgl. KRISHNAMURTI, 1971a), in den synoptischen Einzelsituationen aber sehr vielgestaltig sein können. Dementsprechend verändern auch die großräumigen Konvergenz- und Divergenzgebiete ihre Lage oder Intensität, wobei aufgrund des induzierten wellenförmigen Strömungsverlaufs weitere dynamisch bedingte Massenverlagerungsbereiche entstehen (zyklonales Einströmen mit Höhenkonvergenz und retardierter Konvektion, antizyklonales Ausströmen mit Höhendivergenz und stimulierter Konvektion).

3) Neben ageostrophischen Quercirkulationen spielen auch in den Tropen verschiedenartige Wellenstörungen eine ausschlaggebende Rolle bei der Organisierung konvektiver Prozesse und bei der über Tagesrhythmen hinaus zu beobachtenden phasenhaften Zusammenfassung unterschiedlich geprägter Witterungsabschnitte. Genese und Dynamik dieser Wellenstörungen differieren allerdings erheblich gegenüber außertropischen Prozessen. Zumeist handelt es sich um Strömungsauslenkungen in einer östlichen Grundströmung ('easterly waves'), während westliche Wellen auf äquatornahe Gebiete mit größerer Vertikalmächtigkeit der innertropischen Westwindzone beschränkt sind (z.B. Malayen-Halbinsel, vgl. BORCHERT, 1978, S. 104). Easterly waves entwickeln sich mit Wellenlängen zwischen 2000 und 4000 km bei einer Lebensdauer von 1-2 Wochen (AYOADE, 1983, S. 92) vor allem im unteren Teil der Troposphäre (meist im 600-700 hPa-Niveau besonders gut ausgebildet) und sind zuerst über der Karibik und über Nordafrika studiert worden. Zu ihrer Entstehung liegen unterschiedliche Erklärungsansätze vor: speziell für Nordafrika ist der mögliche Einfluß des äthiopischen Hochlandes genannt worden, entweder als mechanische

Strömungsauslenkung (FRANK, 1969) oder als herausgehobene Wärmequelle (CARLSON, 1969). BURPEE (1972) hingegen kann keinerlei Beziehung zwischen konvektiver Aktivität und initialer Wellenentwicklung entdecken und nennt wie RENNICK (1976) als Instabilitätsursache horizontale wie vertikale Windscherungen, die im Zusammenhang mit dem regionalen jet-ähnlichen Ostwindmaximum nahe 14°N zwischen 600 und 700 hPa auftreten (nicht zu verwechseln mit dem oben diskutierten TEJ in 150 hPa !). Man spricht im horizontalen Fall auch von barotroper Instabilität, für die sich mit

$$\frac{\partial f}{\partial y} - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0$$

(f: Coriolisparameter; u: zonale Windkomponente; y: Meridionalcoordinate; ∂ : partieller Ableitungsoperator) eine leicht faßbare notwendige Bedingung angeben läßt (vgl. HOLTON, 1979, S. 354). Aber auch barokline Instabilität, die aufgrund größerer horizontaler Temperaturgradienten zur Wellenbildung führt, ist in den Tropen nicht generell ausgeschlossen: etwa beim Eindringen außertropischer Kaltfronten zwischen zwei subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen (BARRY und CHORLEY, 1982, S. 249) oder im Bereich zwischen regional gradientstarken bodennahen Schichten und der durch latente Energiefreisetzung gradientnivellierten mittleren Troposphäre (FRANK, 1983, S. 1923; HOLTON, 1979, S. 351). Die Schwellenwerte für das Erreichen barokliner Instabilität hängen allerdings auch noch von regionsspezifischen Randbedingungen ab; TETZLAFF et al. (1985) etwa geben für die untere, 3 km mächtige Troposphärensicht über dem Sahel einen meridionalen Temperaturgradienten von 2 - 2.5 K / 280 km an. Schließlich vermag auch bedingte Instabilität eine Rolle in der Wellendynamik zu spielen: zwar reicht die latente Energiefreisetzung bei der Cumulus-Konvektion nicht aus, um kurzfristig neue Wellen entstehen zu lassen (WALLACE, 1972, S. 199), aber die Interaktion zwischen Cumulus-Konvektion und einer großräumigen Initialstörung kann unter bestimmten Bedingungen zu deren Instabilitätswachstum führen (HOLTON, 1979, S.355 ff.). Notwendige Bedingungen dafür sind folgende: i) die poten-

tielle Äquivalenttemperatur in einem Ausgangsniveau konvektiven Aufstiegs muß größer sein als die potentielle Äquivalenttemperatur einer hypothetisch wasserdampfgesättigten Atmosphäre gleicher Temperaturstruktur in einem darübergelegenen Niveau (HOLTON, 1979, S. 334 f.); erst dann kann ein Luftpaket das Auftriebsmoment einer feuchtlabilen Schichtung gewinnen. ii) Da diese Bedingung nur in der unteren Troposphäre der Tropen erfüllt ist, die ihrerseits im unteren Teil im allgemeinen nicht wasserdampfgesättigt ist, ist zunächst ein erheblicher erzwungener Aufstieg erforderlich, der abseits orographischer Hindernisse nur durch Konvergenzen im horizontalen Strömungsfeld der unteren Troposphärenschichten herbeigeführt werden kann (HOLTON, 1979, S. 334 f.); diese Konvergenzen sind also Voraussetzung und nicht erst Folge selbstverstärkender Cumulus-Konvektion und treten im Kontext dynamisch bedingter Höhendivergenzen (siehe Punkt 2) oder initialer Wellenstörungen auf. iii) Die im Rahmen der erzwungenen und nachfolgend selbstverstärkten Cumulus-Konvektion freigesetzten latenten Energiebeträge müssen groß genug sein, um die Initialstörung nicht nur zu erhalten, sondern ihr darüberhinaus einen Wachstumsimpuls zu übertragen (HOLTON, 1979, S. 356); offensichtlich wird das von den involvierten Wasserdampfmenen und der Intensität der Feuchtigkeitskonvergenz abhängen.

Über Afrika werden von REED (1978) sowohl kombiniert barotrope-barokline Instabilitäten als auch latente Energiefreisetzen im Kontext organisierter Konvektion als wellenerzeugende oder -verstärkende Prozesse gesehen, über dem Ostatlantik dagegen nur barotrope Instabilitäten; ESTOQUE und DOUGLAS (1978) halten dort auch Druckwelleneinflüsse aus den Mittelbreiten als häufigen Prozess für möglich. Über dem westlichen Pazifik wiederum, dem ein jet-ähnliches Ostwindmaximum im unteren Teil der Troposphäre fehlt, sind barokline Prozesse der Wellenentstehung aus kondensationswärmegespeisten Temperaturkontrasten beobachtet worden (THOMPSON et al., 1979). In jedem Fall sind Wellenstörungen ein verbreitetes Phänomen in den Tropen, das zur Organisation konvektiver Aktivität und

zur Ablaufsystematisierung im Niederschlagsgeschehen führt. Je nach Verhältnis zwischen Windgeschwindigkeit und Verlagerungsgeschwindigkeit der Wellenstörung sowie nach der Einbettung in nieder- und hochtroposphärische Strömungen ergibt sich allerdings eine andersartige Anordnung der wandernden Niederschlagsgebiete: i) in einer durchgehenden Ostströmung mit größerer Wind- als Phasengeschwindigkeit strömen die Luftteilchen auf der Rückseite einer polwärts ausgelenkten Zyklonalwelle ('Trog') in diese ein und durchlaufen sie auf gekrümmter Bahn mit zunächst polwärtiger, nach Passieren der Trogachse äquatorwärtiger Meridional Komponente bis zum Wellenaustritt an der Vorderseite. Dabei ergeben sich charakteristische Veränderungen, die mittels des erstmals von ROSSBY abgeleiteten Theorems der Erhaltung potentieller Vorticity (ausführlicher dargestellt in JACOBET, 1985, S. 242 f.) erklärt werden können: bezeichnet $f = 2\omega \cdot \sin\varphi$ (ω : Winkelgeschwindigkeit der Erde; φ : geographische Breite) den Coriolisparameter, ζ die vertikale Komponente der relativen Vorticity, die Strömungsanteile horizontaler Drehbewegungen um vertikale Rotationsachsen beschreibt, und Δp die Druckdifferenz zwischen den vertikalen Begrenzungen einer Luftsäule, so formuliert das Theorem die Erhaltung einer dynamischen Eigenschaft (potentielle Vorticity) durch individuelle Luftkörper:

$$\frac{f + \zeta}{\Delta p} = \text{const.}$$

Durchläuft ein Luftkörper im oben beschriebenen Sinn den Trog einer easterly wave, so gewinnt er auf der Rückseite sowohl geographische Breite als auch relative Vorticity, d.h. sowohl f als auch ζ werden größer mit der Konsequenz eines kompensatorisch notwendigen Anwachsens von Δp . Dies aber bedeutet eine vertikale Streckung des Luftkörpers bzw. eine allgemeine Hebungstendenz, die sich in systematisch belebter Konvektionsaktivität äußert. Umgekehrt verliert der Luftkörper auf der Trogvorderseite sowohl geographische Breite als auch relative Vorticity, so daß bei der kompensatorischen vertikalen Schrumpfung mit der allgemeinen Absinktendenz eine systematische Unterdrückung konvektiver Aktivität erfolgt. Derar-

tige Wellen mit wolken- und niederschlagsarmen Bereichen an der Vorderseite und einer Zone verdichteter Konvektivbewölkung mit ergiebigen Schauerniederschlägen an der Rückseite sind etwa von RIEHL (1979, S. 332) aus Venezuela, von YANAI und NITTA (1967) aus der Karibik oder von NITTA (1970) sowie von REED und RECKER (1971) aus dem tropischen Pazifik geschildert worden. ii) Bewegt sich die Wellenstörung mit höherer Geschwindigkeit als die einzelnen Luftteilchen in der Grundströmung, werden diese von der durchlaufenden Wellenabfolge überfahren. Dabei ändern sich f und ζ in entgegengesetztem Sinn, wobei meist der Effekt der Vorticity-Änderung noch dominiert. RIEHL (1979, S. 335 f.) weist jedoch darauf hin, daß im Falle flacher Wellen beide Effekte sich nahezu ausgleichen können; als Folge ergibt sich dann nur ein indifferenter Wetterablauf oder vorwiegend Wolkenentwicklung ohne nachhaltige Niederschlagswirksamkeit. iii) Wird eine relativ langsamer als die östliche Grundströmung wandernde Welle von innertropischen Westwinden unterlagert, erfolgt das bodennahe konvergente Einströmen an der Vorderseite des Troges; dort entwickelt sich auch das Gebiet stärkster Aufwärtsbewegung, dichtester Konvektivbewölkung und maximaler Niederschläge (REED et al., 1977). Oberhalb des Niveaus intensivster Wellenausbildung zwischen 600 und 700 hPa finden sich teils mehrere Schichten divergenten Ausströmens, die oberhalb der Trogachse oder etwas vor ihr angeordnet sind (REED et al., 1977; THOMPSON et al., 1979) und die Lokalisierung des Niederschlagsgebietes zusätzlich bestimmen. Wellen dieser Art sind vor allem aus West-Afrika und dem anschließenden Ost-Atlantik (REED, 1978; PAYNE und McGARRY, 1977) sowie aus dem westlichen Pazifik (REED und RECKER, 1971) detailliert untersucht worden. iv) Bei unterlagernden innertropischen Westwinden und höherer Phasen- als Windgeschwindigkeit ergibt sich erneut eine Verschiebung des bodennahen konvergenten Einströmens auf die Vorderseite des Troges, das jedoch häufig von rückwärts gerichtetem divergentem Ausströmen in der Höhe begleitet ist (RIEHL, 1979, S. 334). Dadurch entwickelt sich das stärkste Regengebiet in Nähe der Trogachse selbst, während auf der Rückseite aus stratiformen Auswehungen der ver-

gesellschafteten Cumulonimbustürme noch landregenartige Niederschläge fallen können; besonders markant ist dieser Wetterablauf beim Durchzug intensiver Ausprägungsvarianten ausgebildet, zu denen etwa die nordafrikanischen squall lines gehören (vgl. BORCHERT, 1978, S. 104 f.).

Die Bedeutung von Wellenstörungen in den tropischen Ostwinden liegt darüberhinaus in der Möglichkeit ihrer Weiterentwicklung zu intensiveren Störungszentren mit geschlossenem zyklonalem Kern (Monsundepressionen, tropische Zyklonen). Dies geschieht allerdings nur unter bestimmten Voraussetzungen: erreicht die bodennahe innertropische Westwindströmung eine Mindestmächtigkeit von 4-5 km und ist die Wasserdampfanhäufung der unteren Schichten hinreichend groß (BORCHERT, 1978, S. 107), können sich aus Wellenstörungen geschlossene Zyklonalwirbel bilden, deren relatives Vorticity-Maximum meist schon in die mittlere Troposphäre (500 hPa) emporgewachsen ist und von hochtroposphärischer Antizyklonalvorticity überlagert wird, die das divergente Ausströmen in der Höhe begleitet (RIEHL, 1979, S. 360). Derartige Monsundepressionen bilden sich während der Sommermonsunjahreszeit mit großer Regelmäßigkeit im Golf von Bengalen, wobei nach KRISHNAMURTI et al. (1977) Überlagerungen stationärer langer Wellen mit wandernden kurzen Wellen und eine derart vom Westpazifik stromabwärts sich verstärkende Luftdruckwelle als Auslöser fungieren. In der weiteren Folge wandern sie mit der tropischen Ostströmung west- bis nordwestwärts oder unter dem Einfluß eines großamplitudigen außertropischen Höhentrogges nord- bis nordostwärts und liefern auf dem indischen Subkontinent mit Ausnahme der orographisch bedingten Staugebiete an der Westküste und am Fuß des Himalaya den Hauptanteil der jährlichen Monsunniederschläge. Gelegentlich sind ähnliche Depressionen auch in weniger prädestinierten Gebieten wie Westafrika zu beobachten (PEDGLEY und KRISHNAMURTI, 1976). Zur Entstehung tropischer Zyklonen mit Wirbelsturmintensität sind neben einer initialen Wellenstörung oder anfänglicher Windscherung zwischen entgegengesetzten Horizontalströmungen (SADLER, 1972) noch weitreichendere Bedingungen notwendig (RIEHL,

1979, S. 464 ff.): das Vorherrschen von Höhenantizyklonen zur Organisation umfangreicher Massendivergenz in der Höhe, die Eigenschaft, hochreichende Konvektion zu gestatten (Realisierbarkeit des Instabilitätswachstums), hinreichend hohe Meeresoberflächentemperaturen (26-27°C), Mindestwerte des Coriolisparameters (meist erst ab 3° Breite ausreichend) sowie geringe Vertikalscherung des horizontalen Windes (Dispersionsminimierung akkumulierender Energien). Bemerkenswert ist der Umstand, daß rund die Hälfte aller tropischen Zyklonen des Nordatlantiks auf easterly waves zurückgeht, die ursprünglich über Nordafrika entstanden sind und sich weiter über den Atlantik verlagert haben (nach FRANK in BURPEE, 1972, S. 77).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß tropische Wellenstörungen und die aus ihnen abgeleiteten synoptischen Störungssysteme von herausragender Bedeutung für das Niederschlagsgeschehen in den Tropen sind: als Organisationsmoment konvektiver Aktivität führen sie zu einer deutlichen Differenzierung im Niederschlagsgang (Regenmengen im Einflußbereich der zyklonalen Wellenphase (Trog) überschreiten diejenigen der antizyklonalen Wellenphase (Rücken) im Mittel um einen Faktor von etwa 3, vgl. REED, 1978, S. 66); als verbreitetes Phänomen verursachen sie in weiten Teilen der Tropen den Hauptanteil am Gesamtniederschlag (RIEHL (1977a) spricht von etwa 75%, TETZLAFF et al. (1985) für den Sahel von rund 85%); als sowohl in ihrer Häufigkeit als auch in ihrer Intensität höchst variable Erscheinungen stellen sie schließlich eine wesentliche Bestimmungsgröße der intrasaisonalen wie interannuellen Niederschlagsschwankungen und -anomalien dar (TETZLAFF et al. (1985) etwa weisen nach, daß sich in Nordafrika der Bereich stärkster Wellenentwicklung gegenüber einer Breitenstreckung von 9 bis 18°N in normalen Niederschlagsjahren auf 12-15°N in sahelianischen Trockenjahren einengt). Neben den bereits genannten Wellenbildungs- und -entwicklungsmechanismen spielen für diese Variabilität noch einige weitere Momente eine hervorgehobene Rolle: i) variable Randbedingungen an der unteren Grenzfläche der Atmosphäre; dabei

ist vor allem an Meeresoberflächentemperaturanomalien sowie an rückkopplungsfähige Veränderungen der Erdoberflächenbeschaffenheit zu denken. CHANG und MILLER (1977) etwa weisen in ihrem Vergleich westpazifischer easterly waves während zweier achtmonatiger Perioden mit unterschiedlichen Meeresoberflächentemperaturen sowohl direkte (Energietransfer in die Konvektionsbewölkung) als auch indirekte Einflüsse von letzteren auf erstere nach (veränderte großräumige mittlere Windzirkulation mit Auswirkung auf Vertikalstruktur und Energiequellenbedeutsamkeiten induzierter Wellen). CHARNEY (1975) diskutiert anhand eines Zirkulationsmodells die Möglichkeit, bei anthropogen bedingter Albedozunahme im Sahel eine generelle Südwärtsverlagerung der ITC zu induzieren; die Auswirkungen einer derartigen Albedozunahme über abgeschwächte meridionale Temperaturgradienten auf reduzierte Wellenbildungen werden zusätzlich bei TETZLAFF et al. (1985) skizziert. ii) Variable Gegebenheiten im unterhalb des Wellenentwicklungsniveaus gelegenen Teil der Troposphäre: hierbei ist vor allem an den Wasserdampfgehalt der Luft, an die Intensität der Massen- und Feuchtigkeitskonvergenz in Störungszonen sowie an das Ausmaß der vertikalen Windscherung im Übergangsbereich zum Wellenentwicklungsniveau zu denken. iii) Variable Gegebenheiten im Wellenentwicklungsniveau: hierbei sind vor allem der meridionale Temperaturgradient, die horizontale wie vertikale Windscherung und Ausmaß wie Verteilung der latenten Energiefreisetzung von Bedeutung. iv) Variable Strömungsverhältnisse in der oberen Troposphäre: gerade deren unterschiedliche Zustandsformen bestimmen den Begünstigungsgrad synoptischer Störungsentwicklungen. Nach RIEHL (1979, S. 342) sind für die Ausbildung östlicher Wellenstörungen hinreichend mächtige, also bis in die obere Troposphäre reichende Ostwinde erforderlich, während etwa hochtroposphärische Westwinde aufgrund ihrer gegensinnigen Verlagerung störungskonformer Eigenschaften des Höhenwindfeldes die Entwicklung unterlagernder Wellenstörungen zu unterdrücken oder abzuschwächen tendieren. Darüberhinaus bestimmen die Lage- und Intensitätsschwankungen der Höhenkonvergenz- und -divergenzgebiete, wie sie sich mit korrespondierenden Schwankungen der Höhenstrahl-

ströme oder mit variablen Höhenströmungsmustern ergeben, sowohl Räumlichkeit, Phasenordnung und Entwicklungsgrad unterlagernder Wellenstörungen als auch Verteilung, Häufigkeit und Intensität organisierter Konvektionsbereiche.

4) Wesentliche Einflußmomente auf das tropische Niederschlagsgeschehen besitzt auch die außertropische Zirkulation. Neben sog. subtropischen Zyklonen, die zumeist als abgeschnürte Höhentiefs bis in tropische Breiten (häufiger bei Hawaii, im Arabischen Meer und im Südatlantik) gelangen können und dort als vielgestaltige Hybriden zwischen außertropischen und tropischen Zyklonen teils heftige Niederschläge auslösen (RAMAGE, 1971, S. 47 ff.; RIEHL, 1979, S. 358 ff.; KOUSKY und GAN, 1981), sind vor allem großamplitudige Höhenträge der außertropischen Westwinddrift in verschiedenartiger Weise wirksam. Steuern sie bei ihrem äquatorwärtigen Vorstoßen bis in Bodennähe reichende Kaltfronten in tropische Breiten, werden auch dort alle für Einbruchsvorgänge charakteristischen Wetterabläufe ausgelöst (WEISCHET, 1983, S. 232). CHANG und LAU (1980) sowie CHANG et al. (1985) weisen darüberhinaus nach, wie winterliche Kaltlufteinbrüche, die von Ostasien ausgehend ins Südchinesische Meer ziehen, in ihrem Vorfeld tropische Wellenstörungen und Konvektionsprozesse intensivieren und erst nach erfolgter Penetration die tropische Atmosphäre wieder stabilisieren. Weitete sich ein außertropischer Trog ohne zugehörige Bodenkaltfront nur in der Höhe äquatorwärts aus, werden durch die erzwungenen Umstellungen im Höhenströmungsfeld andersartige Folgewirkungen ausgelöst: im direkten Einflußbereich drehen die Höhenwinde auf westliche Richtungen und verhindern das für eine normale Störungsentwicklung in der unteren Troposphäre erforderliche vertikale Anschwellen tropischer Ostwinde bis in die obere Troposphäre; konvektive Aktivität und Niederschlagstätigkeit werden also gebremst (vgl. RIEHL, 1979, S. 342 und 312). HASTENRATH (1969) kann überdies zeigen, daß in den Tropen östliche Höhenwinde im Mittel mit einer Tendenz zur konvektionsfördernden Divergenz, westliche Höhenwinde dagegen mit einer Tendenz zur konvektionsbeeinträchtigenden Konvergenz verbunden sind. An der äquatorwärtigen Flanke eines weit in die

Tropen eingedrungenen Höhentrogas können jedoch wieder horizontale Divergenzen ausgelöst werden, die zu lebhafter Niederschlagstätigkeit im äquatornahen Bereich führen: entweder durch scharfes antizyklonales Drehen im kräfteungleichgewichtigen Vorfeld des Troges (RIEHL, 1977b), durch Diffluenzen zwischen der Ostströmung der anderen Hemisphäre und einem trogwärts umgelenkten transäquatorialen Ast (LUMB, 1973) oder durch polwärts gerichtete ageostrophische Komponenten bei gleichzeitig in beiden Hemisphären äquatorwärts vordringenden Höhentrogen mit verzögerter West-Ost-Beschleunigung an beiden Stirnseiten (LUMB, 1973). Äußerst wetterwirksam können diejenigen Höhenträge werden, die in aktiver Wechselwirkung mit tropischen Störungssystemen stehen: Beispiele hierfür sind nordindische Höhenträge, die Monsundepressionen aus dem Golf von Bengalen auf nord- bis nordöstliche Bahnen umdirigieren und damit sowohl Monsunpausen in den zentralen Regionen Indiens als auch intensivierete Niederschläge in den himalayana-hen Bereichen verursachen, oder weit zurückhängende Tröge vom östlichen Mittelmeerraum bis zum Golf von Guinea (im Satellitenbild an zugehörigen diagonalen Wolkenbändern erkennbar, vgl. FLOHN, 1975), die in den Übergangsjahreszeiten (v.a. Frühjahr) zur Entwicklung sudano-saharischer Depressionen aus initialen easterly waves und zu ihrer auffälligen Umdirigierung auf nordöstliche Zugbahnen führen können (PEDGLEY, 1972). Anders als quasi-stationäre Höhenträge wirken schließlich rasch wandernde, meist kleinamplitudigere Varianten, die in weniger meridionalisierten Zirkulationsformen der Mittelbreiten bevorzugt zur Ausbildung gelangen: hier dominiert nicht der Effekt störungsentwicklungsbeeinträchtigender Höhenwestwinde, sondern der störungsinduzierende Effekt kurzfristiger Kaltluftvorstöße, der Häufigkeit und Intensität tropischer Wellenstörungen und der von ihnen organisierten Niederschlagsereignisse erkennbar erhöht (KLAUS, 1981, S. 74 und S. 88 f.).

5) Nicht zu vernachlässigen sind schließlich orographische Effekte bei der Niederschlagsgenese: dies beruht im wesentlichen auf erzwungener Konvektion in Staugebieten der bodenna-

hen Luftströmung, wie es sowohl gegenüber labil geschichteten SW- bzw. NW-Monsunen als auch gegenüber zunächst durch relativ tiefliegende Inversionen gekennzeichneten NE- bzw. SE-Passaten vorzufinden ist. Andererseits können orographische Einflüsse auch zur Unterdrückung potentieller Niederschlagsereignisse führen: im Bereich Ostafrikas etwa erzeugt die thermische Zirkulation des äthiopischen Hochlandes im Sommer eine persistente Divergenz im bodennahen Strömungsfeld der innertropischen Westwindzone, die neben weiteren Einflußfaktoren zum Ausfall der tropischen Sommerregen in weiten Teilen Ostafrikas beiträgt (FLOHN, 1964e); in Nordwestindien sind ebenfalls bodennahe Divergenzen nachgewiesen worden, die ihre primäre Ursache in sommerlichen Hitzetiefs über dem Bergland von Belutschistan haben und die Trockenheit der Halbwüsten Nordwestindiens erklären (RUPRECHT, 1970), obwohl der tropische Sommermonsun gerade in diesem Bereich besonders weit polwärts vordringt und noch dem weiter nördlich gelegenen nördlichen Panjab alljährliche Niederschläge liefert.

Abgesehen von derartigen permanenten Modifikationsmomenten sind mit den erwähnten niederschlagserzeugenden Prozessen auch potentielle Kausalfaktoren signifikanter Niederschlagsanomalien benannt.

1.4. Übersicht wichtiger Forschungsbereiche

Die Literatur zum Problemkreis klimatischer Schwankungen und Anomalien ist gerade in den letzten beiden Jahrzehnten ungeheuer angeschwollen; dies gilt auch für den hier behandelten Teilbereich tropischer Zirkulations- und Niederschlagsanomalien. Es kann deshalb an dieser Stelle nur versucht werden, einen thematisch zusammenfassenden Überblick zu geben.

1) Besondere Aufmerksamkeit hat der tropische Bereich Nordafrikas erfahren, insbesondere seit den gehäuften Abfolgen niederschlagsdefizitärer Jahre im Sahel ab Ende der 60-er Jahre, die sich auch über den hier betrachteten Zeitraum bis 1985 hinaus noch fortzusetzen scheinen (HALPERT und ROPELEWSKI, 1987). Nicht eingegangen werden kann in diesem Zusammen-

hang auf etwaige anthropogene Mitverursachungsmomente oder auf mögliche selbstverstärkende Rückkopplungsprozesse (KLAUS, 1981, S. 103 ff.). Der Blick bleibt gerichtet auf die natürlichen Schwankungen und Anomalien, in deren statistische Erwartung (gemessen an den Verhältnissen des letzten Jahrhunderts) auch die rezenten Dürreperioden fallen (LANDSBERG, 1975; BUNTING et al., 1976). Spezifische Zusatzinformationen zu den allgemeinen Niederschlagsverhältnissen im Bereich Nordafrikas, soweit sie im vorangehenden Grundlagenkapitel nicht schon angesprochen worden sind, finden sich bei JOHNSON (1964), GRIFFITHS (1972) oder ADEJOKUN (1978) sowie mit Bezug auf Teilräume und ihre charakteristischen Störungsmechanismen bei CHAUVELIER (1975), AYOADE (1976), ASPLIDEN et al. (1976) oder HAVLIK (1982). Hinsichtlich einer zirkulationsorientierten Erklärung sahelianischer Niederschlagsdefizite ist die Hypothese einer äquatorwärtigen Breitenverlagerung der Druck- und Windgürtel vorgebracht worden (WINSTANLEY, 1973a und b; ROGNON, 1979), der allerdings erdrückende Befunde gegenüberstehen: MILES und FOLLAND (1974) erhalten auf der Basis fünfjährig gemittelter Bodenluftdruckwerte des Nordatlantiks und der gesamten Nordhemisphäre von 1900 bis 1970 weder für den Sommer noch für das Gesamtjahr einen erkennbaren Trend äquatorwärtiger Verlagerung von Subtropenhochs und außertropischem Westwindmaximum, während der im Sahel zunehmend trockeneren 60-er Jahre sogar einen entgegengesetzten polwärtigen Trend. KLAUS (1981, S. 82 ff.) kann während der Dürreperiode 1968-1973 keine Südverlagerung der Frontalzone in den Sommermonaten erkennen, vielmehr verschiebt sich die Zone maximaler Fronthäufigkeit im Juli bei mittleren Positionen in 40 und 20° W sowie in 40° E im Bereich von 0 und 20° E sogar in eine nördlichere Lage. LAMB (1978b) erhält aus 5 trockenen Sommermonsunjahreszeiten zusammengesetzten Mittelfeldern ebenfalls mit ihrem Zentrum bis zu 150 km nördlich der mittleren Breite liegende Subtropenantizyklonen, die sich allerdings dennoch weiter äquatorwärts ausdehnen. Letzteres zeichnet sich auch bei SCHUPELIUS (1976) ab, der gleichzeitig jedoch eine nahezu unveränderte ITC-Position konstatiert. MOTHA et al. (1980) registrieren in 50-jährigen Niederschlagsreihen aus Nigeria

neben kontrastierenden Niederschlagsabweichungen im Nord- und im Südteil, die die Vorstellung von Wanderungsfluktuationen der ITC nahelegen können, auch einzelne Jahre mit unterdurchschnittlichem Niederschlag über den größten Teil des Landes hinweg, die andersartigen Mechanismen zugeschrieben werden müssen. Einer generellen Südwärtsverlagerung der mittleren Zirkulationsäste widersprechen auch die auf den wechselfeuchten Breitenstreifen zwischen 10 und 20° N bezogene Ausweisung unterschiedlicher Niederschlagsmuster von TANAKA et al. (1975) sowie vor allem die gewichtigen Arbeiten von NICHOLSON (1979a, 1979b, 1980, 1981), die auf der Basis umfangreichen Datenmaterials über Korrelationsrechnungen verschiedenartige räumliche Anordnungsmuster von Niederschlagsanomalien erhält, die neben entgegengesetzten Abweichungen nördlich und südlich von etwa 10° N auch gleichsinnige, westöstlich differenzierende oder positiv mit den (Winter-) Niederschlägen nördlich der Sahara korrelierende Anomalien beinhalten. NICHOLSON (1981) denkt deshalb an unabhängig von der ITC-Position wirksame Intensitätsschwankungen der Regenzeit (bedingt durch Variationen in einer Vielzahl meteorologischer Parameter) als Ursache der räumlich variablen Niederschlagsschwankungen. HULME (1988) allerdings kann auf der Basis täglicher Niederschlagswerte für den zentralen Sudan neben einer Häufung intrasaisonaler Niederschlagsunterbrechungen (breaks) auch eine v.a. durch frühzeitigere Beendigung bedingte Verkürzung der Regenzeit in rezenten Trockenjahren nachweisen. Auch OSMAN und HASTENRATH (1969) sehen im zentralen Sudan während trockener und feuchter Regenzeitmonate unterschiedlich weit polwärts ausgreifende ITC-Positionen, und KRAUS (1977a und b) stellt ITC-Fluktuationen sogar in funktionalen Zusammenhang mit globalen Wärmehaushaltsbedingungen: bei reduzierten meridionalen Temperaturgradienten der Winterhemisphäre ein geringerer Bedarf für transäquatorialen Wärmetransport von der Sommer- in die Winterhemisphäre und entsprechend reduziertes ITC-Auswandern polwärts, bei relativ starker sommerlicher Erwärmung in den Mittelbreiten und relativ schwacher in Äquatornähe ein weitreichenderes Vordringen der ITC in die Sommerhemisphäre. Derartige globale Überlegungen vermögen aller-

dings nicht die vielgestaltigen und schon auf einem einzelnen Kontinent unterschiedlichen Anomaliekombinationen zu erklären, wie sie etwa NICHOLSON aufgezeigt hat. Einige spezifische Aussagen lassen sich dagegen durchaus treffen: so variiert die Stärke der hochtroposphärischen Ostwinde und des eingelagerten Strahlstroms zu höheren Werten während guter und zu niedrigeren Werten mit stärkerer Auflösung in einzelne Wellenstrukturen während schlechter Monsunjahre (ADEFOLALU, 1985). Dies mag aufgrund einer zusätzlich gespeisten ageostrophischen Querzirkulation zu der großräumigen Absinkten- denz führen, die NEWELL und KIDSON (1984) während sahelianischer Trockenjahre in Wirksamkeit sehen; in jedem Falle aber bedeuten abgeschwächte Höhenostwinde eine reduzierte vertikale Windscherung, die die Neigung zur Wellenbildung in der unteren Troposphäre dämpft, und eine Einschränkung in der Westwärtssteuerung afrikanischer Störungssysteme (KANAMITSU und KRISHNAMURTI, 1978). Als Folge dieser abgeschwächten Wellenbildung und -ausbreitung beobachteten KIDSON (1977) eine fast völlige Nivellierung des 850 hPa-Troges nahe 8°N , NEWELL und KIDSON (1984) eine Verstärkung der (weniger ausgelenkten) niedertroposphärischen Ostströmung über Westafrika. Die damit wiederum einhergehende Zunahme der vertikalen Windscherung nahe 10°N in der Schicht 700-850 hPa (NEWELL und KIDSON, 1984) reicht jedoch nicht mehr aus, um die Instabilitätseinbußen aufgrund der hochtroposphärischen Vertikalscherungsreduktion wettzumachen, so daß insgesamt bei abgeschwächten Höhenostwinden mit eingeschränkter Wellenbildung in der mittleren und unteren Troposphäre und mithin geringerer störungsbezogener Niederschlagstätigkeit zu rechnen ist. Darüberhinaus sind auch differenzierte Breitenverlagerungen zu berücksichtigen: TETZLAFF et al. (1985) etwa können für die untere Troposphäre bis 3 km Höhe im Längenabschnitt 5°W bis 10°E zeigen, daß sich in den Hochsommermonaten sahelianischer Trockenjahre der Bereich maximaler barokliner Instabilität gegenüber seiner normalen Position nahe 17°N nach etwa 15°N südwärts verlagert, der Bereich mit barotroper Instabilität von rund $10\text{-}15^{\circ}\text{N}$ auf die unmittelbare Umgebung von 12°N zusammenschrumpft. Die äquatornäheren Gebiete liegen unterhalb

des Höhendivergenzbereichs im Delta des tropischen Oststrahlstroms und können mithin nochmals eigenständige und damit gleich- wie gegensinnige Niederschlagsabweichungen erleben, die z.B. von TANAKA et al. (1975) oder NICHOLSON (1979a) im einzelnen auch nachgewiesen worden sind.

Von Interesse sind zudem die wechselwirkend verkoppelten Höhenströmungsverhältnisse der Außertropen, die STRANZ (1975) während sahelianischer Trockenjahre in einem Zustand verstärkter Zonalströmung (high index) sieht. Dem widersprechen die Resultate von KIDSON (1977) über einen globalen Trend zu insgesamt schwächerer Höhenzirkulation sowie die Arbeiten von KLAUS (1975b, 1978, 1981), die eine Häufigkeitszunahme meridionaler Großwetterlagen (insbesondere in den Sommermonaten) während sahelianischer Dürreperioden belegen. Nach KLAUS (1981, S. 70 ff.) sind bei gehäuftem Auftreten von zonalen Großwetterlagen eine generelle Tendenz zu Niederschlagszunahmen im Sahel und -abnahmen im Bereich der Guineaküste, im Falle des Überwiegens gemischter Zirkulationstypen eine allgemeine Niederschlagszunahme im Sahel und bei gehäuftem Auftreten meridionaler Großwetterlagen eine Niederschlagsabnahme im nördlichen und zentralen Westafrika zu beobachten. Im Unterschied zu zonalisierten Verhältnissen mit schwach ausgebildeten Trögen und rasch vorüberziehenden Störungen, die die Bildung von squall lines in der tropischen Ostströmung begünstigen, sind meridionale Zirkulationsformen durch großamplitudige und oftmals quasi-stationäre Tröge gekennzeichnet, die gerade im Sommer die für eine intakte Monsunzirkulation notwendige Ausbildung hochreichender tropischer Ostwinde zu behindern vermögen. Während der Dürreperiode von 1968 bis 1973 war nach KLAUS (1981, S. 62 f.) im 200 hPa-Niveau zwischen südalgerischer und arabischer Antizyklone ein kräftiger Höhentrog ausgebildet, der den tropischen Oststrahlstrom an einer räumlichen Ausweitung in westliche Richtungen hindert und zu seiner Abschwächung und Südverlagerung beiträgt. Diese Trogposition entspricht im übrigen einer westwärtigen Achsenverlagerung des mittleren Langwellentrog, wie sie für stärker meridionalisierte Zirkulationsformen charakteristisch

ist.

Häufig wird auch eine Ausweitung der Betrachtung auf den benachbarten Bereich des tropischen Atlantiks vorgenommen, für den bei LAMB (1977) oder HASTENRATH und LAMB (1977) allgemein-klimatologische Beschreibungen vorliegen. CARLSON und PROSPERO (1972) sowie PROSPERO und NEES (1977) etwa verfolgen die Transporte von 'Sahara-Staub' über den Atlantik in ihrer Veränderlichkeit seit den Sahel-Dürren der 60-er Jahre und in ihrer möglichen konvektionsunterdrückenden Wirkung stromabwärts. Das Schwergewicht liegt jedoch bei der kritischen Bedeutung von Meeresoberflächentemperaturschwankungen für die Niederschlagsverhältnisse zumindest benachbarter Kontinentalregionen. FOLLAND et al. (1986) zeigen sogar, daß anomale Niederschlagsperioden im Sahel in Beziehung zu kontrastierenden Meeresoberflächentemperaturanomalieusername auf annähernd globaler Dimensionsskala stehen. OWEN und FOLLAND (1988) können in ihrer zirkulationsmodell-simulatorischen Gegenüberstellung des feuchtesten (1950) und des trockensten (1984) Jahres im Sahel auch die grundlegendere Wirkung von Meeresoberflächentemperaturanomalien auf resultierende Zirkulationsmodi gegenüber rückkoppelnden Bodenfeuchtigkeitschwankungen wahrscheinlich machen. Regionale Einwirkungsdifferenzierungen werden bei PALMER (1986) und PARKER et al. (1988) diskutiert, die für den östlichen Sahel die dominante Rolle im Indischen Ozean sehen. LAMB (1978a, 1980) untersucht die Abweichungen atlantischer Meeresoberflächentemperaturen während sahelianischer Trockenperioden und konstatiert positive Anomalien südlich von 10° N und östlich von 35° W mit SW-NE orientierten negativen Anomalien unmittelbar nordwestlich davon. LOUGH (1986) schließlich macht auf den bemerkenswerten Umstand aufmerksam, daß signifikante Beziehungen zwischen den interannuellen Schwankungen atlantischer Meeresoberflächentemperaturen und sahelianischer Niederschlagssummen erst ab Mitte der 40-er Jahre bestehen: Hintergrund dafür ist die Abhängigkeit derartiger Beziehungen vom Auftreten bestimmter Niederschlagsverteilungsmuster (verstärkter Niederschlag im Sahel bei reduzierten Niederschlägen entlang der

Guinea-Küste bzw. nahezu umgekehrt), die in den Jahrzehnten zuvor nur selten anzutreffen waren. Dieses Ergebnis legt in der Tat die Vermutung nahe, daß in verschiedenen Zeitabschnitten unterschiedliche Mechanismen bei der Erzeugung von Niederschlagsanomalien dominieren (LOUGH, 1986).

2) Große Aufmerksamkeit haben die Schwankungen des indischen Sommermonsuns auf sich gezogen, der im Mittel rund 78% des gesamten Jahresniederschlags liefert (MOOLEY und PARTHASARTHY, 1984). Neben der unmittelbaren Bedeutsamkeit für Mensch und Gesellschaft hat dies seine Gründe auch in einer relativ guten Datenlage (dichtes Stationsnetz mit teilweise über hundertjährigen Reihen), in der großen Häufigkeit signifikanter Anomalien (mehr als $\frac{2}{3}$ der Sommermonsun-Jahreszeiten seit 1900 waren entweder relativ stark oder relativ schwach ausgebildet, vgl. MEEHL, 1987, S. 35 f.) und in Besonderheiten der räumlichen Lage (weitestes polwärtiges Ausgreifen der ITC, starke Beeinflussung durch außertropische Höhenströmungen, spezielle orographische Effekte). Allgemein-klimatologische Darstellungen finden sich bei ANANTHAKRISHNAN und RAJAGOPALACHARI (1964), ANANTHAKRISHNAN (1977) oder TAKAHASHI und ARAKAWA (1981), speziell zur alljährlichen Entwicklung des Sommermonsuns bei FLOHN (1970), WAGNER und RUPRECHT (1975), WRIGHT (1967) oder MOTHE und WRIGHT (1969). Wichtige Aspekte des umgebenden Indischen Ozeans werden mit den interhemisphärischen Transporten bei FINDLATER (1969), den Konvergenz- und Divergenzgebieten bei HANTEL (1970) und dem Wasserdampfhaushalt bei SAHA und BAVADEKAR (1973) behandelt. Hauptgesichtspunkt dieses Überblicks aber sollen die interannuellen Schwankungen des indischen Sommermonsuns sein, zu denen eine jüngere Zusammenfassung bei SHUKLA (1987) vorliegt. Lange bekannt sind intrasaisonale Unterbrechungen der Monsunregen (breaks), deren Bedeutung für interannuelle Variabilitäten in ihrer zeitlichen Ausweitung oder ihrem gehäuften Auftreten während niederschlagsdefizitärer Jahre liegt (RAMAGE, 1969; BHALME und MOOLEY, 1980). Gekennzeichnet sind sie durch eine Nordwärtsverschiebung des bodennahen Monsuntroges (KRISHNAMURTI und BHALME, 1976), durch nord- bis nordostwärts gelenkte Monsundepressionen oder antizyklonale Zirkulationsumstel-

lungen im Golf von Bengalen (MURAKAMI, 1976), durch großräumige Absinkbewegungen von der Stratosphäre bis in die untere Troposphäre über Zentral-Indien (RAGHAVAN, 1973) und geringe bis fehlende Niederschläge über weiten Teilen des Subkontinents bei häufig extrem gesteigerten Monsunregen im Staubebereich des Himalaya. RAMASWAMY (1962) untersucht die Höhenströmungsverhältnisse während derartiger breaks und konstatiert außertropische Höhenträge, die sich als Ausdruck einer low-index Zirkulation während ihres West-Ost-Wanderns verlangsamen und ihre Amplitude vergrößern, ein abgeschwächtes oder verlagertes Tibet-Hoch, gestörte Ostwinde und ein anomales Eindringen des westlichen Subtropenstrahlstroms in die Hochtroposphäre über dem Subkontinent. RAMAN et al. (1980) spezifizieren darüberhinaus, daß die ungehinderte Passage von Höhentrogen in $40-50^{\circ}$ N über den Längenbereich von 90 bis 120° E sogar insofern ein wesentliches Moment für die Aufrechterhaltung intakter Monsunaktivität sei, als sie die Ausgangsbedingung für die Bildung von Monsundepressionen im Golf von Bengalen setzt; RAMAN und RAO (1981) sprechen sogar von einer verstärkten Monsunaktivität bei Höhentrogen bis über Nord-Indien, wenn diese (relativ rasch) westostwärts wandern. Werden hingegen die Höhenträge durch blockierende Höhenrücken über Ostasien nahe 100° E an dieser Passage gehindert und unter Amplitudenverstärkung westlich von 80° E in quasi-stationäre Zustandsformen gezwungen, erfolgt eine Verhinderung normaler Monsunaktivität über Zentral- und Nordindien; oftmals baut sich in der Ereigniskette zunächst ein blockierender Höhenrücken über West-Asien nahe 50° E auf, der bereits die Meridionalisierung der Zirkulation etabliert, bevor der sich anschließend aufbauende ostasiatische Höhenrücken die Verankerung der Wellenanordnung sicherstellt (RAMAN und RAO, 1981). MURAKAMI (1980) weist darüberhinaus auf die Beteiligung westwärts wandernder Wellen hin, deren herannahende antizyklonale Phase mit dem Beginn inaktiver Monsunperioden zu koinzidieren scheint. Niederschlagsdefizitäre Sommermonsunjahreszeiten sind dann insgesamt nicht nur durch häufigere oder ausgedehntere breaks, sondern auch durch selteneren Monsundepressionen (BHALME und MOOLEY, 1980) oder mehr nord- als

westwärts wandernde Zyklonen (JOSEPH, 1976) sowie durch tendentiell unterdurchschnittliche Wellenentwicklung nördlich von 15° N (RAO und DESAI, 1973) gekennzeichnet. MOOLEY et al. (1986) weisen auf die bis 3° südlichere Lage des 500 hPa-Rückens entlang 75° E im April vor niederschlagsdefizitären Sommermonsunjahreszeiten hin, und unterdurchschnittliche Temperaturen im Bereich der nordwestlich anschließenden Hitzetief-Gebiete werden als Faktor einer schwächeren Monsunzirkulation von KESHAVAMURTY und AWADE (1974) genannt. Hinsichtlich der Höhenströmung scheint gesichert zu sein, daß sowohl die räumliche Ausdehnung als auch die Intensität der tropischen Ostwinde bei positiven Niederschlagsabweichungen signifikant größer sind als bei negativen (HINGANE et al., 1985). TANAKA (1982) weist auf die Beteiligung westpazifischer Taifune bei der Erhaltung kräftiger Oststrahlströme und auf ihre Koinzidenz mit einer kräftigen südhemisphärischen Zirkulation (high index) hin. Auch RAMASWAMY und PAREEK (1978) betrachten die Entwicklungen der Südhalbkugel und stellen gerade bei break-Situationen eine generelle Synchronität in den Westwindzonen beider Hemisphären fest, die die beiderseitigen Höhenträge in einer Art 'Resonanzeffekt' in den gleichen Längenbereichen aufeinander abgestimmt sein lassen soll. KANAMITSU und KRISHNAMURTI (1978), die zwei entgegengesetzt charakterisierte Sommermonsunjahreszeiten (1967: normal; 1972: defizitär) miteinander vergleichen, kommen teilweise zu anderen Ergebnissen: während des relativ trockenen Sommers 1972 waren bei schwächeren tropischen Ostwinden die außertropischen Westwinde beider Hemisphären verstärkt, trat eine besonders hohe Anzahl westpazifischer Taifune auf, die zwar kräftige ost-nordöstliche Winde über dem östlichen Indischen Ozean ernährten, nach persistenten transäquatorialen Transporten aber bei abgeschwächtem Tibet-Hoch mit einem schwächeren Oststrahlstrom und einer geringeren Westwärtssteuerung niederschlagsproduzierender Störungssysteme zusammenfielen. Spielt deren Anzahl gegenüber der mit stärkerer Nordkomponente umgelenkten Wanderungsrichtung bei KANAMITSU und KRISHNAMURTI (1978) keine Rolle bei den Niederschlagsdefiziten von 1972, so betont SIKKA (1980) als Haupt-

unterschied zwischen zwei Kollektiven jeweils fünf über- bzw. unterdurchschnittlicher Monsunjahre gerade die unterschiedliche Häufigkeit der Zyklognese, während kennzeichnende Parameter der gruppiert zusammengefaßten Monsundepressionen im wesentlichen als vergleichbar angesehen werden. Bodennahe Verhältnisse rücken bei CADET und DIEHL (1984) in den Blickpunkt, die für das Trockenjahr 1972 eine geringere südhemisphärische Passatintensität und unterdurchschnittlichen Transäquatorialtransport sowie überdurchschnittliche Luft- und Meeresoberflächentemperaturen konstatieren. SHUKLA und MISRA (1977) dagegen erhalten für den Zeitraum 1901-1960 positive Korrelationskoeffizienten zwischen Meeresoberflächentemperaturen des Arabischen Meeres im Juli und Niederschlagsmengen über Zentral- und West-Indien im August, während WEARE (1979) im Zeitraum 1949-1972 wiederum eine allerdings nur schwache Beziehung zwischen wärmeren Meeresoberflächentemperaturen im Arabischen Meer oder im Indischen Ozean und reduziertem Niederschlag bei erhöhtem Bodenluftdruck über weiten Teilen des indischen Subkontinents auffindet. Eine schlüssige Beurteilung der partiell differierenden Ergebnisse in ihrer Abhängigkeit von unterschiedlichen Zeitspannen, Bezugsräumen und Analyseverfahren erscheint derzeit noch nicht umfassend möglich.

3) Als weiterer Untersuchungsschwerpunkt sind die nordhemisphärischen Tropen Amerikas zu nennen. Allgemein-klimatologische Aspekte für den Bereich der Karibik finden sich bei GRANGER (1985) und HASTENRATH (1966), zur wetterlagenabhängigen Niederschlagsverteilung im zentralmexikanischen Hochland bei KLAUS (1971, 1975a) und zur venezuelanischen Regenzeit und ihren Niederschlagssystemen bei RIEHL (1973, 1977a und b) bzw. RIEHL et al. (1973). Bemerkenswert sind dortige Angaben über synoptische Niederschlagsanteile: so fallen an nur 14% der Regenzeittage bis zur Hälfte aller (sommerlichen) Niederschläge, von denen insgesamt rund 80% wandernden synoptischen Störungen zugeordnet werden können (RIEHL et al., 1973). Diese Zahlen beziehen sich allerdings auf eine niederschlagsreiche Regenzeit (1969), die insgesamt bei nördlicher Lage der Konvergenzzone nahe der Nordküste durch Vorherrschen

des sog. Migrations-Modus' (in eine wohlentwickelte Ostströmung eingelagerte wandernde Wellen) gekennzeichnet war. Während niederschlagsdefizitärer Jahre wie 1972 dominiert bei südlicher Lage der Konvergenzzone dagegen ein stationärer Modus, der zudem mit westlichen Höhenwinden einhergeht (RIEHL, 1973). Dadurch entsteht gegenüber den unterlagernden Ostwinden eine scharfe Windscherung, die RIEHL (1973) für große vertikale Neigungswinkel der Cumulonimben und dementsprechend hohe Verdunstungsanteile in die Wolkenumgebung verantwortlich macht. Somit erscheinen bei RIEHL die Folgen unterschiedlicher Vertikalscherungen als Ursache verschiedener Niederschlagsergiebigkeiten der beiden Zirkulationsmodi und die Andauerzeit des Migrations-Modus' als Bestimmungsmoment von Vorzeichen und Ausmaß der jahreszeitlichen Niederschlagsabweichung in Venezuela. HASTENRATH (1976, 1978, 1984) spricht darüberhinaus für den zentralamerikanisch-karibischen Raum von äquatorwärtigen Ausdehnungen des nordatlantischen Subtrophenhochs, die zu verstärkter Divergenz und einem Streifen anomal kalten Wassers in 10-20° N quer über den Nordatlantik, zu kräftigeren Passaten und unterdurchschnittlichen Niederschlägen führen; umgekehrt sind feuchte Jahreszeiten durch betont niedrigen Luftdruck auf der äquatorwärtigen Seite des Subtrophenhochs gekennzeichnet, der zu verstärkter Konvergenz und durch höhere Meeresoberflächentemperaturen stimulierter Konvektionsaktivität führt. DOUGLAS (1983) schließlich untersucht den trockenen mexikanischen Sommer von 1982 und nennt als Verursachungsmomente antizyklonale Strömungsanomalien über dem östlichen Nordpazifik mit ungewöhnlichen NW-Winden über West- und Nord-Mexiko, eine bei reduzierter transäquatorialer Strömung aus dem nördlichen Südpazifik südwärts verlagerte ITC und eine geringere Sturmaktivität an der Südwestküste, die aus südlichen wie auch westlichen Verlagerungen der Entwicklungsschwerpunkte resultiert.

4) Neben Nordafrika stellt das südhemisphärische Amerika einen besonders großen Anteil an den kontinentalen Tropen. Trotz dieser weiträumigen Erstreckung und einer verbesserten Kenntnis der klimatologischen Grundlagen (SCHWERTFEGER, 1976; insbesondere zur troposphärischen Zirkulation: VIRJI,

1981 und CHU, 1985; hinsichtlich räumlich und zeitlich differenzierter Niederschlagsverhältnisse: CAVIEDES, 1981 und 1982) liegt das Hauptaugenmerk zirkulationsdynamischer Forschung auf einer relativ kleinen Region im Nordosten Brasiliens, die trotz ihrer äquatornahen Lage teilweise nicht einmal 600 mm Jahresniederschlag erhält (KOUSKY und CHU, 1978, S. 458) und bei ihrer hohen Niederschlagsvariabilität von teilweise über 40% (KOUSKY, 1979, S. 1141) als besonders problem anfälliger Klimabereich bekannt geworden ist. Die Existenz dieses äquatornahen semiariden Klimas verdankt sich der geographischen Gegebenheit, daß die Nordostspitze des südamerikanischen Kontinents bereits in den Einflußbereich des semipermanenten südatlantischen Subtrophenhochs hineinragt, sowie den ozeanisch reduzierten und verzögerten Verlagerungen der ITC, die hier erst im März/April ihre südlichste Lage erreicht (meist noch nördlich des brasilianischen Nordostens) und dem nördlichen Teil dieses Gebietes sein dementsprechend verschobenes Niederschlagsmaximum verursacht (MOURA und SHUKLA, 1981, S. 2654); der südliche Teil dagegen zeigt wieder ein sommerliches Niederschlagsmaximum, bei dem nach KOUSKY (1979) Frontensysteme oder ihre Relikte eine wichtige Rolle spielen. Insbesondere der nördliche Teil wird häufig von teils sogar extremen Niederschlagsanomalien heimgesucht, deren Begleitumstände Gegenstand nachhaltigen Forschens geworden sind. RAO et al. (1986) untersuchen die Dürre von 1983 und identifizieren eine anomale zyklonale Zirkulation im 200 hPa-Niveau, eine anomale antizyklonale Zirkulation im 850 hPa-Niveau, verbunden mit vorherrschend absinkender Luftbewegung. KOUSKY (1985) findet während der Phase größter Konvektionsaktivität in einem besonders feuchten Monat (März 1981) ein Paar leicht westwärts verschobener Höhenantizyklonen nördlich und südlich des Äquators, die weiter östlich von starken Höhenwestwinden in Äquatornähe abgelöst werden. MARQUES et al. (1983) berechnen darüberhinaus die effektiven Massentransporte im Vertikalprofil über Nordost-Brasilien und stellen für feuchte Perioden Divergenz in oberen, Konvergenz in unteren Schichten fest, für trockene Perioden bemerkenswerter Weise jedoch Divergenz nicht nur in unteren, sondern

ebenfalls wieder in oberen und Konvergenz in zwischenliegenden mittleren Troposphärenschichten. Gleichzeitig ergibt sich ein zunächst ungewohntes Bild der tropischen Ostwinde: sie sind gerade während einer niederschlagsdefizitären Regenzeit (1976) bis ins 400 hPa-Niveau kräftiger ausgebildet als während einer Überschussaison (1974), allerdings auch stärker geneigt und weniger hochreichend (MARQUES et al., 1983, S. 139). Zu erklären sind diese Befunde mit einer stärkeren Neigung des südatlantischen Subtrophenhochs, das somit seinen Einfluß über Nordost-Brasilien während trockener Perioden verstärkt und dabei in der mittleren Troposphäre zu einer Beschleunigung der Ostwinde und der niedriger als erwartet liegenden Konvergenz führt. Verstärkte bodennahe SE-Passate als Begleitmoment trockener Perioden werden auch von HASTENRATH und HELLER (1977), MARKHAM und MCLAIN (1977) oder CHUNG (1982) genannt, im Unterschied zu einem Glied in der Ereigniskette nach NAMIAS (1972): danach sollen bei lebhafter Zyklonalaktivität im Gebiet von Neufundland das nordatlantische Subtrophenhoch und mit ihm die nordhemisphärischen NE-Passate verstärkt werden mit der Konsequenz kräftigerer Aufstiegsbewegung in der ITC und dadurch induzierter Verstärkung der südhemisphärischen SE-Passate, die als Folge mehr Feuchtigkeit nach Nordost-Brasilien transportieren (defizitäre Niederschläge dagegen sollen mit blockierenden Antizyklonen und schwachem Subtrophenhoch auf der Nordhemisphäre einhergehen). CHUNG (1982) dagegen hält die nordatlantische Zirkulation für relativ unwichtig und eher auf südatlantische Schwankungen reagierend. MARKHAM und MCLAIN (1977) etwa entwickeln auch eine gegenläufige Ereigniskette, die ausgehend von warmen südatlantischen Meeresoberflächentemperaturen und kräftigen Konvektivniederschlägen mit großer latenter Energiefreisetzung über eine Verstärkung der Hadley-Zellen beider Hemisphären zu einer Beschleunigung der nordhemisphärischen Zirkulation mit gesteigerter Zyklonalaktivität bei Neufundland führt. CHUNG (1982) allerdings qualifiziert Meeresoberflächentemperaturschwankungen mehr als Nebeneffekt vorangehender Zirkulationsschwankungen und nicht so sehr als deren Ursache. Unabhängig von dieser Kausalitätsfrage lassen sich jedoch

wieder markante Parallelitäten feststellen, die z.B. WARD et al. (1988) veranlassen, auf der Basis von Meeresoberflächentemperaturangaben Vorhersagemodelle des jahrezeitlichen Niederschlags zu entwickeln. Im allgemeinen sind Trockenperioden in Nordost-Brasilien von negativen Meeresoberflächentemperaturanomalien im äquatorialen und südlichen Atlantik, von positiven im Nordatlantik begleitet, während sich in niederschlagsreichen Perioden dieses Verteilungsmuster umkehrt (HASTENRATH und HELLER, 1977; CHU, 1984). Als zugehöriger Zirkulationsmechanismus wird eine thermisch induzierte Meridionalzirkulation genannt (MOURA und SHUKLA, 1981; CHU, 1983), die über dem wärmeren Oberflächenwasser als Wärmequelle ihren aufsteigenden, über dem kühleren ihren absteigenden Ast ausbildet. Damit können entsprechende Breitenverlagerungen und ortsgebundene Intensivierungen der ITC einhergehen (CHU, 1983; HASTENRATH, 1984; SIKDAR und ELSNER, 1987), wenngleich MOURA und SHUKLA (1981) nur von geringen Lagedifferenzen der ITC zwischen trockenen und feuchten Perioden von nicht mehr als 2-3 Breitengraden sprechen und KOUSKY (1985) im niederschlagsreichen März 1981 sogar eine als Folge abgeschwächter SE-Passate weniger kräftige ITC vorfindet. Auch der variable Einfluß der Subtropenhochs (CHU, 1983) wird nicht primär als Breitenverlagerung, sondern als entsprechendes Ausdehnen bzw. Schrumpfen der süd- und nordatlantischen Hochdruckzellen gesehen (HASTENRATH, 1977). Resultat bleibt eine negative Korrelation des nordost-brasilianischen Niederschlags mit dem Bodenluftdruck des tropischen Südatlantiks, eine positive Korrelation mit demjenigen des tropischen Nordatlantiks (HASTENRATH, 1978; CHU, 1984; SIKDAR und ELSNER, 1987). Über dem südlichen Teil Nordost-Brasiliens scheinen schließlich die Schwankungen der frontalen Einflüsse eine gewichtige Rolle bei der Niederschlagsvariabilität zu spielen (CHU, 1983; KOUSKY, 1985).

5) Zahlreiche Arbeiten widmen sich den südafrikanischen Zirkulations- und Niederschlagsanomalien, wobei auch die jenseits des Wendekreises gelegenen Gebiete mit Sommerregen einbezogen sind, die wechselnden und miteinander verknüpften tropischen und außertropischen Einflüssen zuzuschreiben sind.

HARRISON (1984a) und TYSON (1988) geben Klassifikationen synoptischer Zirkulationstypen, die diese multiplen Einflüsse widerspiegeln; TALJAARD (1986) schildert die sommerliche Zirkulationsentwicklung und die damit einhergehenden Veränderungen in der Niederschlagsverteilung über dem südlichen Afrika. Neben säkularen Niederschlagsschwankungen (TYSON et al., 1975; TYSON, 1980) werden vor allem die feuchten und trockenen Perioden auf der Zeitskala von einigen Tagen bis zu mehreren Jahren untersucht, die nach TYSON (1988) alle durch prinzipiell ähnliche Zirkulationsmechanismen ausgelöst werden. TORRANCE (1979) beschäftigt sich mit dem zentralen Raum Zambia-Zimbabwe-Malawi und assoziiert gute Niederschlagsbedingungen mit nordwestlichen, schlechte mit südöstlichen Höhenwinden, die im Zusammenhang mit einem Tief bzw. Hoch über Botswana gesehen werden. HOFMEYR und GOUWS (1964) untersuchen feuchte und trockene Perioden im nordwestlichen Transvaal und identifizieren zugehörige Tröge und Rücken am Boden wie in der Höhe bei jeweils etwas modifizierter Lageanordnung. MIRON und LINDESAY (1983) sowie MIRON und TYSON (1984) analysieren die Zirkulationsverhältnisse über dem Staat Südafrika und nennen als vorherrschende Konfigurationen reichlicher Niederschläge für die nördlichen und inneren Teile tropische Tiefdruckstörungen (easterly waves oder geschlossene Tiefs), für die südöstlichen Küstengebiete von Natal südlich des Kontinents gelegene Antizyklonen, die hinter einer ostwärts abziehenden Kaltfront rückenförmig vorstoßen und südliche Winde über Natal erzeugen, deren landeinwärts transportierte Feuchtigkeit unter zyklonalen Höhenströmungsbedingungen niederschlagswirksam wird; trockene Verhältnisse entwickeln sich bei der Häufung mitteltroposphärischer Hochdruckzellen mit nordwestlichen bis nördlichen Winden über dem nördlichen und westlichen bis nordwestlichen Winden über dem inneren Landes- teil. TYSON (1981) betrachtet die Einbindung in hemisphärische Wellenstrukturen und stellt für ausgedehnte feuchte Perioden einen Druckanstieg im Bereich des subtropischen Rückens über dem östlichen Südatlantik, eine Ostwärtsverlagerung oder Abschwächung des Hochs über dem Indischen Ozean und eine Druckerniedrigung über dem Inneren des Kontinents fest. Syn-

optische Zirkulationstypen mit südatlantischem Hochdruck und begleitendem Westküstentrog sowie mit ostwärts verlagertem Indik-Hoch sind gleichzeitig die primär niederschlagsbestimmenden Konfigurationen für einige westliche bzw. nordöstliche Landesteile (TYSON, 1984). Hinzu kommen noch die blockierende Hochdruckaktivität südöstlich des Kontinents, die für einen benachbarten SE-NW orientierten Streifen auf dem Festland maßgeblich ist, und die meridionale Südströmung mit zyklonaler Wirbelgröße, die meist nicht nur im äußersten Süden, sondern auch im südlichen Grenzbereich zu Mozambique primärbestimmend für das Niederschlagsgeschehen wird. Feuchte oder trockene Perioden sind nach TYSON (1984) dann das Resultat atmosphärischer Strömungsanomalien, die die Wirksamkeit derartiger regional differenzierter niederschlagsproduzierender Störungssysteme verstärken oder abschwächen. Die wichtigsten dieser Strömungsanomalien für den Bereich Südafrikas scheinen folgende zu sein: i) über- bzw. unterdurchschnittliche Intensität der tropischen Ostwinde (NICHOLSON, 1986b) mit allen weiter oben schon erörterten störungsrelevanten Konsequenzen; Lageschwankungen der ITC dagegen werden nicht als ein bedeutender Faktor angesehen (NICHOLSON, 1986a). ii) Variationen in der außertropischen Wellenanordnung (TYSON, 1984) auf regionaler wie hemisphärischer Skala. iii) Modifikationen der tropisch-außertropischen Interaktion (NICHOLSON, 1986b); diagonale Wolkenbänder als wetterwirksame Manifestation derartiger Wechselwirkungen bilden sich zum Beispiel während feuchter Perioden bevorzugt in begrenzten Längenbereichen über dem südafrikanischen Kontinent, während trockener Perioden jedoch in einer wesentlich breiteren Zone vom östlichen Südatlantik bis zum Indischen Ozean östlich von Madagaskar (TYSON, 1984). iv) Schwankungen der Zonalkomponente in äquatorialen Breiten: NICHOLSON (1986a) erkennt in ihren korrelativen Niederschlagsanomalietypen für Gesamt-Afrika zwei Hauptgruppen mit vorzeichengleichen Anomalien über dem größten Teil des Kontinents bzw. mit entgegengesetzten Anomalien in äquatorialen und polwärts anschließenden Breitenbereichen und sieht anomal hohe Niederschläge im äquatorialen Gürtel mit starken westlichen Winden in unteren Schichten as-

soziiert; im Unterschied zu Punkt i) scheint hier also nicht die Intensität der mittel- bis hochtroposphärischen Ostwinde, sondern diejenige der niedertroposphärischen innertropischen Westwinde ausschlaggebend zu sein. v) Unterschiedliche Zirkulationsmuster, die in hohem Maße durch langsam veränderliche Randbedingungen induziert sein können (NICHOLSON, 1986a); in erster Linie ist dabei wieder an Meeresoberflächentemperaturen zu denken, die z.B. im östlichen Südatlantik gleichsinnig mit dem Hauptniederschlag (März/April) an der angolanischen Küste verbunden sind und überdies Zusammenhänge mit den bodennahen Passatwinden bis in den Raum des äquatorialen Westatlantiks zeigen (HASTENRATH, 1984).

6) Eine häufig von signifikanten Niederschlagsanomalien heimgesuchte Region ist der Erdteil Australien (PITTOCK, 1975; VAN DIJK et al., 1983), der bis in zentrale Bereiche hinein noch von tropischen Niederschlagsereignissen erreicht wird (GENTILLI, 1971). Auch hier läßt sich eine Ähnlichkeit interannueller und säkularer Anomaliepattern feststellen, deren wichtigste gleichsinnige Niederschlagsabweichungen über dem größten Teil Nord- und Ost-Australiens sowie gegenläufige Abweichungen im Ostküstenbereich und entlang der (subtropischen) Südküste sind (PITTOCK, 1975). Neuere Arbeiten stammen von SUMNER und BONELL (1986), die Typisierungen der bodennahen Zirkulation mit Bedeutsamkeit für die Regenzeit im tropischen Nordosten entwickeln, von HOLLAND (1986), der auf der Basis dreißigjähriger Winddaten aus der unteren Troposphäre die interannuelle Variabilität des nordaustralischen Sommermonsuns in seiner synchronen Veränderung von Stärke, Niederschlagsergiebigkeit und Andauerzeit kenntlich macht, oder von GARCIA und GROSSMAN (1983), die vorläufige Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen südwestpazifischer Konvektionsaktivität, der Intensität des Subtropenstrahlstroms und australischen Niederschlagsanomalien anstellen. Gleichfalls zu nennen ist eine neuere Arbeit von HACKERT und HASTENRATH (1986) über das benachbarte Indonesien, die in niederschlagsreichen Jahren anomal kräftige NW-Monsunwinde konstatiert, die ihrerseits im nordhemisphärischen Winter (Dezember/Januar) mit einer stärkeren NE-Passatströmung über dem südchinesischen Meer

und dem Golf von Bengalen assoziiert sind. Bemerkenswerterweise koinzidieren feuchte Verhältnisse von November bis April mit negativen, erst von Mai bis Oktober wieder mit positiven Meeresoberflächentemperaturanomalien in den indonesischen Gewässern; erklärt wird dieser auffällige jahreszeitliche Unterschied mit entgegengesetzten Grundströmungen (nordwestlich von November bis April, südöstlich von Mai bis Oktober), die bei einer nordwestlichen Strömungsanomalie einmal zu einer höheren Windgeschwindigkeit mit niedrigeren Wassertemperaturen, das andere Mal zu einer geringeren Windgeschwindigkeit mit höheren Wassertemperaturen führen (HACKERT und HASTENRATH, 1986). Mit Bezug auf Indonesien sind darüberhinaus schon in früheren Jahren tropisch-außertropische Interaktionen in die Diskussion gebracht worden, als Zusammenhang mit breitendifferenzierten Westwindintensitäten (stärkere Höhenwestwinde in $30-45^{\circ}$ S, schwächere polwärts von 45° S während feuchterer Perioden in Indonesien, vgl. NICHOLLS, 1977) oder als Einwirkung außertropischer Höhenträge, die zu einer Beschleunigung der Hadley-Zirkulation und damit zu feuchteren Verhältnissen über Indonesien führen sollen (RAMAGE, 1973).

7) Umfangreiche Forschungsanstrengungen haben in den letzten Jahrzehnten zwei klimatische Phänomene im tropischen Pazifik ausgelöst, die sich als miteinander zusammenhängend und überregional wirksam erwiesen haben: die sog. Southern Oscillation und großräumige El-Niño-Ereignisse. Schon in den 20-er Jahren hat WALKER (siehe LOCKWOOD, 1984) eine vor allem südlich des Äquators ausgebildete Tendenz zu einer mehrjährigen Luftdruckschwankung zwischen dem westlichen und östlichen Pazifik aufgespürt, die als 'Southern Oscillation' Eingang in das klimatologische Begriffsvokabularium gefunden hat. El-Niño-Ereignisse gehen terminologisch auf alljährlich zur Weihnachtszeit an der Küste von Nordperu und Ecuador auftretende wärmere Meeresströme zurück, die das sonst übliche hohe Nährstoffniveau der relativ kühlen Gewässer und mit ihm das Fangaufkommen der Anchovis-Fischerei zwischenzeitlich reduzieren. Mittlerweile hat es sich durchgesetzt, im erweiterten Begriffssinn von einem El-Niño-Ereignis zu sprechen, wenn

weite Teile des üblicherweise durch relativ kühle Gewässer ausgezeichneten äquatorialen Zentral- und Ostpazifiks mehrmonatige positive Meeresoberflächentemperaturanomalien erleben, die gleichzeitig mit ungewöhnlicher Niederschlagstätigkeit in dieser äquatorialen Trockenregion verbunden sind (RAO und THEON (1977) etwa schätzen das Niederschlagsverhältnis zwischen einem noch nicht einmal besonders kräftigen El-Niño-Ereignis und seinem Gegenteil auf 6:1). BJERNKES (1969) erkannte als einer der ersten den Zusammenhang mit der Southern Oscillation, die sich während derartiger El-Niño-Ereignisse in ihrer negativen Phase befindet, d.h. der normalerweise positive Luftdruckgradient zwischen dem südostpazifischen Subtropenhoch und der Konvektionsregion des "maritimen Kontinents" Indonesien schwächt sich ab oder wechselt sogar sein Vorzeichen (heute werden zumeist die kombinierten Bodenluftdruckwerte von Tahiti (Gesellschaftsinseln) und Darwin (Nord-Australien) als Index der Southern Oscillation verwendet). Dies bedeutet einen Zusammenbruch der westpazifischen Passatzirkulation und eine nachhaltige Schwächung der Konvektionsaktivität im Raum von Indonesien und Nord-Australien. Somit stellt sich ein El-Niño-Ereignis als eine großräumige Zirkulationsumstellung dar, in deren Verlauf sich die Bereiche maximaler Aufstiegs- bzw. Abstiegsbewegung von Indonesien in den zentralen und östlichen Pazifik bzw. umgekehrt verlagern und die horizontalen Luftströmungen sich entsprechend umkehren (vgl. RAMAGE, 1986; LATIF, 1986): östliche anstatt westlicher Höhenwinde über weiten Teilen des Pazifiks sowie westliche anstatt östlicher (Passat-) Winde in der unteren Troposphäre (PAZAN und MEYERS, 1982; HARRISON, 1984; FLOHN, 1984). Die pazifische Walker-Zirkulation wird also gewissermaßen invertiert, während die (meridionale) Hadley-Zirkulation durch die insgesamt in höherem Maße freigesetzte latente und sensible Wärme intensitätsverstärkt wird (BJERNKES, 1966 und 1969). Einzelne Phasen eines El-Niño-Ereignisses bzw. Vorstufen seiner Entwicklung werden z.B. bei RASMMUSSON und CARPENTER (1982), VAN LOON (1984b) oder VAN LOON und SHEA (1985) beschrieben. Eine häufige Vorstufe, die allerdings nicht immer einzutreten braucht (vgl. RAMAGE, 1986), sind besonders

starke SE-Passate im zentralen und westlichen Südpazifik vor dem charakteristischen Abfallen des Southern Oscillation Index'; WYRTKI (1974, 1975) sieht dadurch eine verstärkte Warmwasseransammlung im Westpazifik verursacht, die das Meeresspiegelgefälle zwischen West- und Ostpazifik besonders versteilt. Sobald die Passatwinde bei fallendem Southern Oscillation Index abflauen, flutet das akkumulierte Wasser in Form interner Kelvin-Wellen in den Ostteil des Ozeans und führt dort zu einer Absenkung der normalerweise hochliegenden Thermokline. Als Konsequenz ergeben sich positive Meeressoberflächentemperaturanomalien und die zugehörigen Zirkulationsumstellungen (Abschwächung oder gar Umkehrung der pazifischen Walker-Zelle). HASTENRATH und WU (1982) bringen darüberhinaus den rückkoppelnden Effekt variabler Bewölkung in die Erklärung des gesamten Phasenablaufs ein: während starker Konvektivbewölkung über Australien wird eine Abkühlung der dortigen Meeressoberfläche begünstigt, die zu einem westwärtigen Druckgradienten in der pazifischen Hochtroposphäre beiträgt und in der Folge zu einem Anstieg des Bodenluftdrucks, also zu einem Abfallen des Southern Oscillation Index' führt. Umgekehrt erlaubt die Bewölkungsabnahme über Australien im Verlauf eines El-Niño-Ereignisses eine erneute Erwärmung der Meeressoberfläche, die ostwärtige Gradienten in der Hochtroposphäre begünstigt und im weiteren Verlauf zum Fall des Bodenluftdrucks, also einem Wiederanstieg des Southern Oscillation Index' führt. Ein alternatives Auslösermoment für El-Niño-Ereignisse wird bei KEEN (1982) diskutiert: eine initiale Ausdehnung von warmem Oberflächenwasser über die Datumsgrenze hinaus vorausgesetzt, sieht er dadurch die Bildung von transäquatorialen Zyklonenpaaren nahe der Datumsgrenze begünstigt, die durch ihre äquatorwärtigen Westkomponenten die weitere ostwärtige Ausbreitung warmen Oberflächenwassers vorantreiben (RAMAGE (1986) spricht in ähnlicher Weise von der Fähigkeit tropischer Wirbelstürme, über ca. eine Woche lang erzeugte kräftige Westwinde in Äquatornähe ostwärts wandernde Kelvin-Wellen auszulösen). Bleiben derartige Zyklonenpaare aus, sind sie zu schwach oder zu selten ausgebildet, bricht die sich abzeichnende Anomalie schon in ihrem Anfangsstadium zusammen;

anderenfalls soll die bekannte Ereigniskette in Gang kommen, für die mithin gerade der westpazifische Raum ausschlaggebende Initialbedeutsamkeit bekommt. Dies scheint sich durch GUTZLER's und HARRISON's (1987) Arbeit zu bestätigen, die schon vor Beginn der ostpazifischen Meeresoberflächenerwärmung den Beginn des Lebenszyklus' einer Zirkulationsanomalie (Konvergenz in unteren, Divergenz in oberen Schichten) in der Nähe von Indonesien ausfindig machen, die sich im Verlauf eines in der Folge einsetzenden El-Niño-Ereignisses ostwärts bis zur resultierenden Verkehrung der großräumigen Zirkulationsäste ausbreitet. In ähnlichem Sinn dürfte die Ausbreitungskomponente einer konvergenten Bodenluftdruckkonfiguration vom östlichen Indik in den pazifischen Raum hinein zu verstehen sein (BARNETT, 1983 und 1984b). Auch MURAKAMI (1975) ortet die maximale Intensität interannueller Schwankungen in der organisierten Konvektionsbewölkung der gesamten Tropen über dem äquatorialen Westpazifik, und VAN LOON und SHEA (1985) vermuten den Ursprung der Southern Oscillation ebenfalls in diesem Großraum.

Trotz genereller Vergleichbarkeiten ist das Spektrum der einzelnen Ausgestaltungsformen pazifischer Anomalien dennoch sehr breitgefächert. KRUEGER und WINSTON (1974) etwa untersuchen zwei Monate mit kontrastierenden Zirkulationsverhältnissen, die keine prototypischen Repräsentanten der entgegengesetzten Oszillationsphasen sind, dennoch aber einige ihrer kennzeichnenden Merkmale beinhalten (unterschiedliche Intensität von Walker-Zelle und Passaten, verschiedene Anordnungsmuster vorherrschender Konvektionsbereiche, unterschiedliche Wellenausprägung in der oberen Troposphäre). Besondere Aufmerksamkeit hat natürlich das in seiner Intensität außergewöhnliche El-Niño-Ereignis von 1982/83 gefunden (KRUEGER, 1983; CHEN, 1983; RASMUSSEN, 1984b), das sowohl in seiner Gleichartigkeit mit historischen Vorläufern (1877/78, vgl. KILADIS und DIAZ, 1986) als auch in seinen Andersartigkeiten gegenüber jüngeren Fallbeispielen (etwa hinsichtlich synchroner Mittelbreitenverhältnisse, vgl. QUIROZ, 1983) dargestellt worden ist. Als grundsätzliche Frage aller Einzeluntersuchun-

gen aber stellt sich immer wieder das Problem, inwieweit Meeresoberflächentemperaturanomalien eigenständige Auslöser atmosphärischer Zirkulationsanomalien sein können oder selbst durch solche erst erzeugt worden sind. EGGER (1977) etwa zeigt auf theoretischer Ebene, wie aufgrund vorgegebener Meeresoberflächentemperaturanomalien Veränderungen im Bodenluftdruckfeld erzeugt werden können, und CHIU und LO (1979) erhalten korrelative Beziehungen zwischen den Abweichungen der Wassertemperaturen bei Puerto Chicama und denjenigen der zonalen Höhenwindkomponente im ostpazifischen Raum mit zeitlichem Vorlauf der ozeanischen Abweichungen. Auf der anderen Seite existiert eine Reihe entgegengesetzter Befunde: BARNETT (1977, 1984b) erhält im zentralen und ostpazifischen Raum gegenüber lokalen Wärmeaustauschprozessen zwischen Luft und Wasser wesentlich höhere Varianzerklärungsanteile der Meeresoberflächentemperaturschwankungen durch advektive Prozesse, die ihrerseits mit Windintensität und Meeresspiegelgefälle assoziiert sind; schon DOBERITZ (1968) erhält kleine zeitliche Verzögerungen der Wassertemperaturanomalien gegenüber äquatorialpazifischen Niederschlagsanomalien, und WEARE (1984) weist für mehrere El-Niño-Ereignisse nach, daß im Ostpazifik die Veränderungen der Feuchtigkeitskonvergenz um mindestens einen Monat vor denjenigen der Wassertemperaturen und mindestens einen weiteren Monat vor denjenigen des latenten Energieflusses erfolgen. Mit REITER (1983b) oder mit LOUGH (1986), der im nordafrikanisch-atlantischen Bereich analoge Resultate erhält, läßt sich deswegen wohl folgern, daß die Induktion von Anomalieusername eher in der Richtung von atmosphärischen Feldern auf Wassertemperaturverteilungen als umgekehrt erfolgt, wenngleich nach der Etablierung von Wassertemperaturanomalien auch ein persistenzsteigernder oder wiederverstärkender Rückkopplungseffekt auf die atmosphärischen Felder ausgeübt werden kann, wie es auch numerische Modellsimulationen gezeigt haben (KESHAVAMURTY, 1982).

8) Über das Studium regionaler Anomalien hinaus sind auch großräumige Fernverbindungen (teleconnections) im Auftreten derartiger Anomalien aufgespürt worden, die einen systematischen zirkulationsgesteuerten Zusammenhang zwischen den Ab-

weichungen einzelner, teils weit voneinander entfernt liegender Regionen vermuten lassen. In erster Linie bietet sich dabei natürlich die großräumige Schwankung im Kontext von Southern Oscillation und El Niño an, die bereits in ihrer gesampazifischen Erstreckung geschildert worden ist (Punkt 7). DONGUY und HENIN (1980) geben darüberhinaus noch eine genauere Untergliederung des westpazifischen Raums in verschiedenartige Verkopplungsbereiche (negative Niederschlagskorrelationen mit einem El-Niño-Index südlich ($10-25^{\circ}$ S) und nördlich des Äquators ($5-20^{\circ}$ N), positive in der dazwischenliegenden Äquatorialzone von 160° E bis 130° W). Der Zusammenhang indonesischer Trockenperioden mit El-Niño-Ereignissen wird auf der Basis 116-jähriger Datenreihen bei QUINN et al. (1978) verifiziert, und eines der beiden vorherrschenden Niederschlagsanomaliemuster Australiens von PITTOCK (1975) erweist sich in seinem Auftretensverlauf mit einem Southern Oscillation Index verknüpft. Doch auch mit noch entfernter gelegenen Räumen sind Zusammenhänge festgestellt worden: CADET (1985) findet Erwärmungen der Indischen Ozeanoberfläche im selben Jahr von El-Niño-Ereignissen, FU und FLETCHER (1985) erhalten eine positive Korrelation zwischen den indischen Sommermonsunregen und den Mittelwert-Abweichungen der Oberflächentemperaturdifferenz zwischen Tibet-Plateau und Äquatorial-Pazifik, und zahlreiche Autoren (MOOLEY und PARTHASARTHY, 1983a und b; BHALME und JADHAV (1984); MOOLEY et al., 1985; MEEHL, 1987) berichten von positiven (bzw. negativen) Beziehungen zwischen der Niederschlagsergiebigkeit des indischen Sommermonsuns und Indexgrößen der Southern Oscillation (bzw. des El-Niño-Phänomens). Während etwa ALEXANDER et al. (1974) oder BHALME et al. (1983) analoge Beziehungen auch mit pazifischen Indizes während der indischen Vormonsunzeit erhalten, liest man bei CHIU und LO (1979) oder bei ANGELL (1981) von umgekehrt zeitverschobenen Zusammenhangsbezügen: Fluktuationen der monsunrelevanten zonalen Höhenwindkomponente über Indien bzw. dortige Monsunniederschlagsschwankungen gehen den Variationen ostpazifischer Meeresoberflächentemperaturen einige Zeit voraus, was an oben zitierte Störungsausbreitungen vom östlichen Indik weiter nach Osten erinnert.

Generell läßt sich jedoch feststellen, daß trotz allgemeiner Zusammenhangstendenzen keine strikte Übereinstimmung in der aufgelösten Einzelfallabfolge besteht (vgl. etwa SIKKA, 1980); RASMUSSEN und CARPENTER (1983) nennen Ausnahmejahre wie 1979 mit indischer Trockenheit ohne El-Niño-Ereignis oder 1976 mit pazifischer Erwärmung ohne indische Negativanomalien, und GREGORY (1988b) liefert eine Reihe bemerkenswerter Spezifikationen: zwar gibt es ein Niederschlagsverteilungsmuster über Indien, das eine erhöhte Auftrittstendenz in El-Niño-Jahren zeigt, doch ist es weder auf derartige Jahre beschränkt noch in allen diesen tatsächlich realisiert; die Dürrewahrscheinlichkeit in El-Niño-Jahren ist räumlich klar differenziert (hoch im Nordwesten, gering im Nordosten und mittelmäßig vom Zentrum aus südwärts); das extreme El-Niño-Jahr 1982 brachte ein weniger gewohntes Niederschlagsverteilungsmuster und gerade in den Regionen geringer El-Niño-Dürrewahrscheinlichkeit die unerwartetsten Niederschlagsabweichungen.

Während DYER (1979) keine brauchbaren Beziehungen zwischen einem Southern-Oscillation-Index und dem Niederschlag an der südafrikanischen Ostküste findet, berichtet LINDESAY (1988) über positive Korrelationen mit südafrikanischen Sommerniederschlägen, OGALLO (1988) über korrelative Beziehungen mit jahreszeitlichen Niederschlägen in Ostafrika (negativ während Oktober-Dezember, teilweise positiv während Juli-September) und JANOWIAK (1988) über analoge Verbindungen mit dem Sommer-niederschlag des südafrikanischen Kontinents (negativ in 0-10°S, positiv in 15-30°S). Weiter westlich findet ROGERS (1988) positive Beziehungen mit Niederschlägen der südlichen Karibik und des nördlichen Südamerikas, und für den nordost-brasilianischen Raum liegen zahlreiche Untersuchungen vor: CAVIEDES (1973, 1988) weist auf die Synchronität von niederschlagsintensiven El-Niño-Ereignissen an der Küste von Süd-Ecuador und Nord-Peru mit Dürreperioden im Nordosten Brasiliens hin, die RAO et al. (1986) jedenfalls bei kräftigen Anomalien wie 1983 auf eine Intensivierung und Westwärtsverlagerung der atlantischen Walker-Zelle zurückführen, wodurch

der aufsteigende Ast vom westlichen Amazonasbecken in den östlichen Pazifik, der absteigende Ast vom zentralen Atlantik an die brasilianische Küste verschoben werden soll. Ob dies allerdings verallgemeinert werden kann, ist fraglich: schon DOBERITZ (1969) stellt nämlich eine Phasenumkehr der Niederschlagsschwankungen über dem Ostteil des Atlantiks gegenüber dem äquatorialen Ostpazifik fest, die sich auch bei COVEY und HASTENRATH (1978) wiederfindet: positive Bodenluftdruckanomalien mit stärkeren SE-Passaten und negative Meeresoberflächentemperaturanomalien in einem Streifen von Westafrika bis zur südamerikanischen Küste während pazifischer El-Niño-Jahre. Derartige Befunde sind zwar konsistent mit dürebegünstigenden Bedingungen für Nordost-Brasilien, nicht aber mit einer einfachen Verschiebung der atlantischen Walker-Zelle. Noch deutlicher wird dies an der erneuten Zirkulationsumstellung, die nach der nordostbrasilianischen Trockenheit während des El-Niño-Ereignisses von 1983 im folgenden Jahr zu ausgesprochen feuchten Verhältnissen führt: jetzt nämlich ist ein großer Teil des äquatorialen Atlantiks von überdurchschnittlichen Oberflächentemperaturen gekennzeichnet (zwischen 10°N und 20°S östlich von 30°W , vgl. LAMB et al., 1986), erst nördlich und nordwestlich davon treten negative Abweichungen auf, die mit der fortgesetzten Trockenheit im Sahel übereinstimmen. HOREL et al. (1986) interpretieren die Ereignissequenzen von 1983/84 als eine gegenläufige Phasenentwicklung zwischen Pazifik und Atlantik, bei der während des pazifischen El-Niño-Ereignisses die atlantische Zirkulation eine Aufbauphase mit überdurchschnittlichen Passatwindstärken durchläuft (Trockenheit in Nordost-Brasilien!), die mit der nachfolgenden Rückkehr der pazifischen Zirkulation zum Normalzustand in eine Entwicklungsphase mit fallendem Bodenluftdruck und abflauenden Passatwinden gerät (auflebende Konvektions- und Niederschlagsaktivität über dem Atlantik und Nordost-Brasilien).

Nicht nur in regionalen, sondern auch in transkontinentalen Dimensionen zeigt die Southern Oscillation ihre Wirksamkeit: ARKIN (1982) findet eine positive Korrelation zwischen ihr

und der interannuellen Variabilität des primären Anomalieverteilungsmusters der tropischen Höhenströmung im Längenbereich 120° E - 15° W, und zahlreiche Autoren berichten von weltweit verteilten Fernverbindungen: FLEER (1981a) erhält positive Beziehungen der äquatorial-pazifischen Niederschlagsanomalien mit denjenigen in Äquatorialafrika und Sri Lanka, negative mit denjenigen in Indonesien, Indien, einem Großteil Westafrikas und des äquatorialen Südamerikas; BEHREND (1984) findet auch positive Korrelationen eines Southern Oscillation Index' mit den Niederschlägen der südlichen Karibik und mit den Winterregen auf Hawaii; KOUSKY et al. (1984) erwähnen El-Niño-Trockenheiten in Australien und Nordost-Brasilien ebenso wie gleichzeitige Starkniederschläge in Süd-Brasilien, und YARNAL und KILADIS (1985) sprechen von trockenen Verhältnissen in Süd-China und eingeschränkt auch in Südafrika. Indirekt werden weitere Beziehungen durch die (zeitverschobene) Verbindung zwischen Angola und Nordost-Brasilien (EICKERMANN und FLOHN, 1962) sowie durch die negative Niederschlagskorrelation zwischen Zentralamerika und der Küste von Ecuador/Peru und die positive zwischen Zentralamerika und dem Sahel (HASTENRATH, 1976) nahegelegt. FLEER (1981b) sieht den Grund für die systematische räumliche Anordnung von Niederschlagsanomalien in den simultanen Variationen der zonalen Walker-Zirkulationszellen; auch STOECKENIUS (1981) betont deren dominante Bedeutsamkeit für die beobachteten interannuellen Niederschlagsschwankungen gegenüber einer eher untergeordneten Rolle der meridionalen Hadley-Zirkulation. Allerdings können derartige global-tropische Steuerungen keinesfalls eine fixierte Anomaliebindung zwischen benachbarten Großräumen bedeuten, wie unterschiedliche Anomaliekombinationen zwischen Sahel und Indien oder zwischen Südafrika und Australien in ihren jeweils verschiedenartigen Zirkulationsmustern demonstrieren (JACOBETT, 1988 und 1989).

9) Fernverbindungen klimatischer Anomalien existieren jedoch nicht nur innerhalb der Tropen selbst, sondern auch zwischen Tropen und Außertropen, wie es ihrer wechselwirkenden Zirkulationsverkopplung entspricht. STORCH und KRUSE (1985) sowie HENSE (1986) finden signifikante Anomalien der nordhemisphä-

rischen Zirkulation während des El-Niño-Ereignisses von 1982/83, im Januar v.a. durch eine ostwärtige Ausweitung des pazifischen Höhentrogs, einen kräftigen westeuropäischen Höhenrücken und ein dreizahliges Wellenmuster gekennzeichnet (STORCH, 1984; KRUSE und STORCH, 1986). MO und LIVEZEY (1986) korrelieren saisonale Geopotentialanomalien ausgewählter tropischer Stationen mit denjenigen außertropischer Gitternetzpunkte und erhalten drei nordhemisphärische Verteilungsmuster, die als Grundmuster außertropischer Geopotentialanomalien bekannt sind: neben einem gemischten Muster handelt es sich um das sog. TNH-Muster ('tropical northern hemisphere', gekennzeichnet durch positive Anomalien im Zentrum und Osten des nordamerikanischen Kontinents und im Nordwest-Pazifik, durch negative Anomalien im Nordost-Pazifik, West-Atlantik und über weiten Teilen Eurasiens) sowie das sog. PNA-Muster ('Pacific North American', gekennzeichnet durch positive Anomalien im Nordwesten des nordamerikanischen Kontinents, negative im gesamten Nord-Pazifik und im Südosten Nordamerikas). Beide Muster (und ähnliches gilt für ein weiteres südhemisphärisches) sind also mit den Schwankungen der tropischen Atmosphäre verknüpft, wobei die Korrespondenz im Falle des TNH-Musters erst auf größerer Zeitskala (über eine Jahreszeit hinaus) deutlicher wird, im Falle des PNA-Musters vorwiegend auf El-Niño-Jahre beschränkt zu sein scheint (MO und LIVEZEY, 1986). HOREL und WALLACE (1981) erhalten ebenso eine gesteigerte Auftrittstendenz von PNA-Strukturen während äquatorialpazifischer El-Niño-Ereignisse wie YARNAL und DIAZ (1986), die in ihrer Untersuchung des variablen Winterklimas an der amerikanischen Pazifikküste auch noch eine analoge Begünstigungstendenz des inversen PNA-Musters während Phasen kühler äquatorialpazifischer Oberflächentemperaturen konstatieren. Allerdings können PNA- und inverse PNA-Muster auch in beliebigen Wintern auftreten (YARNAL und DIAZ, 1986), während umgekehrt selbst ausgesprochen kräftige El-Niño-Ereignisse wie 1982/83 oder 1877/78 keine simultanen PNA-Strukturen auszubilden brauchen (KILADIS und DIAZ, 1986). GEISLER et al. (1985) weisen zudem darauf hin, daß Amplitude und Signifikanz der PNA-Anomalie am größten bei einer positiven Meeresober-

flächentemperaturanomalie mit Zentrum unmittelbar östlich der Datumsgrenze sind und bei fortlaufend östlicherer Position der Temperaturanomalie zunehmend kleiner werden. PALMER und OWEN (1986) untersuchen auch bereits mögliche Beziehungen zwischen dem nordamerikanischen Winter und der Konvektionsaktivität im westlichen Teil des tropischen Pazifiks. Noch weiter reichen Fernverbindungen bis in den Nordatlantik, wo CHEN (1982) eine Tendenz zu positiven 700 hPa-Anomalien während winterlicher Phasen hoher Southern-Oscillation-Indexwerte ausmacht. Die entgegengesetzte Phase wiederum soll mit einer Entwicklungsbegünstigung antizyklonaler Blockierung über Osteuropa einhergehen, und vor wie während niederschlagsergiebiger Sommermonsunjahreszeiten in Indien kann offensichtlich häufiger eine positive Druckanomalie über den nordpazifischen Mittelbreiten beobachtet werden (REITER, 1983a).

10) Über das statistische oder modellsimulatorische Aufdecken tropisch-außertropischer Fernverbindungen hinaus stellt sich natürlich die weitergehende Frage nach den Mechanismen ihres Zustandekommens. Dabei konzentriert sich das Interesse vornehmlich darauf, ob und ggf. wie die tropische Zirkulation außertropische Zustandsentwicklungen auslösen oder erzwingen kann, ob und ggf. wie dies in umgekehrter Richtung erfolgen kann und wie sich derartige Prozesse im atmosphärischen Gesamtgeschehen verteilen. Groß ist zunächst die energetische Bedeutung der Tropen: RIEHL (1969) sieht rund 50% der kinetischen Energie, die nördlich von 30° N im Winter zur Aufrechterhaltung der Zirkulation erforderlich sind, aus den Tropen importiert, und während großräumiger El-Niño-Ereignisse wird nach PAN und OORT (1983) zonal gemittelt rund ein Viertel der mittleren jährlichen latenten Energie zusätzlich in der tropischen Atmosphäre freigesetzt. Wie aber können derartige Energiebeträge transportiert oder exportiert werden? NAMIAS (1963) weist auf die Rolle der meridionalen Hadley-Zirkulation hin, die in ihrem aufsteigenden Ast mit latenter Energie versorgt wird und in ihrem absteigendem Ast Einfluß auf die Subtropenhochs gewinnt, die ihrerseits aufgenommene Einflüsse weiter polwärts auszubreiten vermögen. Dementsprechend fordern etwa BJERKNES (1966) oder NAMIAS (1976) als Folge ver-

mehrter latenter Energiefreisetzung während großräumiger El-Niño-Ereignisse und der mithin beschleunigten Hadley-Zirkulation ebenfalls verstärkte Subtropenhochs, verstärkte subtropische Höhenstrahlströme und verstärkte Westwindströmungen in den Mittelbreiten. Generelle Bestätigung dieser Auffassung haben etwa die Arbeiten von ROWNTREE (1972), JULIAN und CHERVIN (1978) oder PAN und OORT (1983) erbracht, während CHIU und LO (1979) in ihren äußerst kleinen Korrelationskoeffizienten zwischen Meeresoberflächentemperaturen bei Puerto Chicama und dem Drehimpulstransport im ostpazifischen Raum keine Bestätigung dafür sehen. Stärkere Westwinde in subtropischen Breiten, aber schwächere in den höheren Mittelbreiten werden schließlich bei VAN LOON und RODGERS (1981), VAN LOON und MADDEN (1981) sowie bei KESHAVAMURTY (1982) genannt. Entscheidend scheint die Form der Übertragung in Gestalt tropisch angeregter (Rossby-) Wellen zu sein, die sich entlang eines Großkreises in die Außertropen ausbreiten (SHUKLA und WALLACE, 1983); wie ARKIN und WEBSTER (1985) zeigen, haben tropische Gebiete dann bzw. dort wesentlich höhere Wellenenergiewerte ('perturbation kinetic energy'), wenn bzw. wo hochtroposphärische Westwinde dominieren. Deshalb funktioniert die Wellenausbreitung bis in die Außertropen offensichtlich nur in der jeweiligen Winterhemisphäre und bevorzugt über dem Pazifik und eventuell noch über dem Atlantik, während bei tropischen Höhenostwinden Fernverbindungen auf die tropischen Breiten selbst beschränkt zu sein scheinen (YARNAL, 1985). Mit der Ausbreitung tropisch induzierter Wellen in die außertropische Westwinddrift aber können sich Veränderungen in deren resultierender Wellenanordnung ergeben, die sich beispielsweise in einer PNA-artigen Zirkulationsstruktur manifestieren. Nach den Untersuchungen von LAU und BOYLE (1987) scheint allerdings die außertropische Zirkulation vor allem dann auf tropische Einflüsse zu reagieren, wenn verstärkte Konvektion über dem 'maritimen Kontinent' auftritt; auch HAMILTON (1988) sieht kräftige außertropische Signale häufiger bei anomal warmen Meeresoberflächentemperaturen im Bereich von fernem Westpazifik/Indonesien.

Umgekehrt gibt es auch eine Reihe außertropischer Einwirkungsmöglichkeiten auf tropische Zustandsentwicklungen. HAHN und SHUKLA (1976) erwähnen den negativen Einfluß überdurchschnittlicher Schneebedeckung in Eurasien südlich von 52°N auf die Ergiebigkeit des indischen Sommermonsuns, was sich mit den Beobachtungen von REITER und DING (1980) über eine verzögerte und abgeschwächte frühjährliche Entwicklung des Tibet-Hochs nach schneereichen Wintern deckt. RIEHL (1977b) erläutert die nachhaltige Wirksamkeit außertropischer Höhenträge, die nicht nur spezifische Folgen auf das Niederschlagsgeschehen auslösen (vgl. Teil 1.3.), sondern auch die tragende Rolle beim notwendigen Massen-, Wärme- und Drehimpulsaustausch zwischen niederen und höheren Breiten übernehmen. TSUCHIYA (1970) stützt sich zwar auf eine nicht verallgemeinerbare Übereinstimmung zwischen der Intensität außertropischer West- und tropischer Passatwinde, sieht die Korrespondenz aber eher durch erstere als durch letztere ausgelöst und bestimmt. RAMAGE (1973) erwähnt Beispiele aus dem indonesischen Bereich, bei denen schon vor der wetterwirksamen Beschleunigung der Hadley-Zelle großamplitudige Höhenträge anwesend waren. REITER (1978b und 1983b) schließlich weist besonders nachhaltig darauf hin, daß Niederschlagsausbrüche (surges) im äquatorialen Zentral-Pazifik nicht nur begleitet, sondern bereits im vorhinein gekennzeichnet sind durch kräftige quasi-stationäre Langwellentröge über dem Nord-Pazifik, so daß die gesteigerte latente Energiefreisetzung in den Tropen durch großräumige Anomalien in Anordnung und Intensität außertropischer Wellenphasen ausgelöst erscheint; nach erfolgter Etablierung des erzwungenen tropischen Regimes vermag dieses dann die auslösende Wellenanordnung der Mittelbreiten zu einer quasi-stationären Konfiguration zu stabilisieren.

Ein Beispiel rückkoppelnder Wechselwirkung geben etwa CHANG und LUM (1985) bzw. YARNAL und DIAZ (1986): Im Zuge eines Kaltfronteinbruches in Südostasien verstärkt sich zunächst die Konvektionsaktivität im indonesischen Raum, wodurch eine Beschleunigung der dortigen Hadley-Zelle und des Subtropenjets ausgelöst wird; im Gefolge wird dadurch eine Wellenaus-

lenkung induziert, die sich über den Nord-Pazifik bis in die Äußertropen ausbreitet. Die resultierende Wellenanordnung der Mittelbreiten mag dann die Lokalität erneuter Kaltfronteinbrüche oder den Bereich nachfolgender Trogeinwirkungen bestimmen, über die weitere Wechselwirkungen ausgelöst werden können. Mehr als nur akademische Bedeutung gewinnt dieser Kreislauf für die Tropen durch die manifeste Auswirkung in signifikanten Niederschlagsanomalien, deren Bedingungen und Verlaufsformen noch umfangreicher weiterer Aufhellungen bedürfen.

1.5. Zielsetzung und Vorgehensweise

Trotz der Fülle an bereits vorliegenden Einzelarbeiten verbleiben nicht nur aufzulösende Widersprüchlichkeiten in Teilbereichen, sondern auch fortbestehende Kenntnislücken für ein umfassendes Verständnis klimatischer Veränderlichkeiten in den Tropen. Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen sollen Niederschlags- und zugehörige Zirkulationsanomalien auf interannueller Zeitskala sein (vgl. Teil 1.1. und 1.2.), also signifikante Abweichungen der Strömungs- und Niederschlagsverhältnisse in einzelnen Monaten oder Jahreszeiten von ihren zugehörigen mehrjährigen Durchschnittsbedingungen. Nicht untersucht werden also zeitlich zusammenhängende Abfolgen, wie sie sich in Gestalt intra-saisonaler Schwankungen oder mehrjähriger Anomalieperioden als gesonderte Arbeitsbereiche ergeben; vielmehr sollen geeignete Abschnitte eines Jahres (Monate oder Jahreszeiten) nicht aufgrund einer möglichen Zugehörigkeit zu übergreifenden Schwankungsphasen, sondern aufgrund ihrer auffälligen Abweichung von den entsprechenden Bedingungen in anderen Jahren eines vorgegebenen Gesamtzeitraums untersucht werden. Die zeitliche Bedeutsamkeit dieses Verfahrens ergibt sich aus der Analogie von Anomalien über nahezu die gesamte Zeitskala hinweg (FLOHN, 1973a, S. 85; TYSON, 1988, S. 213; vgl. auch Teil 1.2.), die räumliche ('klimageographische') Bedeutsamkeit liegt in den räumlich differenzierenden Anordnungsmustern zeitlich variabler Anomalien. Wie im Grundlagenteil 1.3. klar geworden sein sollte, führen

vielgestaltige atmosphärische Prozesse zu einer systematischen Organisation konvektiver Aktivität in den Tropen; die Bereiche organisierter Konvektion wiederum liefern über weiten Teilen der Tropen den Hauptanteil am Gesamtniederschlag (RIEHL, 1977a) und sind dafür verantwortlich, daß der größte Teil des Niederschlags an relativ wenigen Tagen mit ergiebigem Regen fällt (RIEHL, 1979, S. 120). Ungewöhnlich feuchte oder trockene Zeitabschnitte scheinen vorwiegend mit entsprechend veränderter Häufigkeit oder Intensität derartiger Niederschlagssysteme einherzugehen, so daß das Studium tropischer Niederschlagsanomalien zwangsläufig auf ihre variablen Bildungsbedingungen führt. Nach RIEHL (1979, S. 120) und SHUKLA (1987, S. 459) sind es bestimmte Zustandsformen oder Merkmale der großräumigen Höhenströmung, die die Entwicklung organisierter Konvektion in synoptischen Störungssystemen fördern oder beeinträchtigen. Ziel der vorliegenden Arbeit soll es sein, einen Beitrag zur besseren Kenntnis dieser unterschiedlichen Zustandsformen oder Merkmale zu leisten und damit das Verständnis tropischer Niederschlagsanomalien weiterzubringen. Dabei wird der Thematik entsprechend in großräumiger Betrachtungsweise gearbeitet (also über die regional-klimatische Dimension nach WEISCHET (1956) noch hinausgehend) und insbesondere der hochtroposphärischen Strömung, auf deren initiale 'Erzwingung' die latente Energieumsetzung reagiert (RIEHL, 1978, S. 9), besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Unterschiedliche Zustandsformen oder Merkmale der großräumigen Zirkulation sollen auch nicht im Sinne synoptisch-klimatologischer Klassifikationseinteilungen (PERRY, 1983; KEY und CRANE, 1986) herausgearbeitet werden, deren Ziel eine möglichst vollständige Zuordnung aller Einzelzustände zu grundlegenden Typen ist, als vielmehr in Gestalt charakteristischer Anomaliepattern, die für bestimmte Phasen anomaler Niederschlagsverhältnisse kennzeichnend sind. Dabei ergeben sich ebenfalls Übereinstimmungen wie Unterschiede zwischen verschiedenen Teilräumen, die sowohl bei einzelfallübergeordneten Syntheseversuchen als auch bei räumlich differenzierenden Charakterisierungen verwandt werden können.

Zur Realisierung der genannten Zielsetzung sind umfangreiche Datensätze in global-tropischer Erstreckung herangezogen worden, die nur noch einer elektronischen Verarbeitung zugänglich sind. Jeder, der eigene EDV-Erfahrungen sammeln konnte, weiß, daß dadurch nicht das paradiesische Zeitalter maschineller Arbeitsentlastung ausgebrochen ist, vielmehr haben sich die Bearbeitungsebenen verschoben und v.a. erweiterte Untersuchungsperspektiven sowie gesichere Aussagemöglichkeiten ergeben. Bestes Beispiel dafür ist etwa die lapidare Widerlegung der WINSTANLEY'schen Hypothese (1973b) einer generellen Südwärtsverlagerung der nordhemisphärischen Druck- und Windgürtel als Ursache randtropischer Trockenperioden durch MILES und FOLLAND (1974), die mit umfangreichen Datenmengen ein wesentlich abgesicherteres Ergebnis vorzulegen vermögen. Mit anwachsenden Rohdaten und erweiterten Fragestellungen wächst aber auch die Anforderung an methodische und instrumentelle Fertigkeiten, deren Erwerb einen nicht unbeträchtlichen Teil der 'unsichtbaren' Hintergrundarbeit ausmacht. Als Ergebnis derartigen Bemühens können im Rahmen der vorliegenden Arbeit folgende Resultate dargestellt werden: mittels eines eigens entwickelten gebietsbezogenen Niederschlagsanomalieindex' werden die monatlich zusammenhängenden Phasen signifikanter Abweichungen für ein global-tropisch verbreitetes Stationsnetz bestimmt (Teil 2.); auf der Basis satellitenbildgestützter Bewölkungsangaben werden räumliche Verteilungsmuster der Häufigkeits-Anomalien organisierter Konvektion dargestellt (Teil 3.); nach eingehender Erläuterung methodischer Verfahrensweisen (Teil 4.) werden zirkulationsdynamische Analysen vorgelegt, die sich einmal auf jahreszeitliche Anomalieuster hochreichender Bewölkung in den gesamten Tropen (Teil 5.), zum anderen auf anomal feuchte bzw. trockene Monate ausgewählter Teilräume besonderer Gewichtigkeit beziehen (Teil 6.); dabei stehen auch in der zweiten Variante die großräumigen Strömungszusammenhänge unter besonderer Berücksichtigung der Beteiligung außertropischer Zirkulationseinflüsse im Vordergrund, bevor in Teil 7. zusammenfassende Folgerungen für das Verständnis tropischer Zirkulations- und Niederschlagsanomalien gezogen werden.

2. Untersuchung monatlicher Niederschlagssummen in den Tropen

2.1. Datengrundlage

Für den 18-jährigen Zeitraum von 1968 bis 1985, der mit troposphärischen Höhenwindangaben abzudecken war, wurden aus den "Monthly Climatic Data for the World" die monatlichen Niederschlagssummen aller Stationen zwischen 25°N und 25°S entnommen, zusätzlich im Bereich des indischen Subkontinents, der ein besonders weites polwärtiges Auswandern der ITC im nordhemisphärischen Sommer erlebt, noch alle Stationen bis 35° nördlicher Breite. Ergänzt wurden die Daten aus den "World Weather Records" sowie täglichen Niederschlagsreihen einiger nordafrikanischer Länder (Senegal, Burkina Faso, Benin, Niger, Sudan), die aus den Archiven der nationalen Wetterdienste stammen. Von diesen insgesamt 733 Stationen mußte zunächst ein Teil aus folgenden Gründen wieder ausgesondert werden: i) zu große Datenlücken (akzeptiert wurden maximal 11% fehlende Angaben innerhalb einer Stations-Datenreihe, das entspricht 24 von 216 Monaten bei durchgängiger Reihe); ii) zu kurze Datenreihen (verwendet wurden nur Stationen mit wenigstens neunjähriger kontinuierlicher oder zwischenzeitlich maximal 4.5 Jahre gänzlich unterbrochener Reihe); iii) kein regelmäßiger Einfluß tropischer Störungen (wie etwa im wendekreisnahen Saudi-Arabien); iv) zu geringe Gesamtniederschlagsmengen (unterhalb von 50 mm mittlerem Jahresniederschlag werden Anomalieberechnungen wie im folgenden unrealistisch und verfälschend). Damit bemißt sich das allen weiteren Berechnungen zugrundegelegte Stationskollektiv (vgl. Tab. A1) auf 429 Stationen, von denen 231 den 18-jährigen Gesamtzeitraum umfassen. Wie Abb. B1 zeigt, sind in den kontinentalen Bereichen v.a. das immerfeuchte Äquatorialafrika sowie die Bereiche Angolas und Perus nicht vertreten, während weite Teile des indischen Subkontinents, des östlichen Südafrika und insbesondere Nordafrika relativ gut repräsentiert sind. Derartige Ungleichgewichtigkeiten sind aufgrund der Datengrundlage nicht zu umgehen, beeinträchtigen aber auch die anschließende Vorgehensweise nicht grundsätzlich.

2.2. Niederschlagsanomalie-Index für Einzelstationen

Um die Abweichungen aktueller (monatlicher oder jährlicher) Niederschläge von übergeordneten Normalwerten quantitativ und sachgemäß beurteilen zu können, sind wohldefinierte Ausdrucksformen beider Größen vonnöten. Angesichts der erläuterten Zielsetzung (vgl. Teil 1.5) sind als Bezugswerte nicht langfristige Mittelwerte angebracht, die den eigenen Untersuchungszeitraum bei weitem überschreiten (etwa 30-jährige sog. Normalperioden-Mittelwerte), sondern vielmehr Mittelwerte des tatsächlich analysierten Zeitabschnitts selbst. Besonders deutlich wird dieser Unterschied am Beispiel des westafrikanischen Sahel: wie eine Graphik der standardisierten Abweichungen des Jahresniederschlags 1941-1984 vom Mittelwert 1941-1974 bei KERR (1985, S. 1454) zeigt, waren mit Ausnahme von 1969 sämtliche Jahre unseres Untersuchungszeitraums durch (unterschiedlich große) negative Niederschlagsanomalien gekennzeichnet, gemessen an dem über 30-jährigen Mittelwert, der insbesondere die im Sahel ungewöhnlich feuchten 50-er Jahre beinhaltet. Wie jedoch schon TODOROV (1985) betont, werden derartige Mittelwerte, die entgegengesetzte Phasen übergeordneter Trends in sich schließen, obsolet für Betrachtungen auf kürzerer Zeitskala; insbesondere ließen sich die innerhalb unseres aktuellen Bezugszeitraums auftretenden Niederschlagsschwankungen nicht so abgestuft differenzieren, wie es für die angestrebte Parallelisierung mit unterschiedlichen Strömungskonfigurationen innerhalb dieses Zeitraums erforderlich ist. Somit werden im folgenden als Bezugsgrößen für Anomalieberechnungen stets (monatliche oder jährliche) Mittelwerte aus dem eigenen datenabgedeckten Zeitraum verwendet.

Bei der Darstellung von Niederschlagsanomalien im globalen Vergleich erwächst das Problem, angesichts weit streuender absoluter Niederschlagsmengen (der mittlere Jahresniederschlag der hier verwendeten Stationen bewegt sich zwischen den Extremwerten 60 mm (Tessalit) und 10738 mm (Cherrapunji)) keine absoluten mm-Abweichungen verwenden zu können, die vom

allgemeinen Niederschlagsniveau abhängig sind (so besteht etwa eine bei 0.1% Irrtumswahrscheinlichkeit signifikant positive Korrelation von $r = 0.854$ zwischen den Jahresniederschlagsmitteln und den Standardabweichungen der monatlichen Niederschläge aller 429 vorliegenden Stationen). Die in der Literatur am häufigsten angewandte Methode zum Ausgleich dieser substantiellen Unterschiedlichkeit besteht in der Berechnung eines standardisierten Anomalie-Index' (vgl. KRAUS, 1977a; HASTENRATH und HELLER, 1977; LAMB, 1978b; NICHOLSON, 1979b; KERR, 1985; HACKERT und HASTENRATH, 1986; KATZ und GLANTZ, 1986), also in der Division der (monatlichen oder jährlichen) Niederschlagsabweichungen vom zugehörigen Mittelwert durch die jeweilige Standardabweichung der betreffenden Niederschlagsreihe. Diese Operation gestattet einen unmittelbaren Vergleich unterschiedlicher Einzelstationswerte, da sämtliche Niederschlagsreihen in Indexgrößen mit Mittelwerten 0 und Standardabweichung 1 transformiert werden. Auf der anderen Seite tritt bei dieser Operation der Informationsverlust an unterschiedlichen Schwankungsbeträgen verschiedener Stationen ein, d.h. kleine Abweichungen auf niedrigem Gesamtniveau werden genauso bewertet wie große Abweichungen auf hohem Gesamtniveau. Zwar mag für eine konkrete Einzelstation ein Abweichungsbetrag tatsächlich nur in Relation zu den stationsspezifischen Verhältnissen von Interesse sein, gerade im großräumigen Vergleich unterschiedlicher Gegebenheiten sollten jedoch verschiedene Schwankungsbeträge, die nicht auf ein allgemein unterschiedliches Niederschlagsniveau zurückgeführt werden können, nicht generell egalisiert werden. Verdeutlichen läßt sich dies am hypothetischen Beispiel zweier Niederschlagsstationen mit gleichem Mittelwert des Niederschlags, aber unterschiedlichen (hier um einen Faktor 2 differierenden) Amplituden der Einzelabweichungen (Abb.1): sämtliche Anomalien würden bei Standardisierung in gleiche Abweichungswerte transformiert werden, obwohl bei dem übereinstimmenden allgemeinen Niederschlagsniveau offensichtlich unterschiedliche Ausprägungsformen von Niederschlagsabweichung zu beobachten sind. Dieser Befund bleibt natürlich prinzipiell erhalten, wenn die Phasenordnungen der beiden Stationen in

Abb. 1: Hypothetisches Beispiel zweier Niederschlagsstationen mit gleichem Mittelwert und um einen Faktor 2 differierenden Amplituden der Niederschlagskurve (Erläuterung im Text).

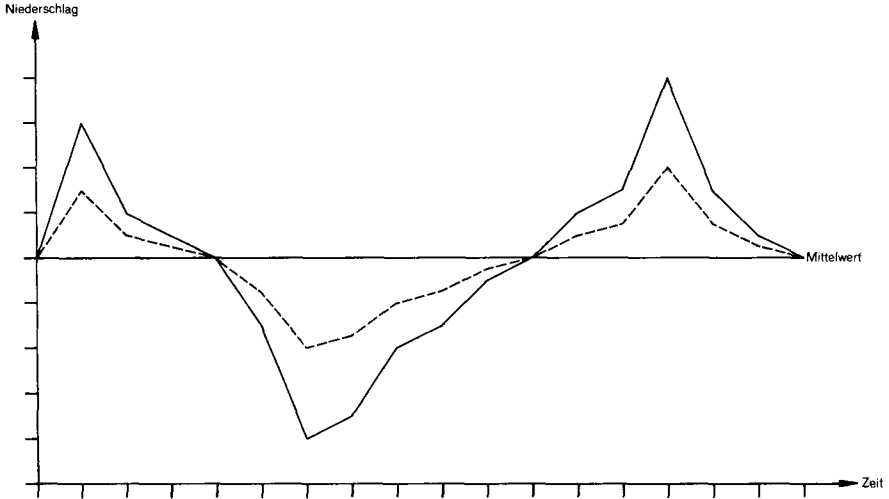


Abb. 1 gegeneinander verschoben werden. Äquivalent ist überdies, daß etwa halb so große Abweichungen einer Station mit halb so großem Mittelwert und halb so großer Standardabweichung in denselben Indexwert transformiert werden, daß also im Vergleich die Abweichungen trockenerer Stationen stärker gewichtet werden als diejenigen feuchterer Stationen. Analoge Restriktionen des Informationsgehalts beinhalten alternative Indizes, die statt der einfachen Differenz zwischen aktuellem und mittlerem Wert deren Quadrat verwenden (SUCKLING, 1987), die die individuellen Niederschlagswerte einer Zeitreihe in ihre Rangordnungsabfolge transformieren (RASMUSSEN und CARPENTER, 1983) oder die Einordnungen in Perzentile der langfristigen Häufigkeitsverteilung von Niederschlagsbeobachtungen zugrunde legen (JANOWIAK et al., 1986).

Dividiert man Niederschlagsabweichungen nicht durch ihre Standardabweichung, sondern durch einen mittleren (monatlichen oder jährlichen) Niederschlagswert, wie es z.B. bei WINSTANLEY (1983a) oder als Teiloperation bei SEFE (1986) ge-

schiebt, so werden zwar ebenfalls unterschiedliche allgemeine Niederschlagsniveaus ausgeglichen, nicht aber unterschiedliche Schwankungsgrößen wie z.B. in Abb. 1. Auf der anderen Seite sind derartige Anteilswerte jedoch umgekehrt proportional abhängig von der mittleren Niederschlagshöhe (z.B. besteht für die 429 vorliegenden Stationen bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0.1% eine signifikant negative Korrelation von $r = -0.657$ zwischen den mittleren Jahresniederschlägen und den Standardabweichungen der Quotienten aus monatlichen Niederschlagsabweichungen und jeweiligem mittlerem Jahresniederschlag). Darin drückt sich die bekannte Tatsache aus, daß Niederschlagsanomalien bei steigendem Ariditätsgrad höhere Prozentsätze von mittleren Niederschlagswerten annehmen tendieren.

Gesucht ist mithin ein Anomalieindex, der sich zwischen absoluten mm-Abweichungen und relativen Anteilswerten bewegt und überdies keine Egalisierung unterschiedlicher Schwankungsgrößen (Abb. 1) verursacht. In einer früheren Arbeit über Niederschlagsschwankungen im Mittelmeerraum (JACOBET, 1987) ist bereits ein derartiger Index zu entwickeln versucht worden, dessen nunmehr verallgemeinerte Ausdrucksform folgendermaßen angegeben werden kann:

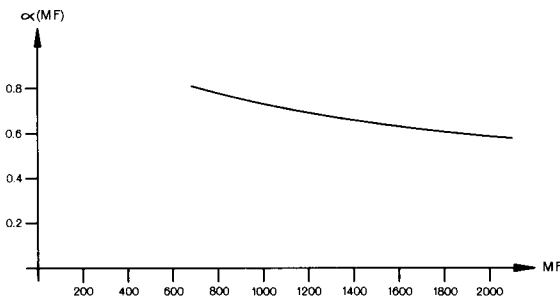
$$(1) \quad NI := Abw \cdot \underbrace{\left(\left(\frac{MF}{MJN} - 1 \right) \cdot \alpha(MF) + 1 \right)}_{=: F}$$

mit NI: Niederschlagsanomalie-Index
 Abw: Niederschlagsabweichung
 MJN: mittlerer Jahresniederschlag
 MF: Maßstabsfaktor
 α : Bestimmungsfaktor ($0 < \alpha < 1$).

Auch bei der Verwendung monatlicher Abweichungswerte (also Abw als Differenz von aktuellem und mittlerem Monatsniederschlag) muß als Referenzgröße der mittlere Jahresniederschlag eingehen, um der jahreszeitlichen Unterschiede in der Größenordnung der Niederschlagsabweichungen bei der Quotien-

tenbildung nicht verlustig zu gehen. Der Bestimmungsfaktor α muß zwischen 0 und 1 liegen, da für $\alpha = 0$ die absolute Niederschlagsabweichung, für $\alpha = 1$ ein relativer Anteilswert (etwa mit $MF = 100$ der Prozentsatz der Niederschlagsabweichung am mittleren Jahresniederschlag) als Index NI resultieren würde. Ist in der genannten Mittelmeeruntersuchung noch unabhängig von der Bestimmung des Maßstabsfaktors MF mit dem gesetzten Wert $\alpha = 0.5$ gearbeitet worden (vgl. JACOBET, 1987, S. 466), so zeigen weiterführende Berechnungen, daß eine tatsächliche Unkorreliertheit zwischen den mittleren Jahresniederschlägen und den NI-Standardabweichungen aller Stationen nur für wohlbestimmte Werte von α eintritt und daß diese kritischen Werte von der Wahl des Maßstabsfaktors MF abhängen. Für jeden vorgegebenen Wert des Maßstabsfaktors MF (mit dem sich der Größenordnungsbereich des resultierenden Anomalieindex' bestimmen läßt) existiert also ein davon abhängiger Wert $\alpha(MF)$, der Unkorreliertheit zwischen dem allgemeinen Niederschlagsniveau und der Größenordnung der Indexwerte gewährleistet. Wie Abb. 2 zeigt, liegen sämtliche Wertepaare $(MF, \alpha(MF))$, die die Bedingung obiger Unkorreliertheit

Abb. 2: Beziehung zwischen Maßstabsfaktor MF und Bestimmungsfaktor $\alpha(MF)$ bei Unkorreliertheit von mittleren Jahresniederschlägen und Standardabweichungen des Niederschlagsanomalie-Index NI für das verfügbare tropische Stationskollektiv.



heit für unser Stationskollektiv erfüllen, auf einem äußerst flachen Hyperbelast, der sich angesichts der involvierten Meßwertgenauigkeiten im relevanten Ausschnittbereich hinreichend durch eine lineare Beziehung approximieren läßt:

$$(2) \quad \alpha(MF) \approx a \cdot MF + b$$

Wichtig dabei ist die Tatsache, daß die Geradenparameter a und b bei nicht zu großen Modifikationen des Stationskollektivs sich nur geringfügig verändern, also die Unkorreliertheit zwischen allgemeinem Niederschlagsniveau und Größenordnung der Indexwerte prinzipiell erhalten bleibt. "Nicht zu große Modifikationen des Stationskollektivs" meint Abweichungen von der vorliegenden Kollektivmächtigkeit bis zu 10%, "geringfügige Veränderung der Geradenparameter" meint Abweichungen von maximal 1.5% bei a und maximal 0.5% bei b , und "prinzipielle Erhaltung der Unkorreliertheit" meint Korrelationskoeffizienten von betragsmäßig maximal 0.05. Mithin läßt sich Faktor F , der die Angleichung der absoluten Niederschlagsabweichung Abw zum Anomalieindex NI leistet, nach Substitution von $\alpha(MF)$ in Gleichung (1) durch Gleichung (2) mit hinreichender Genauigkeit darstellen als

$$F = \frac{a}{MJN} \cdot MF^2 + \left(\frac{b}{MJN} - a \right) \cdot MF - b + 1,$$

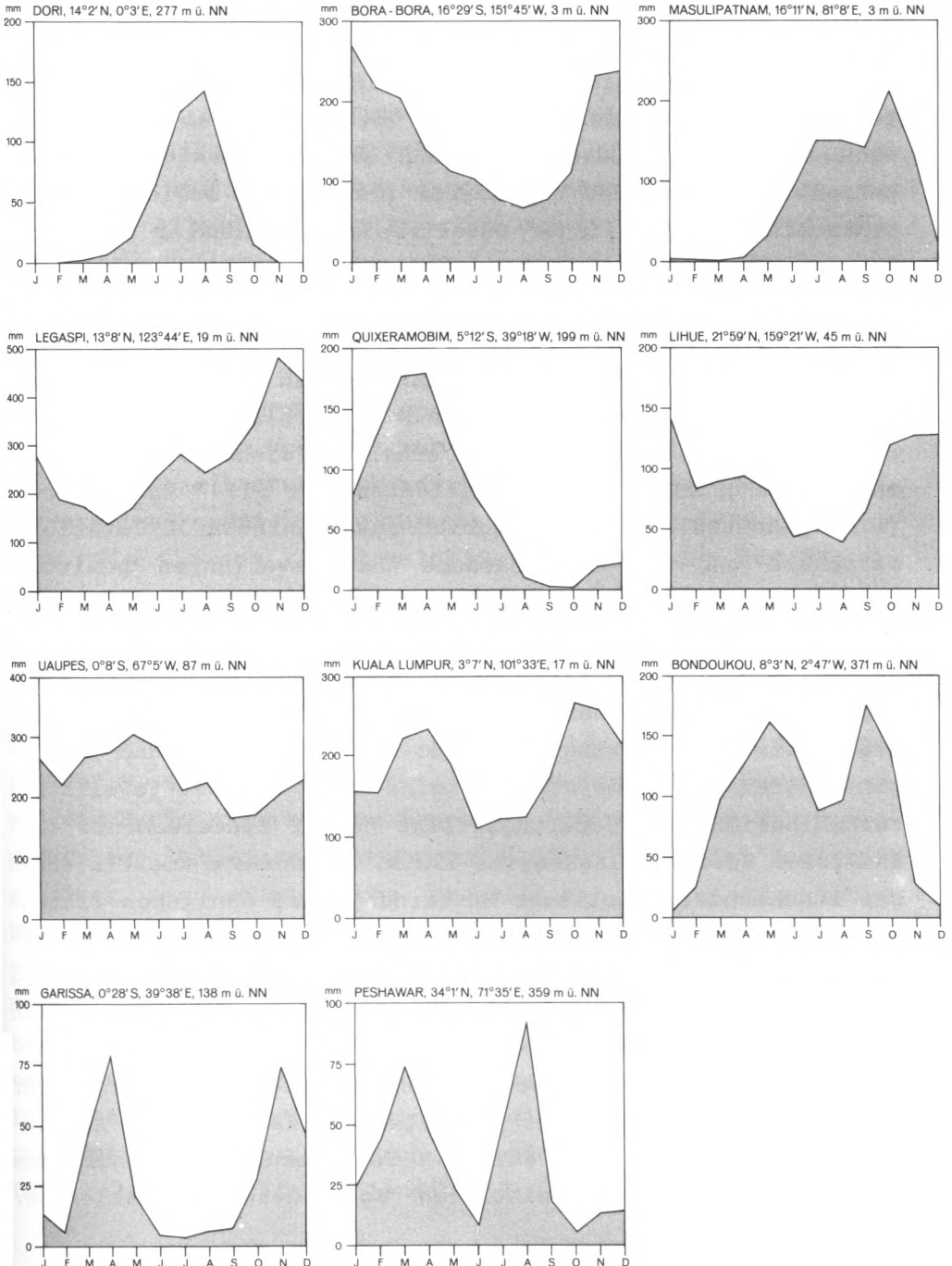
also als quadratische Funktion des vorgebbaren Maßstabsfaktors MF bei quasi-konstanten Koeffizienten. Mit $MF = 1700$ ergibt sich ein pragmatisch vorteilhafter Wert der Index-Standardabweichung von 100, der bei obengenannten begrenzten Modifikationen des Stationskollektivs maximal um ± 2 variiert. Sollten dennoch bei andersartigen Fragestellungen oder größeren Modifikationen des Stationskollektivs Veränderungen der unabhängigen oder abhängigen Parameter wünschenswert oder notwendig sein, wäre eine Transformation bisheriger Indexwerte in neue Größenordnungsrelationen ohne Homogenitätseinbußen jederzeit zu bewerkstelligen. Für die vorgegebenen Fragestellungen ist damit insbesondere ein Niederschlagsanomalieindex zur Verfügung gestellt, der nicht ausschließlich aus den vorliegenden Daten seine Anwendbarkeiten zu begründen vermag und der neben dem Ausgleich unterschiedlicher allgemeiner Niederschlagsniveaus auch unterschiedliche Schwankungsbeträge substantiell berücksichtigt, wie anhand von Abb. 1 leicht zu verifizieren ist.

2.3. Gebietszusammenfassung

Im Unterschied zur Radar-Erfassung des Flächenniederschlags oder empirischen Bestimmungen mittlerer Niederschlagsraten aus satellitenbildgestützten Häufigkeiten hochreichender Bewölkung sind Niederschlagsmessungen zwangsläufig punktuell und angesichts des diskontinuierlichen Niederschlagscharakters gerade in den Tropen bei vorherrschend konvektiver Niederschlagsbildung mit vielerlei kleinräumigen und höchst variablen Beeinflussungen behaftet. Gesichertere Aussagen wird man also immer nur bei der räumlich zusammenfassenden Betrachtung einer größeren Anzahl von Punktmessungen erzielen können. Damit stellt sich sowohl das Problem einer adäquaten Gebietszusammenfassung als auch die Notwendigkeit, eine realistische Größe für die Bestimmung des Gebietsniederschlags zu finden. Die in Abb. B1 wiedergegebene Gebietszusammenfassung beruht auf folgenden Gruppierungskriterien:

a) Art des Niederschlags-Jahresgangs (vgl. Abb. 3). Dabei ist für die vorliegende Untersuchung von Niederschlagsanomalien nicht so sehr eine allgemein klimatologische Einteilung von Bedeutung, die als erstes zwischen immerfeuchten und wechselfeuchten Bereichen zu unterscheiden hätte, als vielmehr eine Differenzierung primär nach Anzahl und zeitlicher Anordnung von mittleren Niederschlagsmaxima, sekundär erst nach Beschaffenheit der mittleren Minima (dies ergibt sich aus der auch im Jahresablauf wünschenswerten Ähnlichkeit der Größenordnungsbereiche zusammenfassender Anomalieindizes). Der im verfügbaren Stationskollektiv weitaus am häufigsten auftretende Fall ist derjenige mit einfachem sommerlichen Niederschlagsmaximum, breit gestreut nach unterschiedlicher Zeitdauer und Ergiebigkeit sowie in den Varianten mit oder ohne ausgesprochene winterliche Trockenzeit. Daneben sind Stationen vertreten mit zum Herbst ansteigendem Maximum (Südost-Indien), gänzlich in den Herbst oder gar Spätherbst verlagertem Maximum (an den Ostseiten der südostasiatischen und karibischen Inselwelt bei ganzjährigen Niederschlägen, in Nordost-Brasilien unter besonderen Zirkulations-Gegebenheiten mit

Abb. 3: Repräsentanten der im verfügbaren Stationskollektiv enthaltenen unterschiedlichen Arten des mittleren Niederschlags-Jahresganges (Zeitraum 1968-1985). Beachte die zur besseren Verlaufs-Kennlichkeit verschiedenen Ordinaten-Skalierungen!



signifikanter Trockenzeit) sowie aus unterschiedlichen Gründen und auf verschiedenem Niveau im Winter ausgebildetem Maximum (Hawaii, West-Australien). Weiterhin treten Stationen ohne klar erkennbares Maximum, also mit relativ ausgeglichenem Jahresgang (nördliches Amazonasbecken, äquatorialer Westpazifik) sowie Stationen mit zweifachen Niederschlagsmaxima auf: während der Übergangsjahreszeiten bei ganzjährigen Niederschlägen (Malaysia, Kolumbien), innerhalb einer ausgedehnten zusammenhängenden Regenzeit mit relativem Minimum im Hochsommer (Guineaküste), während zweier eigenständiger Regenzeiten im Frühjahr und Herbst (Ostafrika) sowie bei spätwinterlich/frühjährlicher außertropisch-zyklonaler und hochsommerlich-tropischer Regenzeit (Belutschistan, nördlicher Panjab, Kashmir).

b) Ähnliches Niveau der mittleren Korrelationskoeffizienten aller zusammengefaßten Stationen: um ein Maß für die Verlaufsähnlichkeit der monatlichen Niederschläge über den generellen Jahresgangtyp hinaus zu erhalten, sind für jede Station die Rangkorrelationskoeffizienten mit allen benachbarten (d.h. potentiell in einem Gebiet zusammenfaßbaren) Stationen berechnet und für verschiedene Gebietsvarianten gemittelt worden. Da Niederschlagsreihen meist durch mehr oder weniger große Verteilungs-Schiefen gekennzeichnet sind, wurde die verteilungsfreie Korrelationsrechnung nach Spearman zugrundegelegt. Im resultierenden Korrelationskoeffizienten drückt sich die kombinierte Wirkung des Grads räumlicher Nähe und des Affinitätsgrads im Niederschlagsregime aus, also der jeweils unterschiedliche Überlagerungseffekt beider Einzelmomente (bei ähnlichem Niederschlagsregime i.d.R. abnehmende Koeffizienten bei zunehmender räumlicher Entfernung, bei ähnlichen Distanzen i.d.R. kleinere Koeffizienten mit sich wandelndem Niederschlagsregime). Bei der vorliegenden Gebietszusammenfassung wurde das Prinzip verfolgt, Grenzen dort zu ziehen, wo sich die mittleren Korrelationskoeffizienten vom allgemeinen Niveau innerhalb des Gebietes abzuheben beginnen, d.h. nicht ein vorgegebener absoluter Schwellenwert fungiert als Abgrenzungsgröße, sondern die relative Veränderung unabhängig vom absoluten Niveau der mittleren Korrelationskoeffizienten.

Dies erscheint deswegen sinnvoll, weil der Homogenitätsgrad verschiedener Erdregionen sehr unterschiedlich ist: bildet man etwa für jedes Gebiet das Mittel aus den Korrelationskoeffizienten aller vorkommenden Stationspaare (vgl. Tab. A2), erkennt man z.B. weite Gebiete in Nordafrika mit sehr großen Werten über 0.8, auf der anderen Seite neben dem pazifischen Großraum auch relativ kleine Gebiete wie im Südosten Brasiliens oder an der Straße von Malakka mit geringen Werten unter 0.5. Bei absoluten Schwellenwerten müßte man also einerseits unverhältnismäßig große Gebiete bilden, könnte andererseits aber häufiger zu gar keiner Zusammenfassungsmöglichkeit gelangen. Allerdings stellt sich bei der unterschiedlichen Güte der vorliegenden Zusammenfassungen die Forderung, bei Anomalieberechnungen des Gebietsniederschlags dafür einen Ausgleich zu schaffen, wie es im nachfolgenden Teil 2.4. versucht worden ist.

c) Zusätzliche räumliche Aspekte: der äquatorwärts kontinuierliche Übergang von kürzerer zu sukzessive längerer sommerlicher Regenzeit etwa in Nordafrika erzeugt bei den mittleren Korrelationskoeffizienten keine klare breitenmäßige Abstufung, wie sie aus klimazonaler Betrachtung oder der Berücksichtigung konkreter Landschaftsgürtel wünschenswert erscheint. Deshalb wurde in den großen kontinentalen Bereichen (Nord- und Südafrika, Indien, Mittel- und Südamerika) generell eine Breitendifferenzierung in äquatornähere und wendekreisnähere Gebiete eingehalten (vgl. Abb. B1). Wie NICHOLSON (1979b, S. 621) mit Recht betont, sind derartige Abgrenzungen auf der Basis klimatischer Kennwerte wie mittlerem Jahresniederschlag, Variationskoeffizienten oder Länge der Regenzeit präziser als schematische Grenzlinien der geographischen Breite. Auf der anderen Seite sind konsistente Breitendifferenzierungen auf der Basis derartiger Kennwerte außerhalb Nordafrikas mit seiner betont zonalisierten Gürtelanordnung kaum zu erzielen, wie etwa das Beispiel Südamerikas mit seinen ausgeprägten longitudinalen Unterschieden und selbst der indische Subkontinent zeigen, wo die Regenzeit im Nordosten charakteristischerweise früher beginnt und ergiebiger ausfällt als im südlichen Landesteil außerhalb der Westküste.

Mithin ist in vorliegendem Fall derart verfahren worden, in Nordafrika mit seiner größeren Stationsdichte und seiner größeren klimazonalen Regelmäßigkeit die Breitendifferenzierung anhand einer Jahresisohyete vorzunehmen (die verfügbaren Daten legen dazu unter räumlichen Gesichtspunkten den Wert 500 mm nahe) und ansonsten wie auch bei longitudinalen Zusatzdifferenzierungen großlandschaftliche Einheiten zu berücksichtigen (z.B. Amazonasbecken, andiner Raum, äthiopisches Bergland, kontinentales Australien), soweit sie sich nicht schon bei den mittleren Korrelationskoeffizienten eigenständig abgehoben haben. Dieses einfache und nicht in allen Einzelfällen zweifelsfreie Verfahren reicht für die vorliegende Teil-Untersuchung aus, deren Ziel ja nicht eine exakte klimageographische Subregionalisierung ist, sondern eine Darstellung tropischer Niederschlagsanomalien, für die praktikable Gebietszusammenfassungen als räumliche Basis erforderlich sind. Verbleibende Restunsicherheiten in Einzelfällen der Gebietszuordnung berühren zudem die nachfolgende Vorgehensweise weder prinzipiell noch substantiell, da gerade nach Umfang und Güte unterschiedliche Gebietszusammenfassungen in der Berechnung von Niederschlagsanomalien berücksichtigt werden (Teil 2.4.). Was an Vorgabe verbleibt, ist die zugrundeliegende Betrachtungsdimension und damit der generelle Größenordnungsbereich der zusammengefaßten Gebiete, der sich jedoch unmittelbar aus dem großräumigen Charakter einer global-tropischen Untersuchung ergibt.

2.4. Gebietsindex für Niederschlagsanomalien

Abgesehen von 14 singulären Stationen, die sich aufgrund isolierter räumlicher Lage oder definitiver Unvereinbarkeit nach obigen Kriterien keinem umfassenderen Gebiet zuordnen lassen (vgl. Abb. B1), stellt sich für alle anderen Gebiete mit Stationsmächtigkeit ≥ 2 die Notwendigkeit, einen adäquaten Ausdruck für ihre aus unterschiedlichen Einzelanomalien verschiedenartig zusammengesetzten Gesamtanomalien zu finden. Wie KATZ und GLANTZ (1986) anhand des standardisierten Anomalieindex' ausführlich diskutieren, sind bloße Mittelbildun-

gen, wie sie zumeist in der Literatur zu finden sind, aus verschiedenen klimatologischen und statistischen Gründen wenig befriedigend, z.B. hinsichtlich der stärkeren Gewichtung trockenerer Stationen, wie sie sich aufgrund von Standardisierungen ergibt (vgl. auch Teil 2.2.), oder hinsichtlich der zeitlichen Standardabweichung des Gebietsmittels, die häufig - als gleichermaßen normiert unterstellt - als Signifikanzschwelle für Niederschlagsanomalien verwendet wird, tatsächlich aber von der Anzahl der gemittelten Stationen und deren jeweiligen Korrelationen abhängt (siehe weiter unten). Verwendet man statt des standardisierten Anomalieindex' den in Teil 2.2. entwickelten Index, so entfällt zwar das erstgenannte Moment, da ja sowohl die Schwankungsgröße des Index' per constructionem unabhängig vom allgemeinen Niederschlagsniveau ist als auch die Berücksichtigung unterschiedlicher Schwankungsgrößen bei verschiedenen Einzelstationen im Index implementiert ist. Hingegen zeigt ein Blick auf Tab. A2, wie unterschiedlich die Anzahl der zusammengefaßten Stationen (zwischen 2 und 27) sowie der mittlere Korrelationskoeffizient der verschiedenen Gebiete sind (zwischen 0.938 und 0.309). Um dieser substantiellen Ungleichheit Rechnung zu tragen, sind folgende Überlegungen notwendig:

gesucht wird eine Größe ρ , die die unterschiedliche Anzahl und Korreliertheit der zusammengefaßten Stationen dergestalt auszugleichen vermag, daß die zeitlichen Schwankungsgrößen des resultierenden Gebietsindex' unabhängig von dieser unterschiedlichen Ausgangssituation sind (analog wie die Schwankungsgrößen des Niederschlagsindex' unabhängig vom allgemeinen Niederschlagsniveau sein sollten). Dazu betrachten wir die Standardabweichung einer Größe Y , die sich (wie etwa auch ein Mittelwert) als Linearkombination von N Zufallsvariablen X_i mit reellen Koeffizienten k_i ($i = 1, \dots, N$) darstellen läßt:

$$Y = \sum_{i=1}^N k_i \cdot X_i \quad .$$

Nach HOGG und CRAIG (1978, S. 177) gilt für die Standardabweichung σ_Y der linear kombinierten Größe Y

$$(3) \quad \sigma_Y = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^N k_i^2 \cdot \sigma_{X_i}^2 + 2 \cdot \sum_{i<j} \sum k_i \cdot k_j \cdot r_{ij} \cdot \sigma_{X_i} \cdot \sigma_{X_j} \right)}$$

wobei σ_{X_i} die Standardabweichung von X_i und r_{ij} den Korrelationskoeffizienten von X_i und X_j meint. Im einfachen Falle der Mittelwertbildung wird $k_i = \frac{1}{N}$ für alle i und

$$\begin{aligned} \sigma_Y &= \sqrt{\left(\sum_{i=1}^N \frac{\sigma_{X_i}^2}{N^2} + 2 \cdot \sum_{i<j} \sum \frac{r_{ij} \cdot \sigma_{X_i} \cdot \sigma_{X_j}}{N^2} \right)} = \\ &= \sqrt{\left(\frac{1}{N} \cdot \frac{\sum_{i=1}^N \sigma_{X_i}^2}{N} + \frac{(N-1)}{N} \cdot \frac{\sum_{i<j} \sum r_{ij} \cdot \sigma_{X_i} \cdot \sigma_{X_j}}{\frac{N \cdot (N-1)}{2}} \right)}. \end{aligned}$$

$$\frac{\sum_{i=1}^N \sigma_{X_i}^2}{N} =: \overline{\sigma^2}$$

ist der Mittelwert der Varianzen der Zufallsvariablen X_i und

$$\frac{\sum_{i<j} \sum r_{ij}}{\frac{N \cdot (N-1)}{2}} =: \overline{r}$$

der Mittelwert aller Korrelationskoeffizienten der untereinander und voneinander verschiedenen Variablenpaare (X_i, X_j) , so daß

$$(4) \quad \sigma_Y = \sqrt{\left(\frac{1 + (N-1) \cdot \overline{r}}{N} \cdot \overline{\sigma^2} + \frac{(N-1) \cdot \sum_{i<j} \sum r_{ij} \cdot \Delta_{ij}}{N \cdot \frac{N \cdot (N-1)}{2}} \right)}$$

$$\text{mit } \Delta_{ij} := \sigma_{X_i} \cdot \sigma_{X_j} - \overline{\sigma^2} \quad (i < j) \quad .$$

Im Standardisierungsfall, also mit $\sigma_{X_i} = 1$ für alle i , wird $\Delta_{ij} = 0$ für alle Paare (i, j) , so daß

$$\sigma_Y^{\text{stand.}} = \sqrt{\left(\frac{1 + (N-1) \cdot \overline{r}}{N} \right)} \cdot \overline{\sigma}$$

Im nicht standardisierten Fall liegt σ_Y umso näher an $\sigma_Y^{\text{stand.}}$ je geringer die Differenzen zwischen dem Produkt der Standardabweichungen untereinander und voneinander verschiedener Variablenpaare und der mittleren Varianz aller Zufallsvariablen sind bzw. je stärker sich derartige Differenzen bei unterschiedlichen Vorzeichen ihrer selbst oder der zugehörigen Korrelationskoeffizienten kompensieren.

Angewandt auf die Gebietszusammenfassungen unserer Niederschlagsstationen ergeben sich folgende Besonderheiten: i) alle r_{ij} besitzen innerhalb eines Gebietes positives Vorzeichen (negative Korrelationskoeffizienten treten erst mit singulären Stationen oder mit Stationen anderer Gebiete auf); ii) fast immer liegen die NI-Standardabweichungen der einzelnen Stationen nahezu gleichverteilt um das jeweilige Gebietsmittel $\overline{\sigma}$, so daß sich die Beträge der Δ_{ij} im zweiten Quotienten von Gleichung (4) weitgehend aufheben. Lediglich im Osten des indischen Subkontinents bewirkt die Extremalstation Cherrapunji eine asymmetrische Verteilung durch einen stark angehobenen $\overline{\sigma}$ Wert, so daß sich eine rund 18%-ige Verkleinerung der Wurzelgröße gegenüber derjenigen von $\sigma_Y^{\text{stand.}}$ ergibt. Ansonsten jedoch liegen diese Veränderungen unterhalb von 5%, in 85% der Fälle sogar unterhalb von 2%. Deshalb erscheint es vertretbar, die gesuchte Größe ρ zu definieren als

$$(5) \quad \rho := \sqrt{\frac{1 + (N-1) \cdot \overline{r}}{N}} \quad .$$

ρ wird nur für singuläre Stationen gleich 1 und leistet ansonsten mit hinreichender Genauigkeit den gewünschten Ausgleich für die Unterschiede in Anzahl und Korreliertheit der zusammengefaßten Stationen bei inversem Bezug auf den Gebietsmittelwert M der einzelnen Anomalieindizes. Die Größe $\frac{M}{\rho}$ behält zudem die unterschiedlichen Schwankungsbeträge verschiedener Gebiete (analog wie der Einzelstationsindex

NI), weil die Relation von M nicht auf $\rho \cdot \sigma$ (was einer Standardisierung gleichkäme), sondern lediglich auf ρ in seiner alleinigen Abhängigkeit von N und \bar{r} erfolgt.

Schließlich soll der Informationsgehalt des angestrebten Gebietsanomalie-Index' GI noch um folgendes klimatologisch relevante Moment erweitert werden: bloße Gebietsmittel vermögen nicht zu unterscheiden zwischen Stärke und Verbreitungsgrad einer Anomalie (z.B. können weit verbreitete, aber relativ schwache Anomalien ähnliche Werte erzeugen wie relativ kräftige, aber räumlich begrenzte Anomalien), während die (inverse) Berücksichtigung einer geeigneten Schwankungsgröße hinsichtlich der zeitlich aktuellen Mittelbildung dies einzubringen gestattet. Dabei interessiert nun angesichts der vorgegebenen Gebietsgrößen bei großräumig-vergleichender Betrachtungsweise nicht so sehr die relative Variabilität bezüglich aller Einzelstationen, die auch die kleinräumig-interne Schwankung einer Gebietsanomalie zum Ausdruck bringt, als vielmehr die relative Variabilität bezüglich der Teilgebiete gleichen Anomalievorzeichens, die deren Verbreitung miterfaßt und so den Repräsentativitätsgrad der mittleren Anomalie für das Gebiet als ganzes miteinbezieht. Dazu wird in einem ersten Schritt für jede Raum- und jede Zeiteinheit (d.h. für jedes Gebiet und jeden Monat) ein vorzeichenspezifisches Indexpaar (I_n , I_p) bestimmt, das die zusammengefaßte negative bzw. positive Teilanomalie innerhalb des Gebietes aus der Anzahl N_n bzw. N_p der Stationen mit negativem bzw. positivem Vorzeichen ihres Niederschlagsanomalie-Index' NI, gewichtet nach der jeweiligen Stärke der Einzelanomalien und bezogen auf die Gesamtzahl N aller Gebietsstationen errechnet:

$$(6) \quad I_n = \frac{N_n}{\sum_{i=1}^{N_n} NI_i} \cdot \frac{NI_i}{N} ; \quad I_p = \frac{N_p}{\sum_{i=1}^{N_p} NI_i} \cdot \frac{NI_i}{N} .$$

Dabei gilt $I_n \leq 0$, $I_p \geq 0$, $N_n + N_p \leq N$, und insbesondere kann eine der beiden Teilanzahlen N_n oder N_p auch gleich N sein. Offenkundig ist

$$(7) \quad M = I_n + I_p \quad ,$$

so daß sich das gewünschte Variabilitätsmaß v für $M \neq 0$ einführen läßt als

$$(8) \quad v := \frac{[|I_n - M| + |I_p - M|] \cdot 0.5}{|M|} = \frac{I_p - I_n}{2 \cdot |I_n + I_p|}$$

(Für $M = 0$, also verschwindende Anomalie im Gebietsmittel, sei v formal auf 1 gesetzt.) Diese Definition von v entspricht der relativen Variabilität von (I_n, I_p) bis auf einen Faktor 2 (M ist nicht Mittel-, sondern Summenwert von I_n und I_p !) und erscheint insofern der vorliegenden Problemstellung angemessen, als der neutrale Wert 1 genau dann angenommen wird, wenn die mittlere Abweichung der vorzeichenspezifischen Indizes vom Gebietsmittel diesem betragsmäßig gleich ist (mit zusätzlichem Faktor 2 wäre das nur bei $I_n = 0$ oder $I_p = 0$ der Fall, also unter der arithmetisch optimalen Gegebenheit einer über das ganze Gebiet verbreiteten Anomalie gleichen Vorzeichens). Weiterhin gilt $v \geq 0.5$, so daß für den in den angestrebten Gebietsanomalie-Index eingehenden Kehrwert $\frac{1}{v}$ eine definitive Obergrenze besteht, die keine numerische Ausuferung in Extremfällen zuläßt.

Die Größe $\frac{1}{v}$ sollte dennoch nicht ohne weitere Anpassung Eingang in den Gebietsindex GI finden: so besteht generell eine Tendenz für Gebiete mit hochkorrelierten Stationen zu kleineren v -Werten, für Gebiete mit schwachkorrelierten Stationen zu größeren v -Werten. Diese systematischen Unterschiede würden den im Faktor ρ eingebrachten Ausgleich für die unterschiedliche Güte der Gebietszusammenfassung wieder aufzuheben tendieren, so daß eine gegenläufige Gewichtung von $\frac{1}{v}$ mit der Ausgleichsgröße ρ vorgenommen werden muß, d.h. Gewichtung mit ρ für $v > 1$ und mit $1 - \rho$ für $v \leq 1$. Dies bedeutet, daß für das gesamte Gebiet weniger repräsentative Anomalien ($v > 1$) bei hochkorrelierten Stationen, für die es der seltenere Fall ist, stärker gewichtet werden als bei

schwachkorrelierten Stationen, für die es der häufigere Fall ist, daß umgekehrt für das gesamte Gebiet in höherem Maße repräsentative Anomalien ($v \leq 1$) bei hochkorrelierten Stationen, für die es der häufigere Fall ist, geringer gewichtet werden als bei schwachkorrelierten Stationen, für die es der seltenere Fall ist. Berücksichtigt man noch die Konsistenz-Bedingung $GI = \frac{M}{\rho}$ für $v = 1$, so ergibt sich mit den Vereinbarungen der Gleichungen (1), (5), (6), (7) und (8) für den Gebietsanomalie-Index GI

$$GI := \begin{cases} \frac{M}{\rho} \cdot \left(\frac{-\rho}{v} + 1 - \rho \right) & \text{für } v > 1 \\ \frac{M}{\rho} \cdot \left(\frac{1 - \rho}{v} + \rho \right) & \text{für } v \leq 1 \end{cases}$$

Dieser Index leistet einen Ausgleich für die unterschiedliche Güte von Gebietszusammenfassungen, berücksichtigt den variablen Repräsentationsgrad der mittleren Anomalien für das jeweilige Gebiet als ganzes, beinhaltet über den involvierten Niederschlagsanomalie-Index der Einzelstationen einen Ausgleich unterschiedlicher allgemeiner Niederschlagsniveaus unter Beibehaltung unterschiedlicher Schwankungsgrößen verschiedener Stationen und erscheint somit geeignet für großräumig-vergleichende Untersuchungen von Niederschlagsanomalien bis hin zur global-tropischen Betrachtungsdimension.

2.5. Zusammenhängende Phasen von Niederschlagsanomalien

Neben zeitlich singulären, auf einen Einzelmonat beschränkten Anomalien treten oftmals kontinuierliche Folgen mehrerer Monate mit ähnlichen Anomalien gleichen Vorzeichens auf. Sie zu erfassen setzt zweierlei voraus: i) eine minimale Andauerzeit; bei der geringen zeitlichen Auflösung von Monatsniederschlägen wird man naheliegenderweise die kürzest mögliche Folge von 2 Monaten festlegen; nicht erfaßt werden also nur die singulären Anomalien, allerdings auch dann nicht, wenn sie aufgrund ihrer Stärke selbst den Gesamtwert einer ganzen Jahreszeit bestimmen (Persistenz-Kriterium); ii) ein definitives Kriterium für den Abbruch einer Anomaliephase. JANOWIAK

et al. (1986) etwa verwenden Einordnungen des ersten Folgemonats nach einer Dürreperiode (für sich oder zusammen mit seinen beiden nächsten Vorläufermonaten) in bestimmte höherrangige Perzentile der langfristigen Niederschlags-Häufigkeitsverteilung. Für die vorliegenden kürzeren Niederschlagsreihen soll das Über- bzw. Unterschreiten der vollen Standardabweichung herangezogen werden, allerdings nicht bezüglich des Gebietsanomalieindex', sondern bezüglich des vorzeichenspezifischen Indexpaares (I_n, I_p) aus Teil 2.4. Diese Variante impliziert zwar die Möglichkeit gegenläufiger Parallelanomalien, vermag aber zwischenzeitlich auftretende räumliche Kontraktionen ansonsten umfassender Anomalien ohne inadäquate Unterbrechung in kontinuierliche Anomaliephasen zu integrieren. Gegenläufige Parallelanomalien gleichen sich zudem im nachfolgend berechneten Gebietsindex meist wieder aus oder erhalten sich nur dann, wenn zeitliche Übergänge von einer Anomalie zur entgegengesetzten mit sukzessiver räumlicher Verlagerung entsprechende Anomalieüberlappungen im Gesamtgebiet auch tatsächlich erzeugen.

Wendet man Gleichung (3) aus Teil 2.4. auf die linear kombinierte Größe $M = I_n + I_p$ an, so verkürzt sich mit $N = 2$, mit $k_1 = k_2 = 1$ und mit der im globalen Maßstab zulässigen Vereinfachung $\sigma_{I_n} = \sigma_{I_p}$ der Ausdruck für die Standardabweichung σ_M von M auf

$$\sigma_M = \sqrt{(2 + 2 \cdot r_{I_n I_p})} \cdot \sigma_{I_p}$$

Der Korrelationskoeffizient $r_{I_n I_p}$ von I_n und I_p beträgt rund 0.2 (nicht etwa 0.0, wie leichtfertig vermutet werden könnte!), so daß sich die gesuchte Größe σ_{I_p} aus der bekannten Größe σ_M leicht ableiten läßt als

$$\sigma_{I_p} = \frac{\sigma_M}{\sqrt{2.4}}$$

Getrennt nach Vorzeichen werden also alle mindestens zweimonatigen kontinuierlichen Abfolgen mit I_n - bzw. I_p - Werten unterhalb bzw. oberhalb von $\mp \sigma_{I_p}$ zu Anomaliephasen zusammengefaßt, für die die Berechnung des Gebietsanomalieindex' GI in folgenden Schritten erfolgt: i) Bestimmung eines vorzeichenspezifischen Indexpaares für jede Einzelstation: dazu werden die Summen aller positiven bzw. negativen Einzelmonats-Indizes durch die Gesamtmonatsanzahl der betreffenden Anomaliephase dividiert; eine Station bleibt für die anschließende Gebietszusammenfassung unberücksichtigt, wenn mehr als die Hälfte der Anomaliephase mit fehlenden Daten belegt ist; außerdem werden diejenigen Monate aus der Berechnung ausgeklammert, die im Stations-Mittel "niederschlagsarm" sind, es sei denn, sie zeigen eine mindestens halb-signifikante Anomalie (d.h. einen jenseits der halben Standardabweichung liegenden Wert des Niederschlagsanomalie-Index' NI). Diese Ausschlußbedingung stellt sicher, daß Gebietsanomalien nicht durch Einzelstationsbeiträge inadäquat nivelliert werden, die aufgrund der allgemeinen Klimatologie (z.B. kürzere Regenzeit) keine gleichartige Grundsatzmöglichkeit zur signifikanten Anomalieausbildung besitzen. "Niederschlagsarm" ist für vorliegende Zwecke in vertretbarer Einfachheit als Anteil des mittleren Monatsniederschlags am mittleren Jahresniederschlag von unter $1/36$ festgelegt worden. Vertretbar ist diese Vereinfachung vor allem deshalb, weil damit keine fundierte Einteilung in hygrische Jahreszeiten erreicht werden soll, sondern lediglich das pragmatische Ziel, unangemessene Beeinflussungen numerischer Indizes zu begrenzen. ii) Bestimmung eines vorzeichenspezifischen Indexpaares für das betreffende Gebiet: dazu werden die Summen aller positiven bzw. negativen Einzelstations-Indizes durch die Gesamtanzahl aller eingehenden Einzelstationen dividiert. iii) Bestimmung des Gebietsanomalie-Index' GI für die betreffende Anomaliephase unter Verwendung des in ii) erhaltenen Indexpaares und der in Teil 2.4. abgeleiteten Bestimmungsgleichungen.

2.6. Ergebnisdarstellung

Zur Darstellung tropischer Niederschlagsanomalien, wie sie sich auf der Grundlage der vorab entwickelten Indizes ergeben, konzentrieren wir uns auf die Gebietszusammenfassungen von jeweils mindestens zwei Stationen (vgl. Abb. B1 und Tab. A2) sowie auf die mindestens zweimonatigen zusammenhängenden Phasen von Niederschlagsanomalien unter Ausblendung der Vielzahl einzelner Stationsanomalien und singulärer Abweichungen in isolierten Einzelmonaten. Abb. B2 zeigt die entsprechenden Indexwerte in klassifizierter Form bei Abweichungsbeträgen von mindestens der halben (einfache Strichstärke) bzw. der ganzen (doppelte Strichstärke) universal-tropischen Standardabweichung des Gebietsindex' GI. Für den vorliegenden Zeitraum von 1968 bis 1985 ergeben sich im global-tropischen Vergleich folgende Aussagemöglichkeiten:

- a) Niederschlagsanomalien sind auch in den Tropen ein verbreitetes Phänomen, das in seiner Auftrittshäufigkeit nicht primär nach Breitenlage (äquatornähere und wendekreisnähere Tropen) und nach Kontinentalitätsgrad differiert, sondern vorwiegend regionalen Gebundenheiten der atmosphärischen Variabilität zu unterliegen scheint.
- b) Im Bereich des nordafrikanischen Sahel treten die bekannten Dürreperioden bei Verwendung der zugrundegelegten 18-jährigen Referenzwerte nicht derartig spektakulär hervor wie unter Einbezug der besonders feuchten 50-er Jahre (vgl. etwa KERR, 1985). Auffällig sind vor allem noch die defizitären Jahre von 1972 und 1973 sowie von 1983 und 1984, während gemessen an den jüngeren Verhältnissen seit 1968 auch einige relativ feuchte Jahre auftreten (vor allem 1974 und 1975). Im globalen Vergleich ist keine besondere Ausnahmestellung des Sahel zu erkennen.
- c) Die äquatornäheren Teile Nordafrikas zeigen die häufigsten Abweichungen im Bereich der Guineaküste, ansonsten wesentlich seltener verbreitete Anomaliephasen; am markantesten ist noch die parallele Häufung negativer Abweichungen während des sahelischen Dürrejahres von 1984. Eine Tendenz zu gleichsinnigen Anomalien wie im Sahel ist auch noch 1983, teilweise

1976 und 1975 sowie vor allem im Feuchtjahr 1974 festzustellen, während Züge gegenläufiger Abweichungen im Jahr 1973 erkennbar werden. Beide Verknüpfungsvarianten treten auch in längerfristigen Zeiträumen immer wieder zu Tage (NICHOLSON, 1979a).

d) Erst südlich des Äquators nimmt in Afrika die Auftretshäufigkeit signifikanter Niederschlagsanomaliephasen wieder nachhaltig zu, sowohl im äquatorialen Ostafrika als auch im Anschluß an den relativ abweichungsarmen Bereich Zambias. Wiederholt zeigt sich eine Gegenläufigkeitstendenz zwischen kontinentalen und östlich anschließenden ozeanischen Gebieten (1970, 1973, 1974, 1977, 1978, 1982), gelegentlich aber auch eine Neigung zu gleichsinnigen Anomalien (1979, 1983).

e) Besonders abweichungsbetont erscheint der Bereich des indischen Subkontinents (in Übereinstimmung mit MEEHL, 1987). Abgesehen von andersartigen Niederschlagsjahresgängen in Sri Lanka ('äquatoriale' Doppelgipfligkeit) und im Nordwesten (außertropisch-tropische Doppelgipfligkeit) wird das breitenmäßig weite Gebiet vom gleichen monsunalen Regime beherrscht, das in seinen Anomalien auch häufig weiter verbreitete Niederschlagsabweichungen erzeugt (v.a. 1970, 1972, 1974, 1975, 1981, 1983). Lediglich der längenversetzte Bereich Ost-Indiens zeigt ebenso häufig gegensinnige wie gleichsinnige Anomalien.

f) Von relativ geringem Homogenitätsgrad sind die Niederschlagsanomaliephasen in Südostasien einschließlich der äquatornahen Teile. Die verbreitetsten Abweichungen gleichen Vorzeichens sind noch in den Jahren 1970, 1973, 1977 sowie im äquatornahen Bereich 1983 und 1984 festzustellen. Selbst die unmittelbar benachbarten Gebiete Birmas und Thailands zeigen nur in einem Drittel der Jahre parallele Anomalien. Offensichtlich bedingt die vielgestaltige Kleinkammerung dieses Großraums auch ein höheres Maß teilräumlicher Eigenständigkeit im übergreifenden Niederschlagsgeschehen.

g) Die größten Auftretshäufigkeiten niederschlagsanomalier Phasen finden sich im Bereich Australiens und des Westpazifiks. Diese auffällige räumliche Konzentration steht in Übereinstimmung mit bereits zitierten Arbeiten (Teil 1.4.), die

gerade dem westpazifischen Bereich eine besondere Stellung in der großräumigen Zirkulationssteuerung zuschreiben (MURAKAMI, 1975; VAN LOON und SHEA, 1985; GUTZLER und HARRISON, 1987). In Australien treten vor allem die Jahre 1969, 1970, 1973, 1983 und 1985 als verbreitet niederschlagsdefizitär, 1974 und 1976 als verbreitet regenüberschüssig in Erscheinung; der gesamte Westpazifik wird 1983 und (mit Ausnahme der Fidschi-/Samoa-Inseln) auch 1973 von negativen Anomalien überdeckt, wie es für sog. El-Niño-Jahre charakteristisch ist; im nordhemisphärischen Westpazifik heben sich darüberhinaus die Feuchtjahre 1971, 1972, 1976 und die Trockenjahre 1977, 1984 hervor, im südhemisphärischen Westpazifik vor allem das defizitäre Jahr 1976 sowie das Überschußjahr 1980. Angesichts der Weite dieses ozeanischen Großraums verwundert die im übrigen stärkere Streuung der einzelnen Anomaliephasen grundsätzlich nicht.

h) Wesentlich geringere Aufttrittshäufigkeiten niederschlags-anomaler Phasen zeigt schließlich der Bereich des amerikanischen Kontinents, was auf eine vergleichsweise größere Ausgleichenheit der dortigen Zirkulationsprozesse schließen läßt. Auffällig bleiben im nordhemisphärischen Amerika die Häufungen positiver Abweichungen in den Jahren 1970, 1979 und 1981, diejenigen negativer Abweichungen in den Jahren 1972 bis 1974. Zwischen Nordwest- und Südwest-Kolumbien vollzieht sich der Wechsel zum äquatorialen Niederschlagsregime, beide Gebiete zeigen nur noch zweimal parallele Anomalien (1981 und 1983). Mit dem nahegelegenen Ecuador sind die Affinitäten nicht größer, der Wandel zum südhemisphärischen Regime vollzieht sich hier im Westen des Kontinents auf kurzen Distanzen. Dies steht im Zusammenhang mit dem andersartigen Wanderungsverhalten der ITC über ozeanischen Großräumen, wie es auch über dem westlichen Atlantik zu beobachten ist. Als Konsequenz bildet sich in Nordost-Brasilien erneut ein für seine Breitenlage atypischer Klimabereich, verbreitet sogar auf sehr geringem absoluten Niederschlagsniveau. Im nördlichen Teil deutet sich die damit verbundene Dürreanfälligkeit in der doppelt so großen Anzahl negativer Anomaliephasen gegenüber ihrem Gegenteil an. Großräumige Häufungen gleichsinniger

Anomalien sind gerade über Südamerika recht selten und am ehesten noch in den Jahren 1976/77 zu beobachten.

i) Neben regionalen Charakteristika lassen sich aber auch überregionale Zusammenhänge erkennen: am deutlichsten wird dies im El-Niño-Jahr von 1983 mit seinen verbreitet negativen Anomalien (im gesamten Westpazifik, Australien, im indonesischen Raum bis zu den Ost-Philippinen, über Südafrika und den Maskarenen sowie im äquatornäheren Teil Südamerikas); von den gleichzeitigen positiven Anomalien sind aufgrund der beschränkten Datenlage nur die Fälle Ecuadors (ähnliche Verhältnisse zeigen sich auch für die nicht abgebildete Einzelstation der Galapagos-Inseln), des südlicheren Südamerikas und einiger nordhemisphärischer Bereiche aufzufinden (im Winter bzw. Frühjahr nördlich des Südchinesischen Meeres und im Nordwesten der indischen Großregion). Aber auch das schwächere El-Niño-Jahr von 1973 zeigt weitverbreitete Anomalien (negative über dem Westpazifik, Australien, den Ost-Philippinen und Südafrika, nun allerdings mit positiven Abweichungen östlich davon, und (ebenfalls invers zu 1983) negative Werte in Belutschistan). Auch 1978 wird als ein schwächeres El-Niño-Jahr erkennbar, nunmehr allerdings mit verbreitet positiven Anomalien über Südafrika. Solche wiederum verbinden sich 1974 mit ähnlichen Verhältnissen in weiten Teilen Australiens und des Westpazifiks (positive Abweichungen eines sog. Anti-El-Niño-Ereignisses). Gleichermaßen von Negativanomalien werden Südafrika und Australien in den Jahren 1970 und 1979 betroffen, während 1982 eine Tendenz zu trockeneren Verhältnissen über Südafrika und feuchteren in der westlichen Hälfte Australiens zeigt. Relativ verbreitete Negativanomalien in Südamerika verbinden sich 1977 mit ebenfalls trockenen Verhältnissen im nördlichen Westpazifik und mit Überschüssen in der östlichen Hälfte Australiens, 1976 dagegen mit negativen Abweichungen über dem südlichen Pazifik und positiven über dem nördlichen Pazifik, im Raum Australiens und östlich des südafrikanischen Kontinents.

k) Auch im Bereich der Nordhemisphäre ergeben sich weiträumige Anomalieverbindungen: besonders auffällig die gleichzeitig negativen Abweichungen von 1972 im Sahel, im indischen und im

karibischen Raum, die ebenfalls alle drei Großregionen betreffenden Verhältnisse von 1974 mit nunmehr jedoch positiven Abweichungen über weiten Teilen Nordafrikas sowie die Situation von 1983 mit vertauschten Rollen zwischen Indien (feucht) und Nordafrika (trocken) sowie den im Pazifik fortgesetzt defizitären Niederschlagsverhältnissen. Erwähnenswert sind außerdem die Jahre 1975 (anomal feucht im Sahel und in Indien), 1984 (anomal trocken in Nordafrika und im nördlichen Pazifik), 1973 (anomal trocken im Sahel, anomal feucht im hinterindisch-philippinischen Raum), 1970 (anomal feucht in Vorder- und Hinterindien sowie im karibischen Raum), 1981 (anomal trocken im indischen, anomal feucht im karibischen Raum) sowie 1977 (anomal feucht im vorder-, anomal trocken im hinterindischen Raum).

Wie bereits dieser gedrängte Überblick zeigt, sind die weiträumigen Anomaliekombinationen auf der interannuellen Zeitskala schon innerhalb eines nur knapp zwei Jahrzehnte umfassenden Zeitraums sehr vielgestaltig. Entsprechend vielgestaltig dürften auch die bedingenden Zirkulationskonfigurationen sein, wie es für die Beispielfälle 1972, 1974, 1975 und 1983 mit Bezug auf den Großraum vom Sahel bis Indien sowie 1974, 1978, 1982 und 1983 mit Bezug auf den Großraum von Südafrika bis Australien an anderer Stelle bereits gezeigt worden ist (JACOBET, 1988 und 1989). Welche der alternativen Zustandsformen längerfristig bevorzugt werden, läßt sich auf der Grundlage zeitlich begrenzter Datenreihen nicht entscheiden. Gleichermäßen läßt sich keine Aussage über spezifische Verlaufsformen in der Zustandsabfolge treffen, wofür illustrativ die zweidimensionale Darstellungsform von Abb. B2 mit ihrer zwangsläufig schematischen Gebietsaneinanderreihung in eine dreidimensional-perspektivische Darstellungsform mit zwei räumlichen und einer zeitlichen Koordinatenachse weiterzuentwickeln wäre. In der vorliegenden Form jedoch leistet Abb. B2 zunächst eine griffige Zusammenfassung des umfangreicheren Ausgangsmaterials und erlaubt global-tropische Vergleichsbetrachtungen anomaler Niederschlagsphasen, wofür die Eigenschaften des zugrundeliegenden Gebietsindex' (Ausgleich un-

terschiedlicher Gebietszusammenfassungsgüte, Berücksichtigung variablen Repräsentativitätsgrades von Gebietsanomalien, Ausgleich unterschiedlicher absoluter Niederschlagsniveaus, Beibehaltung verschiedener Schwankungsbeträge) die substantielle Berechtigung liefern.

.Bevor die Analyse bedingender Zirkulationsverhältnisse in Angriff genommen wird, sollen jedoch ergänzende Betrachtungen zur hochreichenden Konvektionsbewölkung der Tropen vorangestellt sein.

3. Untersuchung von Auftretshäufigkeiten stark reflektierender Bewölkung (HRC) in den Tropen

3.1. Datengrundlage

Mit der Möglichkeit, künstliche Erdtrabanten auch für die Atmosphärenforschung nutzbar zu machen, haben sich nicht nur für die Meteorologie, sondern auch für die Klimatologie immense Erweiterungen in der Datenbeschaffung und in der Problembearbeitung ergeben (BARRETT, 1974). Gerade auch im Rahmen der Tropenforschung können Satellitendaten aus verschiedenen Spektralbereichen zur Gewinnung von umfassenden und hochaufgelösten Temperatur- und Feuchtigkeitsprofilen, zur Ermittlung klimatologisch höchst bedeutungsvoller Meeresoberflächentemperaturschwankungen, zur Erfassung zeitlich wie räumlich variabler Bewölkungskonfigurationen und daraus ableitbaren Windströmungen, atmosphärischen Wellenbewegungen, großräumigen Zirkulationsmerkmalen und sogar Niederschlagsverhältnissen herangezogen werden (WINSTON, 1972). Bewölkungsangaben sind sowohl aus dem sichtbaren als auch aus dem infraroten Spektralbereich zugänglich, für das Gebiet der Tropen allerdings in umfassender und kontinuierlicher Form erst seit den 70er Jahren. Die längste verfügbare Reihe beginnt Anfang 1971 (auf Magnetband erhältlich über das National Center for Atmospheric Research in Boulder, Colorado) und beinhaltet tägliche Angaben über das Auftreten von stark reflektierender Bewölkung ('highly reflective clouds' HRC) innerhalb des tropischen Gebietsstreifens zwischen 25°N und 25°S mit 1° x 1°- Auflösung (d.h. für jeden der $51 \cdot 360 = 18360$ Gebietsausschnitte mit einem Breiten- sowie einem Längengrad als Kantenlängen wird das Auftreten bzw. Fehlen von HRC an jedem Einzeltag des erfaßten Gesamtzeitraums spezifiziert). Die Angaben basieren auf Bildern im sichtbaren Spektralbereich, die jeweils nahe des örtlichen Mittagstermins von Wettersatelliten auf polaren Umlaufbahnen aufgenommen worden sind (GROSSMAN und GARCIA, 1983). Da die reflektierte Strahlung mit Höhe und Vertikalmächtigkeit tropischer Quell-

wolken variiert, heben sich Gebiete aktiver organisierter Konvektion mit hochreichender Quellbewölkung auf diesen Bildern durch überdurchschnittliche Helligkeit (brightness) hervor und lassen sich durch manuelle Intervention auch in Gebieten unterschiedlicher Hintergrundhelligkeit verlässlich identifizieren (GARCIA, 1981). Für die nachfolgenden Auswertungen stand die nahezu lückenlose Datenreihe von 1971 bis 1985 zur Verfügung.

3.2. Auswertungsmöglichkeiten satellitenbildgestützter Bewölkungsangaben

Schon frühzeitig sind Satellitenbilder zur Rekonstruktion troposphärischer Windverhältnisse herangezogen worden, wobei aus den Verlagerungsgeschwindigkeiten von Wolken verschiedener Stockwerke auf entsprechende Höhenwinde zurückgeschlossen wird (HUBERT und WHITNEY, 1971; VIRJI, 1981). Selbst der Einfluß wandernder Wellenstörungen läßt sich aus dem Ausbreitungsverhalten von Wolkenformationen rekonstruieren (CHANG, 1970). Darüberhinaus hat sich unsere Kenntnis atmosphärischer Zirkulationsmechanismen durch Satellitenbilder erheblich erweitert: gerade im Bereich der Tropen sind mit abgesicherten Angaben über Lage und Intensität von Passat-, Monsun- und innertropischen Konvergenzzonen (GRUBER et al., 1971) oder mit differenzierten Informationen über die verschiedenartigen Wolkenbänder der tropischen Ozeane (OLIVER und ANDERSON, 1969) substantielle Fortschritte erzielt worden, und im Untersuchungskontext tropisch-außertropischer Wechselwirkungen haben Satellitenbilder klimatologisch bedeutungsvolle langgestreckte diagonale Wolkenbänder zwischen außertropischen Störungszonen und innertropischen Konvektionszentren zu Tage gefördert, die aus den Gebieten der Sahara (FLOHN, 1975; WINIGER, 1975), Südafrikas (HARRISON, 1984a) und des tropischen Atlantiks (GRAY und CLAPP, 1978) eingehender behandelt worden sind. Schließlich hat das Problem der Niederschlagsbestimmung aus satellitenbildgestützten Bewölkungsangaben verstärkte Aufmerksamkeit erfahren, da weite Teile der Erde (insbesondere die klimatologisch bedeutungsvollen tropischen Ozeane)

entweder überhaupt nur durch spärliche Daten oder lediglich durch punktuelle Einzelmessungen mit unsicherer Gebietsrepräsentanz gekennzeichnet sind. Grundlage des Verfahrens ist die allgemein anerkannte Tatsache, daß der größte Teil tropischen Niederschlags aus Wolkenmassen organisierter Konvektion fällt (RIEHL, 1979, S. 115), die auf Satellitenbildern in verschiedenen Spektralbereichen zu identifizieren sind. Prinzipiell beinhaltet das Approximationsverfahren zwei Teilschritte - die Bestimmung von Auftreten und ausgewählten Eigenschaften tropischer Konvektionsbewölkung aus Satellitenmessungen sowie die theoretisch oder empirisch begründete Umsetzung in Niederschlagswerte -, die auf unterschiedliche Weise bewerkstelligt werden können. BARRETT (1970) etwa transformiert nephanalytische Angaben über Wolkengattung und Bedeckungsgrad mittels gattungsspezifisch zugewiesener Niederschlagswahrscheinlichkeiten und -intensitäten in Niederschlagskoeffizienten, die aufgrund empirischer Beziehungen zu Aufzeichnungen ausgewählter Meßstationen in Schätzwerte des (monatlichen) Niederschlags umgesetzt werden. MARTIN und SCHERER (1973) erwähnen bereits die Möglichkeit, mittels Mikrowellen-Radiometer auch aus dem Weltraum größere Wassertröpfchen direkt meßtechnisch zu erfassen, eine Methode, die bei WILHEIT et al. (1977) oder RAO (1984) eingehender beschrieben wird und den globalen Kartenwerken mittlerer Niederschlagsraten über den Weltmeeren (RAO et al., 1976) zugrundeliegt. Die vom Satelliten empfangenen Signale im cm-Wellenlängenbereich hängen allerdings neben der atmosphärischen Modifikation auch von der Emission der Erdoberfläche ab, die über Land bei generell großen Werten sehr variabel ist und erst über Meeresflächen bei relativ kleinen Werten die erforderliche Gleichförmigkeit für hinreichend genaue Abschätzungen des atmosphärischen Niederschlagswassers erreicht. Auch über Landflächen können jedoch zwei Verfahren eingesetzt werden, die sich wiederum der satellitentechnisch erfaßbaren Bewölkung bedienen, gestützt auf Informationen im sichtbaren oder im infraroten Spektralbereich. Grundlagendaten der ersteren Art sind etwa die auch in vorliegender Arbeit verwendeten täglichen Angaben über das Auftreten stark reflektierender Bewölkung (HRC), als

die sich die relativ großräumigen Gebiete aktiver organisierter Konvektion in den Tropen den täglich auf polarer Umlaufbahn passierenden Satelliten darstellen. KILONSKY und RAMAGE (1976) finden (bei 1% Irrtumswahrscheinlichkeit) eine Korrelation von + 0.75 zwischen monatlichen HRC-Häufigkeiten und 820 Stations-Monaten registrierten Niederschlags auf pazifischen Koralleninseln und entwickeln auf dieser Basis eine Regressionsgleichung, die für ozeanische Gebiete der Tropen eine Abschätzung des Monatsniederschlags aus monatlichen HRC-Häufigkeiten ermöglicht. GARCIA (1983) zeigt für die letzten drei El-Niño-Ereignisse zentralpazifische Isohyeten, die empirisch aus HRC-Häufigkeiten abgeleitet sind. GROSSMAN und GARCIA (1983) schließlich präsentieren Isohyeten des mittleren Juliniederschlags im Gebiet des südasiatischen Sommermonsuns, die ebenfalls über eine Regressionsgleichung aus HRC-Häufigkeiten abgeleitet sind. Häufig noch aufwendiger sind Transformationsversuche, die sich infraroter Satelliteninformation bedienen: Gebiete aktiver und hochreichender Konvektion heben sich als kalte Wolkenoberflächen ab, die mittels geeigneter Begrenzungs-Isothermen (MEISNER und ARKIN (1983) etwa verwenden einen Schwellenwert von 235 K) aus dem infraroten Temperaturfeld ausgegliedert werden können. Auch bei geostationären Satelliten lassen sich zudem neben sehr hohen zeitlichen sehr hohe räumliche Auflösungen erreichen (GRIF-FITH et al. (1978) etwa arbeiten mit halbstündigen Bildsequenzen und 4 km x 8 km Basisflächen), die allerdings die Niederschlagsapproximation ab bestimmten Grenzbereichen nicht mehr weiter verbessern: der sog. Lebenszyklus-Effekt verursacht generell zeitliche Verschiebungen zwischen der satellitenbildgestützten individuellen Wolkenbedeckung einer Fläche und deren Niederschlag, und im räumlichen Auflösungsbereich zwischen 0.5 und 2.5 Breitengraden nimmt in der Beziehung zwischen Wolkenbedeckung und Niederschlag die Streuung zu kleineren, die Korrespondenzgüte zu größeren räumlichen Dimensionen hin zu (RICHARDS und ARKIN, 1981). MARTIN und HOWLAND (1986) empfehlen Zeitabstände aufeinanderfolgender Bilder um die halbe Lebenszeit der kurzlebigsten Regenzellen und räumliche Auflösungen zwischen einem Viertel und

dem Doppelten des Durchmessers der kleinsten signifikanten Regenzellen. Die anschließende Umsetzung in Niederschlags-schätzungen erfolgt zumeist mittels Radarmessungen des Flächenniederschlags (bei GRIFFITH et al. (1978) über Südflorida, bei MEISNER und ARKIN (1983) über dem tropischen Atlantik), aber auch über theoretische Parametrisierungen, die z.B. auf KUO's (1965) Formulierung der tropischen Cumuluskonvektion aufbauen. GARCIA (1981) stellt einen Vergleich zwischen sichtbaren (KILONSKY und RAMAGE, 1976) und infraroten (GRIFFITH et al., 1978) Approximationstechniken an, der sich auf $1^\circ \times 1^\circ$ - Ausschnitte im Bereich des tropischen Atlantiks und seiner Umgebung bezieht ($21^\circ\text{N} - 4^\circ\text{S}$, $6-49^\circ\text{W}$), und kommt zu folgenden Ergebnissen: generell liegen die Schätzungen innerhalb 15%-iger Abweichungen von Radarsondierungen, korrelieren über ozeanischen Gebieten bis zu Koeffizienten von 0.92 miteinander und zeigen über Westafrika und angrenzenden Meeresgebieten vor allem bei nächtlichen Niederschlagsspitzen die größten Abweichungen voneinander. Kombinierte sichtbare und infrarote Auswertungstechniken werden deshalb bei MARTIN und HOWLAND (1986) mitentwickelt, die überdies dreifache niederschlagsdifferenzierte Helligkeits- bzw. Temperaturabstufungen einführen, die je nach geographischem Raumbezug und jahreszeitlicher Zugehörigkeit flexibel bestimmt werden können.

Insgesamt haben Bewölkungserfassungs- und Niederschlagstransformationstechniken mittlerweile einen hohen Komplexitätsgrad erreicht (NEGRI et al. (1984) etwa halten die auf hochaufgelösten Infrarotdaten basierende Griffith-Woodley- Technik bereits für unnötig kompliziert), und dennoch muß eine Reihe von grundsätzlichen Restriktionsmomenten in Berücksichtigung bleiben: i) die Festlegung von Helligkeits- oder Temperaturschwellenwerten unterliegt subjektiven oder pragmatischen Einflußkriterien; MEISNER und ARKIN (1983) etwa weisen selbst darauf hin, daß eine um 10 K niedrigere Ausgliederungsisotherme kalter Wolkenoberflächen deutlich veränderte Niederschlagsschätzungen ergeben dürfte. ii) Speziell für Daten von Polbahn-Satelliten gilt die Einschränkung, daß die einmalige

Momentaufnahme pro Tag weder alle niederschlagsträchtigen Wolkenformationen noch ihre tatsächlichen wetterwirksamen Horizontalausdehnungen oder -verlagerungen während eines gesamten Tages vollständig zu erfassen vermag (vgl. GARCIA, 1981, S. 431). iii) Unklar bleibt die Rolle tropischen Niederschlags, der nicht aus stark reflektierenden oder oberflächlich besonders kalten Wolkenformationen fällt, sondern aus Quellwolken geringerer Vertikalerstreckung, denen z.B. WEISCHET (1983, S. 195 u. S. 200) zumindest hinsichtlich der Niederschlagshäufigkeit in den Tropen eine wesentliche Bedeutsamkeit zuspricht, oder aus schichtförmiger Bewölkung, wie sie auf der Rückseite sog. squall lines (lignes de grains, vgl. BORCHERT, 1978, S. 105) oder generell über Ozeanflächen nicht selten zu beobachten ist (vgl. GARCIA, 1981, S. 431). Zwar beinhalten die meisten Regressionsgleichungen zur Niederschlagsapproximation aus Häufigkeiten hochreichender Konvektionsbewölkung auch einen konstanten Term, der den anderweitig verursachten Niederschlagsanteil repräsentiert, doch ist gerade für Untersuchungen der variablen Niederschlagsschwankungen die nicht zu vernachlässigende Frage ausgeblendet, ob und ggf. in welchen Ausmaßen diese anderweitig verursachten Anteile eigenständigen und möglicherweise die Gesamtabweichungen signifikant modifizierenden Variabilitäten unterliegen. Erst die explizite Einbeziehung schichtförmiger Bewölkung in quantitative Niederschlagsschätzungen (ADLER und NEGRI, 1988) dürfte hier zu verlässlicheren Ergebnissen führen. iv) Hinsichtlich der Transformation von Bewölkungshäufigkeiten in Niederschlagsschätzwerte gilt die prinzipielle Einschränkung, daß derartige empirische Beziehungen im strengen Sinn nur für diejenigen Zeiten und Orte gültig und anwendbar sind, für die sie auch abgeleitet worden sind (vgl. RICHARDS und ARKIN, 1981, S. 1092); Übertragungen auf andere Zeiten und Orte, die keine entsprechende Beziehungsableitung ermöglichen, sind zwar gerade deshalb intendiert, in ihrer Berechtigung aber nicht zweifelsfrei abzusichern.

Korreliert man die Monatsniederschläge unserer verfügbaren Meßstationen mit zugehörigen monatlichen HRC-Häufigkeiten

(aufgrund des polwärtigen Randes der Bewölkungsangaben bei 25° Breite ist dies insgesamt für 408 Stationen möglich), ergeben sich folgende Aspekte: i) die (Rang-) Korrelationskoeffizienten liegen in den meisten Fällen um rund 0.05 höher, wenn anstelle der nächstgelegenen HRC-Einzelangabe das Mittel aller vier benachbarten Gitternetzpunkte zugrundegelegt wird. Dieses angesichts der meist den Eingradabstand überschreitenden Größe der HRC-Massive zu erwartende Ergebnis bestätigt tendentiell die oben zitierten räumlichen Untergrenzen der Korrespondenzgüte. ii) Koeffizienten von 0.7 oder höher (also etwa ab Größenordnungen wie der von KILONSKY und RAMAGE (1976) für pazifische Koralleninseln angegebene Wert von 0.75) werden nur für ein Drittel der Stationen erreicht, von über 0.8 nur mehr für 10% der Stationen. Zwar sind auch nicht wenige Stationen in Rechnung zu stellen, die aufgrund dominanter Alternativ- oder Zusatzsteuerungen von vornherein keine enge Beziehung zwischen HRC-Häufigkeiten und Gesamtniederschlagsmengen erwarten lassen - von den knapp 20% der Stationen mit Koeffizienten unter 0.4, die teilweise nicht einmal mehr signifikant von Null verschieden sind, liegen fast alle im Bereich starker orographischer Beeinflussung (Ecuador, Südwest-Kolumbien, Ostafrika), des unmittelbaren Nebeneinander von Küste und höher aufragenden Reliefteilen (Malaysia, Südost-Brasilien) oder eines andersartigen Zirkulations- und Niederschlagsregimes (Ostseite karibischer und südasiatischer Inseln mit Spätherbstmaximum der Niederschläge, südlicher Teil Nordost-Brasiliens mit Herbst- bis Spätherbstmaximum, West-Australien und Hawaii mit Wintermaximum); dennoch überrascht die Tatsache, daß von den potentiell ergebnisträchtigen Stationen noch nicht einmal die Hälfte brauchbare Korrelationen liefert. Hauptgrund hierfür dürften zum einen die nicht vollständige HRC-Erfassung bei einmaliger Registrierung pro Tag, zum anderen die nicht vernachlässigbaren Niederschlagsanteile aus andersartigen Wolkenformationen und ihre offenbar wenigstens teilweise eigenständigen Variabilitäten sein. iii) Faßt man Stationen und zugehörige HRC-Gitternetzpunkte zu den Gebieten aus Teil 2.3. zusammen (vgl. Abb. B1), ergibt sich ein Überblick über die räumliche Ver-

teilung der Regionen mit bevorzugt besseren Korrelationen. Insgesamt erreichen 13 Gebiete mittlere Koeffizienten über 0.7 (jeweils auf dem 99.9%- Signifikanzniveau): im Bereich Afrikas der südliche Teil Senegals (0.73), das Gebiet um Burkina Faso (0.72), der nördliche Tschad (0.73), Zentralafrika (0.74) und das Gebiet um Zambia (0.80); im Bereich Asiens alle erfaßbaren Teilgebiete Indiens im Zentrum (0.77), im Osten (0.79), Südosten (0.71) und Süden (0.80) sowie Birma (0.72) und Thailand (0.74); schließlich der Nordwesten Australiens (0.70) und als einziges ausgesprochen ozeanisches Gebiet der Westpazifik um die Marianen-Inseln (0.70). Diese Bereiche kämen also in erster Linie dafür in Betracht, mittels empirischer Umsetzungen der wesentlich kleinabständigeren Bevölkerungangaben in Niederschlagsabschätzungen zu einer erheblichen Verdichtung der niederschlagsbezogenen Informationsgrundlage zu gelangen. Auf der anderen Seite sind gerade diese Gebiete (mit Ausnahme Nordwest-Australiens und des Westpazifiks) hinsichtlich der Niederschlagsverhältnisse intern relativ gleichförmig (vgl. die mittleren Korrelationskoeffizienten in Tab. A2) und durch die vorhandenen Stationen jedenfalls für großräumige Betrachtungen relativ gut repräsentiert. Übertragungen empirischer Beziehungen auf andere datenarme oder datenlose Regionen wie z.B. das Kongobecken, Angola, Peru oder weite ozeanische Gebiete verbieten sich jedoch gerade angesichts der räumlich sehr unterschiedlichen und teilweise relativ schwachen Korrelationen, so daß im Rahmen dieser Arbeit auf derartige Versuche gänzlich verzichtet worden ist. Niederschlags- und HRC-Daten werden also eigenständig bearbeitet, wobei letztere (ungeachtet ihrer räumlich variablen Korrelationen zu ersteren) als Maß für Verbreitung und Auftrittshäufigkeit aktiver organisierter Konvektion betrachtet werden können. Diese besonders intensiven und systematisch ausgebildeten Formen vertikaler Austausch- und Transformationsprozesse unterliegen gesamtzirkulatorischen Steuerungen und eignen sich damit als Grundlage gerade für großräumige Untersuchungen, wobei die effektiv flächendeckende Datenbasis in erdumspannender Erstreckung zusätzlich vorteilhafte Ausgangsbedingungen konstituiert.

Als adäquate Darstellungsform global-tropischer Dimensionierung bietet sich damit die Variante kontinuierlicher Interpolations-Isanomalien an; dies wird mit glättender Wirksamkeit vorangehender $5^\circ \times 5^\circ$ - Zusammenfassungen der Einzelinformationen im Kapitel erdumspannender Höhenströmungskonfigurationen (Teil 5.) nach typisierender Vorauswahl charakteristischer Abweichungsverteilungen zur Anwendung gelangen. Darüberhinaus erweist sich jedoch auch eine selektive Präsentation als instruktiv, die prozentuale (monatliche) HRC-Häufigkeiten zusammen mit den entsprechenden Mittelwerten in Gestalt erdumspannender Zonalprofile in 10° - Breitenstreifen polygonal wiedergibt: die großräumig jeweils für $10^\circ \times 10^\circ$ Gebiete zusammengefaßten und zonal aneinandergereihten HRC-Häufigkeiten weisen die mittleren und aktuellen Extrempositionen aus und erlauben damit die Identifizierung möglicher Verlagerungen oder Umverteilungen bevorzugter Konvektionsbereiche. Für ausgewählte Breitenstreifen werden im folgenden typische Ausbildungsvarianten derartiger Zonalprofile dargestellt.

3.3. Häufigkeitsanomalien stark reflektierender Bewölkung im Zonalprofil

Die Abbildungen B3 bis B5 zeigen die prozentualen monatlichen HRC-Häufigkeiten in 10° -Längenabschnitten für die jeweils im Umrißbild der Kontinente eingezeichneten Breitenstreifen. Es werden ein äquatorialer ($5^\circ\text{N} - 5^\circ\text{S}$) sowie ein nord- und ein südhemisphärischer Breitenstreifen ($11^\circ - 20^\circ\text{N}$ bzw. S) betrachtet, wobei jeweils die Monate möglichst naher ITC-Positionen zugrundegelegt werden (Juni bis September im nord-, Dezember bis März im südhemisphärischen Fall, die verbleibenden Übergangsmonate im äquatorialen Fall). Die HRC-Häufigkeitsanomalien werden an der Gegenüberstellung von aktueller (durchgezogen) und zugehöriger mittlerer Verteilungskurve (gepunktet) erkennbar, wobei die Standardabweichung im regenzeitlichen Mittel der Tropen bei etwa 3.5% zu liegen kommt. Dieser relativ kleine Wert erklärt sich aus den ver-

breiteten Regionen geringer HRC-Häufigkeiten mit entsprechend niedrigeren Abweichungsbeträgen sowie aus einer Vielzahl von Einzelmonaten mit mittelwertsnahen Bewölkungsverhältnissen. Die nachfolgend diskutierten Verteilungsmuster von Häufigkeitsanomalien beschränken sich auf charakteristische Fälle, in denen signifikante Abweichungen nicht nur in einer isolierten Einzelregion, sondern entweder in mehreren großräumigen Gebieten gleichzeitig oder in wenigstens einem Großraum unter umverteilender Extrema-Verlagerung auftreten. Die innerhalb des verfügbaren Zeitraums von 1971 bis 1985 feststellbaren typhaften Anomalieverteilungen organisierter Konvektion werden anhand ausgewählter Einzelmonate mit typenkennzeichnender Verteilungskurve illustriert. Insgesamt ergeben sich folgende Resultate:

1) Im äquatorialen Breitenstreifen zwischen 5°N und 5°S (Abb. B3) sind im Mittel drei Bereiche maximaler HRC-Häufigkeiten festzustellen: über Südamerika, Äquatorialafrika und rund um den sog. 'maritimen Kontinent' der indonesischen Inselwelt, allerdings mit zwei peripheren Spitzen im östlichen indischen und im westlichen pazifischen Ozean und einem dazwischenliegenden sekundären Minimum (v.a. im Oktober/November deutlich entwickelt). Die primären Minima in den ozeanischen Bereichen sind im April/Mai wesentlich flacher ausgebildet (v.a. über dem Atlantik) als im Oktober/November, worin der bekannte Kombinationseffekt hemisphärisch asymmetrischer ITC-Positionen und ozeanisch zeitverzögerter ITC-Verlagerungen zum Ausdruck gelangt. Unter den monatlichen Anomalieverteilungstypen finden sich mehrere mit großräumigen Umverteilungen organisierter Konvektionsaktivität: im April 1983 tritt uns das bekannte Muster eines El-Niño-Ereignisses mit Negativabweichungen im indonesisch-westpazifischen Bereich und weiträumigen Positivabweichungen vom zentralen über den östlichen Pazifik bis nach Südamerika entgegen; über dem mittleren Atlantik sind gleichzeitig konvektive Unterentwicklungen zu beobachten. Der April 1985 zeigt demgegenüber entgegengesetzte Umverteilungen im asiatisch-pazifischen Raum (Positivabweichungen bei Indonesien und Negativabweichungen östlich davon bis in den Zentralpazifik), also tendentielle Züge einer Anti-El-

Niño-Situation. Doch nicht nur im pazifischen Großraum treten markante Umverteilungen auf: der Mai 1978 etwa zeigt eine Verlagerung der Konvektionsaktivität vom atlantischen in den indischen Ozean und eine entsprechend vom Mittel abweichende Kontrastierung der beiden Meeresgebiete. Im Mai 1974 dagegen finden sich gerade im atlantischen Raum konvektive Überentwicklungen, die auf beiden kontinentalen Seiten von Negativabweichungen flankiert sind. Besonders markant ist die Verteilungskurve vom April 1984: ein weiträumiges Gebiet kräftiger Positivabweichungen spannt sich von Südamerika über den gesamten Atlantik bis nach Äquatorialafrika hinein, gefolgt von einem jähen Abfall zum absoluten Minimum über dem westlichen Indischen Ozean und einem darauffolgenden Wiederanstieg zu ebenfalls kräftigen Überentwicklungen im indonesischen Raum (letztere Situation wäre nach LAU und BOYLE (1987) prädestiniert für wetterwirksame Wellenausbreitungen von den inneren Tropen bis in die außertropische Westwindzirkulation). Diese auffällige Konfiguration verbindet sich mit positiven Meeresoberflächentemperaturanomalien im zentralen und östlichen Atlantik (LAMB et al., 1986) und ist von HOREL et al. (1986) in eine weiträumige Ereignissequenz gestellt worden: während des ein Jahr zuvor kuliminierenden El-Niño-Ereignisses befand sich die atlantische Zirkulation in einer Aufbauphase mit überdurchschnittlich kräftigen Passatwinden (vgl. die negativen HRC-Abweichungen im April 1983!); während der Rückkehr der pazifischen Zirkulation zu normalen Verhältnissen in der zweiten Jahreshälfte von 1983 beginnen die atlantischen Passate abzuflauen mit der Konsequenz allmählich steigender Meeresoberflächentemperaturen und verstärkter Konvektionsaktivität, wie etwa im April 1984 zu beobachten. Ein klassisches Beispiel ohne Verlagerungen oder Umverteilungen organisierter Konvektion zeigt der Oktober 1983 mit Überentwicklungen genau in allen mittleren Maxima-Bereichen. Diese Variante globaler Gleichsinnigkeit ist aber nicht die einzige, alle mittleren Verteilungsspitzen betreffende Zustandsform, wie der Oktober 1980 mit erneuten Überentwicklungen westlich und östlich von Indonesien bei gleichzeitigen Negativabweichungen über Südamerika und Afrika demonstriert.

Schließlich finden sich auch Verhältnisse mit global reduzierter Konvektionsaktivität, wie das Beispiel des April 1975 mit seiner äußerst nivellierten Verteilungskurve zeigt.

2) Im nordhemisphärischen Breitenstreifen zwischen 11 und 20°N (Abb. B4) finden wir während der weitverbreiteten Sommermonsunzeit mittlere HRC-Verteilungskurven mit ebenfalls prinzipiell kontinental orientierten Häufigkeitsspitzen. Allerdings ist das Maximum über Nordafrika (mit Schwerpunkt über dem westlichsten Teil) relativ schwach ausgebildet und vor allem im September kaum noch vom atlantischen Niveau abgehoben. Grund für diese auffällige Dämpfung konvektiver Aktivität ist die großräumige Lage dieser äußeren tropischen Region auf der polwärtigen Seite des hochtroposphärischen Oststrahlstrom-Deltas mit systematisch begünstigten Höhenkonvergenzen. Auch das asiatische HRC-Maximum liegt im Mittel nicht direkt über den vorder- oder hinterindischen Landflächen, sondern über der ozeanischen Region des Golfs von Bengalen (vgl. hierzu auch GROSSMAN und GARCIA, 1983). Hierbei wiederum überlagern sich die Effekte der höhendivergenten Position auf der polwärtigen Seite des Oststrahlstrom-Einzugsbereichs und die Eigenschaft als Steuerungszentrum im zyklogenetischen Monsunalgeschehen Südasiens. Schließlich liegt auch die Spitze des zentralamerikanischen HRC-Maximums im Mittel nicht direkt über der Landbrücke, sondern leicht west-südwestlich verschoben, wie es dem im Einflußbereich des schmalen Kontinents gekrümmten Ausscherungsbogen der ITC entspricht. Unter den typischen Anomalieverteilungen finden wir zunächst zwei Fälle mit regionalen Umverteilungs-Verlagerungen: im Juli 1981 eine Verschiebung des konvektiven Aktivitätszentrums vom Golf von Bengalen in den ostphilippinischen Raum, im September 1979 eine Verlagerung des zentralamerikanischen HRC-Maximums um 30° nach Osten ins karibische Meer (möglicherweise durch eine gesteigerte herbstliche Wirbelsturmaktivität bedingt). Bemerkenswert sind die drei Überentwicklungsfälle vom Juni 1984, August 1985 und September 1983: ersteres Beispiel zeigt lediglich zwei großräumige Bereiche positiver HRC-Anomalien (Zentralamerika und das Gebiet vom Golf von Bengalen bis in den Westpazifik); das zweite Bei-

spiel weist ein zusätzliches überdurchschnittliches Maximum in Westafrika aus, wobei das zentralamerikanische Maximum gleichzeitig nach Westen verlagert ist und sich ein ungefährer Maximalphasenabstand von 100 Längengraden einstellt; der dritte Fall schließlich zeigt neben den beiden Hauptmaxima im Golf von Bengalen und bei Zentralamerika eine rund 40-50 Längengrade auseinanderliegende Folge kleiner Sekundärmaxima, die zwar nicht immer (wie etwa über Westafrika) signifikante Abweichungsqualität erreichen, in der aktuellen Verteilungskurve aber deutlich abgehoben sind. In dieser vergleichenden Gegenüberstellung werden unterschiedliche Wellenentwicklungsformen erkennbar: im Juni 1984 und im August 1985 scheinen die stehenden langen Wellen zu dominieren, für deren Phasenordnung das ortsgebundene thermische Tibet-Höhenhoch ausschlaggebende Bedeutsamkeit besitzt (vgl. KRISHNAMURTI et al., 1973a); die Ausbildung weiterer bevorzugter Höhendivergenzgebiete mit der zugehörigen Stimulierung konvektiver Prozesse scheint allerdings in den beiden Monaten mit unterschiedlicher Wellenlänge vorstatten zu gehen, wodurch im August 1985 nicht nur ein weiteres überdurchschnittliches HRC-Maximum über Westafrika zur Ausbildung gelangt, sondern das zentralamerikanische Maximum noch weiter auf den Ostpazifik hinaus verschoben wird. Im September 1983 schließlich scheinen sich die stehenden langen Wellen mit stärker betonten kurzen Wellen zu überlagern, die zwar meistens als wandernde Strömungsauslenkungen in Erscheinung treten, bei bevorzugten Phasenordnungen, die sich wiederum in Zusammenhang mit den Ausprägungen langer Wellen ergeben, aber auch in längeren Zeiteinheiten (wie z.B. Monaten) noch erkennbar sein können. Als Konsequenz dieser Wellenüberlagerung resultieren im September 1983 ungewöhnliche HRC-Überentwicklungen im Osten Nordafrikas, im westlichen Atlantik und im zentralen Pazifik (selbst nach gerade erst abgeklungenen El-Niño-Verhältnissen). Weitgehend unterdrückt ist diese Kurzwellen-Konfiguration wieder im Juni 1976, der ansonsten überdurchschnittliche HRC-Häufigkeiten über Westafrika und Zentralamerika mit Negativabweichungen im asiatischen Raum verbindet. Gänzlich fehlende Überentwicklungen bei verbreitet negativen Anomalien

zeigt schließlich der typrepräsentierende Monat August 1981.

3) Im südhemisphärischen Breitenstreifen zwischen 11 und 20°S (Abb. B5) nehmen die mittleren HRC-Häufigkeitsverteilungskurven während der Sommermonatsmonate drei großräumige Maxima an, von denen neben den kontinental gebundenen über Südamerika und Südafrika das dritte nicht nur über Australien, sondern darüberhinausgehend bis in den südhemisphärischen Westpazifik hinein ausgebildet ist (zu Beginn und zum Ausklang der Sommermonsunzeit sogar mit dortiger Kulminationspositionierung). Globale Überentwicklungsanomalien treten auch gerade mit dortig differenzierenden Varianten auf: im Dezember 1971 mit einfachem Maximum leicht westlich der mittleren Häufigkeitsspitze, im Dezember 1984 mit doppeltem Maximum östlich und westlich davon. Diese vierfachen überdurchschnittlichen Häufigkeitsspitzen sind aber nicht notwendig miteinander verkoppelt, wie das Beispiel vom unmittelbar nachfolgenden Januar 1985 mit seiner ins Gegenteil abfallenden HRC-Häufigkeit über Australien zeigt. Nahezu invers dazu ist das Verteilungsbild vom Dezember 1973, in dem sich australische Überentwicklungen mit Negativanomalien über dem Westpazifik, über Südamerika und Südafrika verbinden. Unterschiedliche Wellenphasenanordnungen wiederum präsentieren sich in der folgenden Beispielsabfolge (,die wohlgermerkt keine zeitlich zusammenhängende Sequenz ist): im Dezember 1975 finden wir drei Maxima, die in Nord-Madagaskar östlich des mittleren Maximums, in Südamerika im westlichen Teil des mittleren Maximums sowie über der östlichen Hälfte Australiens ausgebildet sind. Im Februar 1980 liegen die genannten Maxima 10-20° weiter östlich, im März 1978 (abgesehen vom Konvektionseinbruch über Südamerika) nochmals 20-30° weiter östlich. Im Januar 1981 schließlich finden wir die Wellenphasen erneut ein Stück östlicher positioniert, so daß ein doppeltes Überentwicklungsmaximum über Australien und dem westlichen Zentralpazifik bei erneut negativen Abweichungen über Südamerika und Südafrika entsteht. Diese vom mittleren Verteilungsbild abweichenden Phasenordnungen deuten erneut auf eigenständige Wellenentwicklungen hin, die sich den stehenden langen Wellen mit ihren im Mittel bevorzugten Konvektionsbe-

reichen überlagern. Weitere charakteristische Anomalieverteilungen begegnen uns im Februar 1976 mit reduzierter Konvektionsaktivität von Südamerika bis in den Indischen Ozean und nahezu normalen Verhältnissen östlich davon, im Dezember 1978 mit fast erdumspannenden Negativanomalien (abgesehen von der durch Ostwärtsverlagerung des südafrikanischen Maximums bedingten leichten Überbetonung um Nord-Madagaskar) sowie im Januar 1979 mit vier separierten negativen Abweichungsbereichen bei Nordwest-Australien, im westlichen Zentralpazifik, im Inneren Südamerikas (nur angedeutet) und weiträumig bei Südafrika.

Wie sich in den präsentierten Anomalieverteilungsmustern andeutet, spielen neben ortsgebundenen Faktoren der Konvektionsbeeinflussung wie etwa variablen Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen offenbar auch unterschiedliche Ausprägungen des horizontalen Windfeldes eine bedeutsame Rolle, die über die Organisierung konvektiver Prozesse (vgl. Teil 1.3.) die großräumige Anordnung der Bereiche belebter oder unterdrückter Konvektionsaktivität und damit die Anomalieverteilungen von Bewölkung und Niederschlag maßgeblich beeinflussen. Will man derartige Anomalien aus den großräumigen atmosphärischen Strömungsverhältnissen erklären, genügt es aber nicht mehr, sich in der Anomalieausweisung auf einzelne Breitenstreifen zu stützen, vielmehr wird man den gesamten betroffenen Raum einzubeziehen haben. Dabei ergeben sich im Falle der hier behandelten HRC-Daten zunächst noch wesentlich vielfältigere Abweichungskombinationen, die nach typisierender Zusammenfassung verlangen. Dies kann z.B. dadurch geschehen, daß anstelle der bisher zugrundegelegten monatlichen Basis auf jahreszeitlicher Skala operiert wird und faktorenanalytische Verfahren der Grundmusterbestimmung herangezogen werden. Da diese Ergebnisse im direkten Zusammenhang mit den zugehörigen erdumspannenden Windfeldanalysen diskutiert werden sollen, erfolgt ihre erläuternde Darstellung erst in Teil 5. Vorab sind jedoch noch die zur Anwendung gelangten strömungsanalytischen Verfahrensweisen zu erörtern (Teil 4.).

4. Untersuchungsgrundlagen troposphärischer Strömungsverhältnisse in den Tropen

4.1. Datengrundlage

Zur Untersuchung troposphärischer Strömungsverhältnisse ist man auf Wetterkarten möglichst mehrerer Niveaus oder auf numerische Analysen angewiesen, die nur auf Großrechenanlagen bearbeitet werden können. Für die globalen Tropen entfällt erstere Möglichkeit schon allein aufgrund mangelnder Verfügbarkeit und Zugänglichkeit, ganz abgesehen davon, daß synoptisch-klimatologische Auswertungen von Wetterkarten immer ein mehr oder minder hohes Maß an Subjektivität bei Zirkulationstypisierung, wechselseitiger Abgrenzung und Einzelfallzuordnung beinhalten (vgl. BARRY und PERRY, 1973, S. 101 f.). Numerische Analysen liegen in magnetbandgespeicherter Form für den größten Teil der Nordhemisphäre seit 1963, beim Bodenluftdruck sogar seit 1946, für die globalen Tropen jedoch erst seit 1968 vor (vgl. WMO, 1985). Für die nachfolgenden Untersuchungen gelang es, halbtägliche (0 und 12 Uhr GMT) Gitternetzpunktfelder der horizontalen Windkomponenten für die drei Troposphären-Niveaus 200, 500 und 700 hPa im Breitenausschnitt zwischen 48.1°N und 48.1°S über den Gesamtzeitraum 1968 bis 1985 vom National Center of Atmospheric Research (NCAR) in Boulder (Colorado) überspielt zu bekommen, was selbst in binär gepackter Form einer Rohdatenmenge von ca. 350 Megabyte entspricht. Das Gitternetz umfaßt $72 \cdot 23 = 1656$ Punkte, die im Längenabstand von 5° aufeinanderfolgen und längs der Meridiane derart angeordnet sind, daß sie auf einer Mercatorprojektion der Erdoberfläche die gleiche Distanz zueinander besitzen wie längs der Breitenkreise (die exakten Breitengradwerte ergeben sich leicht aus der Beziehung

$$\varphi_i = 2 \cdot \arctg \left(e^{\frac{2\pi \cdot i \cdot 5}{360}} \right) - 90^\circ,$$

$i = 1, \dots, 11$, und markieren für $i = 11$ mit $\varphi_{11} = 48.1^\circ$ den

polwärtigen Rand des Datenfeldes). Diese Anordnung wird von den Wetterdiensten für den Bereich der Tropen deshalb bevorzugt, weil hier die polwärts stark zunehmenden Verzerrungen der Mercatorprojektion noch relativ gering bleiben und die Eigenschaft der Rechtschnittigkeit und Winkeltreue für Strömungsdarstellungen am gefragtesten ist. Größere Lücken in der umfangreichen Datenreihe treten nur in den Monaten Januar 1968, Oktober und November 1972, Dezember 1974 und April 1983 auf, die von den nachfolgenden Auswertungen ausgenommen werden mußten. Die restlichen 211 Monate des Untersuchungszeitraums zeigen außer vier fehlenden Einzelwochen im Februar 1981, Oktober 1981, Juli 1982 und Oktober 1984 nur insgesamt 56 fehlende isolierte Einzeltage, so daß bei einem Anteil fehlender Daten von 1.3 % an den 211 analysierten Monaten (bzw. 3.6 % am 216-monatigen Gesamtzeitraum) von einer höchst auswertungsgeeigneten Datenbasis gesprochen werden kann.

4.2. Datenqualität

Die numerisch aufbereiteten Ausgangsdaten für die nachfolgenden Untersuchungen gehen zurück auf Radiosondenmessungen, Flugzeugbeobachtungen und Schätzungen der Windvektoren in verschiedenen Niveaus aus Rekonstruktionen von Wolkenbewegungen verschiedener Stockwerke mittels fortlaufender Satellitenbildreihen (vgl. OLIVER und ANDERSON, 1969; GRUBER et al., 1971; HUBERT und WHITNEY, 1971; WINSTON, 1972). Die unterschiedlichen Bestimmungsverfahren und die unterschiedliche Verbreitungsdichte von Einzelangaben erzwingen numerische Aufbereitungsverfahren, die aus einer prognostischen Initialschätzung des Windfeldes über mehrfache beobachtungsgestützte Interpolationen und Korrekturen das resultierende Gitternetzfeld horizontaler Windkomponenten in verschiedenen Troposphärenniveaus erzeugen. Während des vorliegenden Zeitraums 1968-1985 trat ein zweimaliger Wechsel des Analyseverfahrens ein, der sowohl die Art der Initialschätzung als auch die Interpolationstechnik betrifft (vgl. ARKIN, 1982, S. 1394): bis November 1974 wurde ein sukzessives Anpassungsverfahren mit wiederholtem Wechsel zwischen Berechnung einer Strömungsfunk-

tion (streamfunction) aus der windkomponentenabgeleiteten relativen Vorticity und Berechnung der Windkomponenten aus der Strömungsfunktion verwendet, das ausführlich in BEDIENT et al. (1967) beschrieben ist; von Dezember 1974 bis August 1978 wurde mit der sog. Hough-Analyse gearbeitet, die die Initialschätzung in spektrale Darstellungsform transformiert und iterative Modifikationen der spektralen Koeffizienten ausführt (vgl. ROSEN und SALSTEIN, 1980); seit September 1978 wird eine optimierende Interpolationstechnik verwendet, die mit dreidimensionalen Korrelationsfunktionen beobachtungsgestützte Korrekturen der Initialschätzung vornimmt (BERGMAN, 1979). Insbesondere die Hough-Analyse zeigt einige gewichtige Restriktionen wie v.a. die weitgehende Non-Divergenz des resultierenden Windfeldes, die u.a. eine Eliminierung der zonal gemittelten Meridionalzirkulation impliziert (ROSEN und SALSTEIN, 1980, S. 1228). Auf der anderen Seite werden auch die Hough-analysierten Windfelder im Vergleich mit konventionellen Zirkulationsstatistiken als gut geeignet für Untersuchungen von Wellenbewegungen der Mittelbreiten und deren Transporten angesehen (ROSEN und SALSTEIN, 1980), die im Wechselwirkungsbereich zwischen tropischer und außertropischer Zirkulation auch für die vorliegende Thematik von besonderer Bedeutung sind. Darüberhinaus zeigen Monatsmittelwerte der horizontalen Windkomponenten, die einmal nur auf der Basis der ersten 5 Jahre derselben Datenreihe, zum anderen auf der Grundlage von 11 Jahren unter Einschluß der fast 4 Jahre lang nach der Hough-Analyse erzeugten Windfelder berechnet wurden, lediglich geringfügige Unterschiede (ARKIN, 1982, S. 1395) und lassen mithin auch die tropischen Hough-Daten prinzipiell verwertbar erscheinen.

Weitere allgemeine Qualitätskontrollen sind auf unterschiedliche Art und Weise angestellt worden: LAU und OORT (1981) etwa verglichen nordhemisphärische Zirkulationsstatistiken aus dem Zeitraum 1963-1973, die einmal auf den hier zugrundeliegenden Analyseverfahren des National Meteorological Center (NMC) beruhten, zum anderen auf Interpolationsberechnungen des Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), die auf

zeitlich gemittelte Stationsdaten angewandt wurden. Dabei ergaben sich allgemein hervorragende Übereinstimmungen über Nordamerika und Eurasien, aber größere Abweichungen über den Ozeanen und Nordafrika: für die NMC-Analysen weniger realistisch eingestufte geringere ageostrophische Bewegungen in meridionaler Richtung, aber als realistischer eingestufte höhere zonale Windgeschwindigkeiten in den Jet-Auszugsbereichen. Bemerkenswerterweise zeigten die räumlichen Korrelationskoeffizienten zwischen den beiden Zirkulationsstatistiken keinen erkennbaren Trend im untersuchten Zeitraum, obwohl schon damals mehrere Änderungen im NMC-Analyseverfahren vorgenommen wurden; offensichtlich blieb die Homogenität der gesamten Datenreihe davon weitgehend unberührt (vgl. LAU und OORT, 1981, S. 1397 ff.). MURAKAMI und UNNINAYAR (1977) verglichen Felder der Horizontaldivergenz, die aus NMC-Analysen abgeleitet wurden, mit Bewölkungsdaten aus Satellitenbildern und gelangten zu genereller Kompatibilität zwischen beiden Ergebniswerten. Schließlich wurden Vergleiche mit SADLER's (1975) Stromlinienanalysen vorgenommen, die auf Flugzeug- und Radiosondendaten beruhen: sowohl CHIU und LO (1979), die ein Viertagesmittel der zonal gemittelten Windkomponenten im pazifischen Längensbereich zugrundelegten, als auch ARKIN (1982), der Monatsmittelwerte einer 11-jährigen Periode für die globalen Tropen heranzog, gelangten zu guten Übereinstimmungen bei nur leichten untergeordneten Einzelabweichungen. Insgesamt kann also von einem hinreichenden Realitäts- und Verlässlichkeitsgrad der zugrundegelegten analysierten Windfelder für die nachfolgend durchgeführten Berechnungsverfahren ausgegangen werden.

4.3. Untersuchungsmethodik

Ziel der vorliegenden Arbeit soll insbesondere eine zirkulationsbezogene Untersuchung signifikanter Niederschlagsanomalien sein, wobei als Zeiteinheit der überregional verfügbaren Niederschlagsdaten der Einzelmonat vorgegeben ist. Mittlere monatliche Windfelder zeigen jedoch äußerst nivellierte Ausprägungsformen und nur marginal erkennbare Differenzierungen

in der Strömungskonfiguration, d.h. die jahreszeitlich immer wiederkehrenden Basistendenzen überwiegen i.d.R. bei weitem die überlagerten interannuellen Schwankungen in der jeweiligen Momentanausbildung. Erzeugt man stattdessen Vektoranomalien der mittleren monatlichen Windfelder, also Abweichungen des mittleren monatlichen Windes als vektorieller Größe von seinem zeitlich übergeordneten Mittelwert, wie es etwa auf jahreszeitlich zusammengefaßter Basis in nordamerikanischen Publikationen regelmäßig geschieht (KRUEGER und WINSTON, 1975; QUIROZ, 1983; CHEN, 1983), erhält man zwar kontrastierendere Windfelder, die jedoch gerade bei vektorieller Darstellungsform ohne zugehöriges Referenzfeld in ihrer Nichteindeutigkeit nur schwer verstehbar sind (ein beliebiger Anomalievektor kann je nach Bezugsvektor prinzipiell jede resultierende Windrichtung bedeuten, etwa ein südöstlicher Anomalievektor u.a. bei stärkerem westlichem Bezugsvektor eine abgeschwächte und auf südwestliche Richtung umgelenkte Strömung usf.). Günstiger für Anomaliedarstellungen sind deswegen skalare Größen wie einzelne Windkomponenten (vgl. Teil 4.3.2.) oder die Vertikalkomponente der relativen Vorticity (vgl. Teil 4.3.3.), die in Isanomalienform leicht zu verstehen und gut zu interpretieren sind. Natürlich lassen sich auch skalare Absolutgrößen wie mittlere Vertikalbewegungsbeträge (vgl. Teil 4.3.4.) vorteilhaft in Isolinienform darstellen. Jedoch sollen nicht nur mittlere monatliche Strömungsparameter untersucht werden, sondern auch Entwicklungen auf kürzerer Zeitskala in ihrer Bedeutsamkeit für den Gesamtcharakter eines Monats. Das kann geschehen über Häufigkeitsverteilungen von Schwellenwertüberschreitungen geeigneter Strömungsparameter, die räumliche Untereinheiten von täglichen Windfeldern unter bestimmten zirkulationsdynamischen Gesichtspunkten zu charakterisieren vermögen, wie es in Teil 4.3.5. mit der Entwicklung eines eigenen Welligkeitsindex' versucht worden ist. Und es kann geschehen über faktorenanalytische Behandlungsmethoden unterschiedlicher Kollektive einzelner Windfelder mit dem Ziel, grundlegende Zirkulationsmuster herauszuarbeiten, die das Schwankungspotential troposphärischer Strömung systematisch zu erfassen gestatten und in Beziehung zu beo-

bachteten Niederschlagsanomalien gesetzt werden können (vgl. Teil 4.3.1.).

4.3.1. Hauptkomponenten- und Faktorenanalyse

4.3.1.1. Allgemeines

Hauptkomponenten- und Faktorenanalyse als grundlegende statistische Methoden (siehe etwa ÜBERLA, 1971), die auch in der Geographie ein zunehmend breiteres Anwendungsgebiet gefunden haben (BAHRENBERG und GIESE, 1975), dürfen als hinreichend bekannt unterstellt werden und brauchen deshalb hier nicht in aller Ausführlichkeit erörtert zu werden. Grundlegendes Prinzip ist die Reduktion einer umfangreichen Datenmenge auf einige wenige sog. Hauptkomponenten oder Faktoren, die einen möglichst großen Anteil an der Gesamtvarianz des Ausgangsmaterials "erklären" und in möglichst sachgemäß interpretierbarer Form dessen wesentliche Bestimmungsmomente repräsentieren. Dies wird über eine Reihe von Einzelschritten zu erreichen versucht: i) Berechnung der Korrelationsmatrix aller eingehenden Variablen (d.h. der Korrelationskoeffizienten aller Variablenpaare des Ausgangsmaterials). ii) Bestimmung der Eigenwerte und der zugehörigen Eigenvektoren der Korrelationsmatrix; dabei kann über die der Größe nach geordneten Eigenwerte nach verschiedenen Kriterien die Anzahl der zu extrahierenden Hauptkomponenten oder Faktoren festgelegt werden, deren sog. Ladungen sich aus dem Produkt der Eigenvektorkomponenten mit der Quadratwurzel des zugehörigen Eigenwerts ergeben und die Korrelationskoeffizienten zwischen den eingehenden Variablen und den extrahierten Hauptkomponenten oder Faktoren repräsentieren¹⁾. Diese Ladungen sind nicht nur

1) Die v.a. in der amerikanischen Literatur häufige Variante der sog. Eigenvektoranalyse bzw. der Bestimmung empirischer Orthogonalfunktionen verwendet (statt der mit der Quadratwurzel ihres Eigenwerts gewichteten Eigenvektoren) normierte Eigenvektoren als Faktoren, deren Ladungen jedoch nicht mehr die Korrelationskoeffizienten zwischen eingehenden Variablen und resultierenden Faktoren repräsentieren (vgl. RICHMAN, 1986, S. 294).

ein Maß für die Stärke des Zusammenhangs zwischen eingehenden Variablen und resultierenden Hauptkomponenten oder Faktoren, sondern gleichzeitig die Koeffizienten, mittels derer die Variablen aus den Hauptkomponenten oder Faktoren linear kombiniert werden können. iii) Da es prinzipiell unendlich viele Systeme derartiger Hauptkomponenten oder Faktoren gibt, kann es notwendig oder wünschenswert sein, nach bestimmten Kriterien die extrahierten Hauptkomponenten oder Faktoren zu rotieren, um zwischen ihnen und den eingehenden Variablen eine möglichst einfache, überschaubare und interpretierbare Zuordnung zu erhalten. Im Unterschied zu den unrotierten Lösungen, die paarweise orthogonal und damit linear unabhängig sind, können Hauptkomponenten oder Faktoren durch Rotation auch paarweise schiefwinklig angeordnet werden. iv) Bestimmung der sog. Hauptkomponenten- oder Faktorenwerte, also der Werte, die die extrahierten und ggf. rotierten Hauptkomponenten oder Faktoren in allen durch die eingehenden Variablen vorgegebenen Ereignisfällen annehmen.

In der Klimatologie kann dieses Gesamtverfahren prinzipiell in mehreren Varianten angewandt werden; dabei muß von den drei relevanten Basisgrößen Klimaelement, Raum und Zeit aufgrund der Zweidimensionalität des Verfahrens stets eine singular verwendet werden (was nicht ausschließt, alle drei z.B. dadurch dennoch zu berücksichtigen, daß in mehrfach aufeinanderfolgenden und aufeinander aufbauenden Einzelanwendungen jeweils eine andere Basisgröße singular behandelt wird, vgl. HOFFMANN, 1980). Will man etwa eine Vielzahl verschiedener Klimaelemente faktorenanalytisch untersuchen, muß man sich in einem Einzelverfahren entweder auf ihre Zeitreihen an einem einzigen Ort oder auf räumlich verbreitete für jeweils nur genau eine Zeitspanne (z.B. Mittelwerte verschiedener Stationen) beschränken. Hat man es mit nur einem Klimaelement in räumlich-zeitlicher Auflösung zu tun, eröffnen sich nochmals zwei alternative Anwendungsmöglichkeiten (vgl. GREGORY, 1975): entweder fungieren verschiedene Raumeinheiten (z.B. Stationen) als eingehende Variable und die Zeitreihe des Klimaelements definiert die Anzahl der Ereignisfälle ("S-Modus"),

oder verschiedene Zeiteinheiten bzw. Klimaelement-Werte in verschiedenen Zeiteinheiten (z.B. tägliche Windangaben) fungieren als eingehende Variable und räumliche Bezugspunkte (z.B. Gitternetzpunkte) definieren die Anzahl der Ereignisse ("T-Modus"). Im Verlauf der weiteren Untersuchung werden beide dieser Varianten zur Anwendung gelangen (siehe Teil 4.3.1.3. und 6.2.).

Beachtenswert gerade für verschiedenartige klimatologische Fragestellungen ist schließlich der methodische Unterschied zwischen Hauptkomponenten- und Faktorenanalyse (vgl. BAHRENBERG und GIESE, 1975, S.221 ff.): während erstere die gesamte Varianz der eingehenden Variablen durch die allen Variablen zugrundeliegenden Hauptkomponenten "erklärt", werden bei der Faktorenanalyse Eigenwerte und Eigenvektoren nicht für die eigentliche Korrelationsmatrix der Variablen berechnet, sondern iterativ für modifizierte Matrizen, in denen die Hauptdiagonale, die bei der Korrelationsmatrix aus lauter normierten Koeffizienten besteht, durch jeweils aktualisierte Kommunalitätenschätzungen substituiert wird, bis ein geeignetes Annäherungskriterium die Iteration beendet. Substantiell bedeutet dies, daß die Gesamtvarianz der eingehenden Variablen zerlegt wird in einen Teil, der durch die gemeinsamen Faktoren "erklärt" wird, und in einen Teil, der auf die Variablen selbst zurückgeht. Also wird man bei der Wahl zwischen Hauptkomponenten- und Faktorenanalyse immer zu entscheiden haben, ob es realistischer ist, die Gesamtvarianz der eingehenden Variablen ausschließlich auf allen gemeinsame Größen zurückzuführen oder aber variablenspezifische Verursachungsanteile auszugliedern, die etwa in der Individualität von Orten, Zeitspannen und Meßgrößen oder in entsprechend unterschiedlichen Meßfehlerbeschaffenheiten begründet sein können (GREGORY, 1975). Auch hier werden wir im Laufe der weiteren Untersuchung beiden Fällen begegnen (Teil 4.3.1.3. und 6.2.).

4.3.1.2. Klimatologische Anwendungsbeispiele

Eine Möglichkeit faktorenanalytischer Verfahrensanwendung¹⁾ ergibt sich, wenn man aus einer Vielzahl verschiedener Klimaelemente einige wenige komplexe Klimafaktoren herauskristallisieren möchte, die einen möglichst hohen Anteil an der Gesamtvarianz erklären und möglichst hohe Ladungen durch jeweils unterschiedliche, klimatologisch sinnhaft interpretierbare Teilmengen von Originalvariablen besitzen (z.B. bevorzugt hohe Ladungen eines als komplexe Temperaturgröße zu verstehenden Faktors durch thermische Variablen). Derartige Analysen, wie sie etwa von STEINER (1965) für die USA, von HERRMANN (1973) für Nordhessen, von BAHRENBURG und GIESE (1975, S. 227 ff.) für Deutschland oder von ANYADIKE (1987) für Westafrika vorgelegt worden sind, gestatten bei Zugrundelegung hinreichend vieler Raumeinheiten (R-Modus, vgl. RICHMAN, 1986, S. 315) über die resultierenden Faktorenwerte auch die Darstellung von Raummustern in der Werteverteilung dieser komplexen Klimafaktoren. Werden statt der räumlichen Auflösung zeitlich fixierter Klimaelemente Zeitreihen der eingehenden Variablen an einem Ort verwendet (P-Modus), resultieren in den Faktorenwerten charakteristische Verlaufsformen von einzelortgültigen komplexen Klima- oder Wetterfaktoren (CHRISTENSEN und BRYSON, 1966). Beschränkt man sich zielsetzungsgebunden in der Analyse auf ein einziges räumlich differenziertes Klimaelement mit hinreichend langer Zeitreihenauflösung (S-Modus), lassen sich unterschiedliche Raummuster von Anomalien des betreffenden Klimaelementes erzeugen, die in verschiedenen Zeitabschnitten unterschiedlich stark in Erscheinung treten (PERRY, 1970; GREGORY, 1975; KLAUS, 1978; KLAUS, 1981, S. 52 ff.). Oftmals schließt sich an die faktorenanalytische Erzeugung von Raummustern eine klimatologische Regionalisierung an, die auf Ranggruppierungen mittels quadratischer Faktorenwertdifferenzen (ANYADIKE, 1987) oder auf

1) ungeachtet der Unterschiede zwischen Hauptkomponenten- und Faktorenanalyse sei im folgenden vereinfachend immer von Faktorenanalyse, Faktoren, Faktorladungen und Faktorenwerten die Rede.

Gruppierungen nach absoluter Größe und relativer Bedeutsamkeit der Faktorladungen aufbaut (GREGORY, 1975; KLAUS, 1978) und je nach Ausgangsfragestellung und Modus Raumgliederungen nach mittleren klimatischen Verhältnissen oder nach Ähnlichkeiten der zeitlichen Schwankungen eines bestimmten Klimaelements liefert. Auf letztere Art läßt sich auch eine Zusammenfassung von Einzelstationen zu möglichst homogenen Gruppen für das Studium von gebietsbezogenen Niederschlagsschwankungen erreichen (DYER, 1975), worauf jedoch in der vorliegenden Arbeit aufgrund zu wenig deutlicher Breitenabstufungen, zu unterschiedlicher Gebietsgrößen und teils räumlich nicht zusammenhängender Gebiete verzichtet worden ist (siehe stattdessen Teil 2.3.).

Weitere Anwendungsmöglichkeiten eröffnen sich beim Studium von Zeitreihen einzelner Klimaelemente: verwendet man erneut die Raumeinheiten als Variablen (S-Modus), können die Raummuster der Faktorladungen bestimmte klimatische Verhältnisse repräsentieren, deren Auftreten und Ausprägung sich anhand der Zeitreihen der zugehörigen Faktorenwerte verfolgen lassen (Auftreten bei positivem, Nichtauftreten bzw. Auftreten der dazu entgegengesetzten Verhältnisse bei negativem Vorzeichen (vgl. KLAUS, 1981, S. 53 ff.) mit der Möglichkeit, geeignete Signifikanzschwellen einzuführen). Besonders prädestiniert für eine derartige Repräsentanz ist natürlich meist der jeweils erste extrahierte Faktor, der den größten Anteil an der Gesamtvarianz des Ausgangsmaterials erklärt: WEARE (1986) etwa identifiziert das Raummuster der Ladungen des ersten Eigenvektors pazifischer Meeresoberflächentemperaturabweichungen mit 23 % Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz als großräumige Repräsentation des bekannten El-Niño-Phänomens und legt mit den zugehörigen Faktorenwerten die monatlich aufgelöste Zeitreihe eines 'El-Niño-Index' für die Jahre 1949 bis 1983 vor, der mit einem konventionell berechneten Abweichungsindex pazifischer Meeresoberflächentemperaturen für ein wesentlich kleineres Gebiet höchste Übereinstimmung zeigt. KIDSON (1975b) sieht die großräumige Luftdruckschwankung der Southern Oscillation durch den ersten Faktor monatlicher Bo-

denluftdruckanomalien in den Tropen repräsentiert und findet gute Übereinstimmungen seiner Zeitreihe mit einem konventionellen Luftdruckindex. Angewandt auf Niederschlagsreihen größerer Gebiete bedeutet dies, mit den Werten des ersten Faktors einen Index zur Verfügung zu haben, der das Auftreten großräumiger Niederschlagsanomalien signalisiert. Zwar werden hierbei die unterschiedlichen subregionalen Modifikationen im Verteilungsbild der Niederschlagsabweichungen nicht mehr berücksichtigt (sie schlagen sich erst in nachgeordneten Faktoren nieder), jedoch ist gerade dies ab einer bestimmten Großräumigkeit der Betrachtungsweise erwünscht oder gar notwendig (vgl. Teil 6.2.). Tatsächlich hat HARRISON (1984b) anhand eines Vergleichs derartiger Faktorenwert-Zeitreihen mit Niederschlagsmessungen und satellitenbildgestützten Informationen im Bereich Südafrikas die nützliche Approximationseigenschaft von Faktorenwerten an wahre Niederschlags-Zeitreihen aufgezeigt, wobei insbesondere die ausschlaggebende Rolle des ersten Faktors offenkundig wird. RAKHECHA und MANDAL (1981) halten dementsprechende Schätzungen der mittleren Niederschlagssummen in Teilgebieten ohne Meßreihen für realistisch, und OBLED und CREUTIN (1986) verwenden faktorenanalytische Verfahren sogar als Interpolationsmethode zur Rekonstruktion verschiedener Niederschlagsepisoden bei ausgesonderten Teststationen aus verbliebenen Basisstations-Werten.

Weitere Anwendungsmöglichkeiten ergeben sich bei der datenreduzierenden Repräsentation umfangreicher Felder meteorologischer oder klimatologischer Einzelelemente: die in der Anzahl gegenüber den eingehenden Variablen meist drastisch reduzierbaren Faktoren "erklären" den größten Anteil an der Gesamtvarianz des Ausgangsmaterials und ermöglichen eine Repräsentation der umfangreichen Datenfelder (z.B. hemisphärische oder globale Luftdruck- oder Temperaturfelder) durch einen entsprechend begrenzten Satz von Koeffizienten, mittels derer sich die ursprünglichen Felder aus den extrahierten Faktoren rekonstruieren lassen. Derartige Transformationen sind auf Erdoberflächendaten wie Bodenluftdruck, Temperatur oder Nie-

derschlag (KUTZBACH, 1967; KIDSON, 1975a; HÜSTER, 1980) sowie auf (diskrete oder kontinuierliche) Geopotentialfelder unterschiedlicher Troposphärenniveaus angewandt worden (CRADDOCK und FLOOD, 1969; CRADDOCK und FLINTOFF, 1970; KUIPERS, 1970; FECHNER, 1978; BARNSTON und LIVEZEY, 1987). Über Einteilungen des zeitabhängigen Koeffizientensatzes der extrahierten Faktoren ergeben sich darüberhinaus numerische Klassifikationsmöglichkeiten der ursprünglichen Datenfelder: entweder die Faktoren selbst werden als unmittelbar typkonstituierend betrachtet und die Typ-Zugehörigkeit der ursprünglichen Einzelfelder über den größten vorkommenden Koeffizienten entschieden (COHEN, 1983), oder die Wertebereiche der Koeffizienten werden in eine jeweils gleiche (HÜSTER, 1980), eine jeweils verschiedene (KRUIZINGA, 1979) oder eine nach dem höchsten Informationsgehalt bestimmte Anzahl von Intervallen zerlegt (KUIPERS, 1970), deren Gesamtprodukt die Anzahl der Klassen von Faktoren-Linearkombinationen (Luftdrucklagen, Strömungstypen o.ä.) ergibt. JECKSTRÖM (1977) gelangt über charakteristische Vorzeichenverteilungen der wichtigsten Koeffizienten zu einer räumlich differenzierten Kennzeichnung extrem zonaler und meridionaler Zirkulationsformen des 500 hPa- Niveaus im nordhemisphärischen Winter, und KEY und CRANE (1986) erreichen eine Klassifizierung täglicher 700 hPa- Geopotentialfelder in synoptische Strömungstypen über eine Clusteranalyse der faktorenanalytisch ermittelten zeitabhängigen Koeffizientensätze.

Schließlich steht das weite Feld raum-zeitlicher Klimaschwankungen und -anomalien faktorenanalytischer Bearbeitung offen: immer erhält man bei Verwendung nur eines Klimaelements (S- oder T-Modus) sowohl mehrere charakteristische räumliche Verteilungsmuster, die verschiedene klimatische Zustände repräsentieren, als auch zeitlich variable Gewichtungsgrößen, die das Auftreten bzw. Nichtauftreten sowie den unterschiedlichen Ausprägungsgrad dieser klimatischen Zustände in verschiedenen Zeitabschnitten zum Ausdruck bringen. So lassen sich etwa unterschiedliche Verteilungsmuster großräumiger Niederschlagsanomalien in ihren zeitlichen Verlaufsformen verfolgen

(KLAUS, 1978; KLAUS, 1981, S. 52 ff.; HARRISON, 1984a), Trends troposphärischer Temperaturverteilungen ausfindig machen (KIDSON, 1977), zeitlich variable Verteilungsmuster von Meeresoberflächentemperaturanomalien in ihrem Zusammenhang mit atmosphärischen Variabilitäten studieren (HASTENRATH, 1978; LOUGH, 1986), über verschiedene Geopotentialgradienten ermittelte Zirkulationstypen in ihren klimatisch relevanten Auftrittsschwankungen untersuchen (TYSON, 1984), verschiedene Fernverbindungen großräumiger Zirkulationsanomalien in ihrer zeitlichen Fluktuation analysieren (WALLACE und GUTZLER, 1981) oder intrasaisonale Schwankungen des (asiatischen) Sommermonsuns über verschiedene Anordnungsmuster langwelliger Ausstrahlungswerte diskutieren (MURAKAMI, 1980). Neuere Entwicklungen sind Matrizenerweiterungen für das Studium von Ereignisabfolgen (WEARE und NASSTROM, 1982), die Analyse vektorieller Variablenfelder (z.B. von Windvektoren) mittels komplexer Matrizen (LEGLER, 1983) und die Verwendung komplexer Faktorenanalyse zur Untersuchung wandernder Wellen (BARNETT, 1983; HOREL, 1984).

Die hauptsächlichlichen Einwendungen gegen faktorenanalytische Verfahrensmethoden in der Klimatologie sind einmal die wechselseitige Orthogonalität, d.h. lineare Unabhängigkeit der errechneten Faktoren, die bei wechselwirkend verkoppelten Systemelementen die physikalische Realität inadäquat repräsentieren könnte (BARRY und PERRY, 1973, S. 271; NICHOLSON, 1980, S. 484; PERRY, 1983, S. 92), zum anderen der prinzipielle und mitunter allzu große und interpretationserschwerende Abstraktionscharakter der errechneten Faktoren (BAHRENBERG und GIESE, 1973, S. 240; JACOBET, 1985, S. 36) sowie schließlich die inhärente Möglichkeit, bei negativen Zeitkoeffizienten das genaue Gegenteil der errechneten Raummuster als ebenso gültige Ausprägungsform mitgeliefert zu bekommen (NICHOLSON, 1980, S. 484). Hinsichtlich des ersten Einwands läßt sich auf die auch schon genutzte Möglichkeit der schiefwinkligen Rotation hinweisen (RICHTMAN, 1981; COHEN, 1983), auf die weiteren Kritikpunkte wird im Verlauf der eigenen methodischen Verfahrensbegründung eingegangen (Teil 4.3.1.3.).

4.3.1.3. Anwendung auf troposphärische Windfelder

Um in den troposphärischen Strömungsverhältnissen der Tropen verschiedenartige Zirkulationsmuster mit zeitlich variabler Repräsentanz in den originalen Ausgangsdaten aufzuspüren, sind die in Teil 4.1. spezifizierten Windfelder Hauptkomponentenanalysen im T-Modus unterworfen worden, d.h. die einzelnen Windfelder des Ausgangsmaterials werden als eingehende Variable und die Raumeinheiten (Gitternetzpunkte) als Ereignisfälle aufgefaßt, so daß sich nach erfolgter Analyse die n originalen Windfelder WF bis auf ein Restglied R als Linearkombination der m extrahierten Hauptkomponenten H mit Koeffizienten k darstellen lassen:

$$WF_i = \sum_{j=1}^m (k_{ij} \cdot H_j) + R_i, \quad i = 1, \dots, n; \quad m \leq n.$$

Nur bei der vollständigen Lösung $m = n$, wenn also genauso viele Hauptkomponenten extrahiert werden wie eingehende Variable vorgegeben sind, verschwinden alle Restglieder. Sinn des Verfahrens ist jedoch, mit einer wesentlich geringeren Anzahl von Hauptkomponenten auszukommen und dabei die Restglieder möglichst klein zu halten. Tatsächlich bewirkt das analytische Verfahren bei einer Vielzahl von Ausgangsfragestellungen, daß zahlenmäßig bereits wesentlich weniger Hauptkomponenten (nämlich diejenigen mit den höchsten Erklärungsanteilen an der Gesamtvarianz) insofern bereits eine hinreichende und sogar wünschenswerte Approximation an die vollständige Lösung darstellen, als sie zusammen den größten Teil der Gesamtvarianz des Ausgangsmaterials repräsentieren und alle nachgeordneten (Haupt-) Komponenten, die nur mehr unwesentliche Beiträge zur Gesamtvarianz liefern, als Hintergrundrauschen vernachlässigt werden können (zum Problem der adäquaten Reihenbegrenzung siehe weiter unten). Die Analyse bewirkt also, daß anstelle einer Vielzahl unterschiedlichster Originalwindfelder eine überschaubare Anzahl von Hauptkomponenten-Windfeldern betrachtet werden kann, aus denen sich die Originalwindfelder (bis auf vernachlässigbare Restglie-

der) im wesentlichen zusammensetzen und die die wichtigsten Ausprägungsmomente der Originalwindfelder in sich zusammenfassen. Diese Hauptkomponenten sind also keine konkreten, realen Windfelder und fallen nur in praktisch nie eintretenden numerischen Extremfällen (ein Koeffizient gleich 1, alle anderen gleich 0) mit einem tatsächlichen einzelnen Windfeld (nahezu) zusammen; sie repräsentieren vielmehr die wesentlichen Grundstrukturen und Hauptsteuerungsmomente der Strömungskonfigurationsherausbildung, die je nach ihrer unterschiedlichen Einzelfall-Gewichtung als Überlagerungsergebnis die verschiedenartigen einzelnen Windfelder ergeben. Wie HARRISON (1984a, S. 548) vorzüglich formuliert, gibt es zwar keine theoretische Basis für die Akzeptanz der Hypothese, daß zumindest für die wichtigsten Hauptkomponenten als Ergebnis rein mathematischer Manipulationen eine zutreffende physische Interpretation gefunden werden kann, aber fachwissenschaftliche Erfahrung läßt die Gültigkeit der Hypothese vermuten. Dies bestätigt sich im vorliegenden Fall: zwar läßt sich nicht für alle extrahierten Hauptkomponenten im einzelnen immer eine eindeutige strömungsdynamische Interpretation angeben, aber die meisten und wichtigsten Hauptkomponenten zeigen in ihrem konsistenten Strömungsfeld und in ihren klimatologisch sinnhaften und synoptisch bekannten Anordnungsformen der Steuerungszentren und Hauptströmungsäste (siehe Beilage) den erforderlichen Charakter prototypischer Zirkulationsmuster. Deshalb erscheint es auch im vorliegenden Anwendungsfall zulässig, von einer physischen Interpretierbarkeit zumindest der wichtigsten extrahierten Hauptkomponenten auszugehen und sie als die wesentlichen Grundstrukturen und Hauptsteuerungsmomente der Strömungskonfigurationsherausbildung anzusehen. In dieser Auffassung ist auch der prinzipielle Abstraktionscharakter der Hauptkomponenten nicht von Nachteil, denn er bezieht sich auf die Vielzahl unterschiedlichster einzelner Windfelder, nicht aber auf das zentrale strömungsdynamische Interpretationsmoment selbst. Die troposphärische Zirkulation, im Kollektiv der einzelnen Windfelder unübersehbar vielgestaltig und in längerfristig gemittelten Windfeldern kontrastarm nivelliert, wird in markante Grundmuster

zerlegt und nach strömungsdynamischen Bedeutsamkeitsgesichtspunkten systematisiert. Der Zusammenhang mit den ursprünglichen Windfeldern wird über die Linearkombinations-Koeffizienten k_{ij} hergestellt, die die Korrelations-Koeffizienten zwischen i -tem Originalwindfeld und j -ter Hauptkomponente repräsentieren. Sie geben unmittelbar an, mit welcher Gewichtung die einzelnen Grundmuster der Zirkulation in die Originalwindfelder eingehen. Die unterschiedliche Gewichtung eines Grundmusters in verschiedenen Originalwindfeldern begründet dann die potentielle zirkulationsdynamische Erklärung klimatischer Anomalien: die stärkere bzw. schwächere Repräsentanz bestimmter Strömungserscheinungen (z.B. Zyklonalwellen), die ein derartiges Grundmuster kennzeichnen, kann sich in einer erhöhten bzw. erniedrigten Wirksamkeit der zugehörigen Witterungsausprägung (z.B. verstärkte oder abgeschwächte Niederschlagsneigung) und - soweit über einen hinreichend langen Zeitraum anhaltend - in dementsprechenden Klima-anomalien (z.B. Trocken- oder Feuchtphasen) niederschlagen. Zu berücksichtigen bleibt die Überlagerung der Repräsentanzschwankungen aller beteiligten Grundmuster und die Mitwirkung weiterer Beeinflussungsfaktoren, die über andere Parameter erfaßt werden müssen (Teil 4.3.2. - 4.3.5.). Hinsichtlich der Hauptkomponenten-Windfelder ist nochmals zu betonen, daß nicht das Windfeld selbst, sondern seine stärkere bzw. schwächere Gewichtung, also sein größerer bzw. kleinerer Anteil an der Varianz bestimmter Zeitabschnitte für diese kennzeichnend ist. Im T-Modus erhält man die räumlichen Grundmuster der Zirkulation als Hauptkomponentenwerte, ihre zeitlich variablen Gewichtungen als Hauptkomponentenladungen.

Bei der Anwendung auf troposphärische Windfelder sind einige weitere Besonderheiten zu berücksichtigen:

a) da es sich beim Wind um eine vektorielle Größe handelt, im T-Modus aber nur ein skalares Klimaelement verarbeitet werden kann, muß eine Sonderform der Eingabematrix gefunden werden. Windvektoren lassen sich aber nicht nur durch Richtung und Geschwindigkeit, also zwei Größen verschiedener Dimension, sondern auch durch Zonal- und Meridionalkomponente, also

zwei Größen gleicher Dimension, vollständig beschreiben. Die Windfeldanalysen des NCAR, die uns als Eingabedaten dienen, liegen auch bereits in Horizontalkomponentenform vor. Im Unterschied zu LEGLER (1983), der eine Transformation in komplexe Matrizen vornimmt, werden in den vorliegenden Analysen Zonal- und Meridionalkomponenten der Windvektoren einfach aneinander gereiht, wodurch sich die Zahl der Variablen und ihr reeller Zahlencharakter nicht ändern, sondern lediglich die Zahl der Ereignisfälle verdoppelt wird. In den resultierenden Hauptkomponentenwerten lassen sich die jeweils zugehörigen Zonal- und Meridionalkomponenten einfach wieder zu einem Windvektor zusammensetzen. Der Vorteil dieses Verfahrens liegt darin, daß auch die Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten, die ja deren variable Gewichtung in verschiedenen Zeitabschnitten ausdrücken, als reelle Zahlen vorliegen, während die komplexe Variante auch komplexe Zeitkoeffizienten erzeugt (LEGLER, 1983), deren Gewichtungs-Zerlegung in eine Dehnungs- und eine Rotationskomponente die ganzheitliche Interpretation des zeitlich variablen Repräsentanz-Verlaufs der Hauptkomponenten-Windfelder erheblich erschwert. Alternativ ist auch eine separate Analyse von Zonal- und Meridionalkomponenten durchgeführt worden, die allerdings im zonalen Fall nur wenige einfache Grundmuster, im meridionalen Fall generell kaum brauchbare Ergebnisse (sehr große Anzahl kleinräumig fluktuierender Hauptkomponenten mit insgesamt geringem Varianzerklärungsanteil) erbrachte und im folgenden auch nicht weiter behandelt werden wird.

b) Als Eingabe wurden die tatsächlichen Windwerte, nicht aber Abweichungswerte von übergeordneten Mittelwerten verwendet. Letzteres filtert zwar den mittleren Jahresgang in den troposphärischen Strömungsverhältnissen heraus, ergibt jedoch (ähnlich wie bei der alleinigen Verwendung der Meridionalkomponenten) eine Vielzahl von Hauptkomponenten mit insgesamt geringem Varianzerklärungsanteil, deren Interpretation aufgrund ihres Anomalievektoren-Charakters überdies nicht in instruktiver Weise möglich ist (vgl. die einleitenden Ausführungen zu Teil 4.3.). Die fortbestehende Beinhaltung des Jahresganges in den vorliegenden Analysen macht sich demgegen-

über solange nicht störend bemerkbar, wie eine zeitliche Rahmenbegrenzung der Einzelanalysen auf jahreszeitliche Abschnitte (z.B. sommermonsunale Regenzeit o.ä.) eingehalten wird.

c) Die räumliche Erstreckung der jeweiligen Eingabedaten und damit die eingehende Anzahl der Ereignisfälle (T-Modus) richtet sich allgemein nach Zielsetzung und Betrachtungsdimension. Die großräumige Skala in vorliegender Arbeit wirkt sich abstrakt auf das numerische Verfahren insofern vorteilhaft aus, als eine große Fallanzahl und damit potentiell günstige Relationen zur Variablenzahl impliziert sind. Auf der anderen Seite erweist sich erfahrungsgemäß, daß eine allzu große Fallanzahl, d.h. im T-Modus eine allzu große Anzahl von Gitternetzpunkten und damit eine allzu große räumliche Erstreckung, sich beeinträchtigend auf regional bezogene Muster-Differenzierungen auswirkt, da offensichtlich ein zu großes Hintergrundpotential an Variabilität vorhanden ist, das die Ausweisung voneinander unabhängiger Gesamtmuster auch bei regional weniger differenzierenden Submustern leistet. Als günstigster Kompromiß für tropenbezogene Untersuchungen haben sich Größenordnungen erwiesen, die jeweils höchstens einen der beiden gradientstarken Teile der außertropischen Westwinddrift an den polwärtigen Rändern des Gitternetzes umfassen. Damit bleibt die intendierte Berücksichtigung großräumiger Strömungszusammenhänge und tropisch-außertropischer Wechselwirkungen bei gleichzeitiger Verfahrensoptimierung gewährleistet.

d) Als Eingabedaten wurden nicht die originalen Windfelder einzelner Tage, sondern fünftägig gemittelte Pentadenwerte verwendet. Diese Maßnahme, die in erster Linie Begrenzungen der verfügbaren Computerkapazität geschuldet ist, hat jedoch auch sachbezogene Vorteile: zum einen wird bei den zugrundegelegten räumlichen Dimensionen (zumeist gut 600 Gitternetzpunkte) stets ein günstiges Verhältnis zwischen Variablenzahl und Fallanzahl erreicht (ÜBERLA (1978, S. 359) etwa spricht von wünschenswerten Relationen ab ca. 1 : 3, die bei zeitlichen Rahmenbegrenzungen (z.B. bestimmte Monate oder niederschlagsanomale Phasen) mit Pentadenwerten immer eingehalten

werden können); zum anderen wird ein Teil der kurzfristigen Variabilität bereits vorab herausgefiltert, der bei Betrachtungen monatlicher Zeiteinheiten ohnehin nicht von primärem Interesse ist. Einzelfallüberprüfungen haben etwa ergeben, daß sich bei täglichen Windfeldern als Eingabegrößen die gleichen Grundmuster der Zirkulation wie bei Pentadenwerten reproduzieren, daß aber die zeitlichen Koeffizienten weniger markant und zeitzusammenhängend ausfallen als mit initialen Pentadenmitteln.

e) Im Unterschied zu der bei Faktorenanalysen zumeist zugrundegelegten Produktmomentkorrelation nach Pearson, die paarweise zweidimensionale Normalverteiltetheit der korrelierten Größen voraussetzt, ist in den vorliegenden Analysen die verteilungsfreie Rangkorrelationsrechnung nach Spearman verwendet worden, da die als eingehende Variablen fungierenden Windfelder zumindest bei den hier festgelegten räumlichen Dimensionen generell nicht normalverteilt sind (wie sich angesichts der mitumfaßten höheren Windstärken in den äquatorwärtigen Randbereichen der außertropischen Westwindzonen leicht vorstellen läßt). Zwar werden im Rahmen der Analyse keine Signifikanztests, die im Falle der Pearson-Korrelation Normalverteiltetheit verlangen, sondern lediglich Bestimmungen von Varianzerklärungsanteilen für gezielt gefilterte Datensätze (Teil 6.1.) vorgenommen, jedoch ergeben sich im Gefolge auch weitere Korrelationsmöglichkeiten zwischen Hauptkomponentenwindfeldern und Originalwindfeldern (Teil 6.3.), so daß eine generelle Verwendung verteilungsfreier Verfahren von Anfang an am konsequentesten erscheint. Ihre Verbindung mit der hier herangezogenen Variante der Hauptkomponentenanalyse (Punkt f) verträgt sich zwar nach Auffassung von GIESE (1978, S. 173f.) nicht mit deren Algorithmus, der im strengen Sinn eine Erzeugung der Korrelationsmatrix aus standardisierten Werten der eingehenden Variablen vorschreibt; allerdings haben bereits KEMPER und SCHMIEDECKEN (1977) für ein klimatologisches Datenkollektiv die relative Robustheit von Hauptkomponentenladungen wie auch Hauptkomponentenwerten gegenüber Variablen-transformationen demonstriert, und Rangkorrelationsrechnung

bedeutet nichts anderes als die Anwendung der Produktmomentkorrelation auf ordinal transformierte Variablen. In der Tat unterscheiden sich auch bei den hier analysierten Datensätzen sowohl Hauptkomponentenwerte als auch ihre Ladungen zwischen den verschiedenen Korrelationsvarianten nahezu gar nicht, so daß Rangkorrelationen auch in Verbindung mit Hauptkomponentenanalysen jedenfalls im vorliegenden Kontext vertretbar und überdies vorteilhaft erscheinen. Nicht mehr in Betracht gezogen wurde damit auch die weitere Möglichkeit, statt mit einer Korrelationsmatrix mit einer Kovarianzmatrix der Variablen in die Eigenvektor-Bestimmung einzugehen, wie es in vielen v.a. anomalieorientierten Analysen geschieht. BARNSTON und LIVEZEY (1987) verwenden jedoch auch bewußt nur Korrelationsmatrizen, und das gerade mit Blick auf die Einbeziehung sowohl höherer als auch niederer Breiten in ihren unterschiedlichen troposphärischen Schwankungsbeträgen.

f) Die vorliegenden Windfeldanalysen wurden generell in der Variante der Hauptkomponentenanalyse vorgenommen, also mit der Rückführung der gesamten Varianz der Originalwindfelder auf ihnen allen zugrundeliegende Grundmuster der Zirkulation. Im Endeffekt ist der Unterschied zur Faktorenanalyse sowohl bei den Faktorladungen als auch bei den Faktorenwerten fast nicht zu erkennen, da die Kommunalitäten der Variablen durchweg sehr hoch sind und damit sehr nahe an den normierten Hauptdiagonalelementen der unveränderten Korrelationsmatrix liegen, aber eine generelle Ausgliederung variablenspezifischer Varianzanteile ist im vorliegenden Fall räumlich aufgelöster Windfelder als eingehende Variablen substantiell kaum zu begründen: die Veränderungen der Windkomponenten über die Gitternetzpunkte unterliegen keiner strömungsunabhängigen Beeinflussung, die an jedem Tage (oder in jeder Pentade) eine andere und jeweils für den betreffenden Tag (oder die Pentade) charakteristisch ist, sondern sind gerade Ausdruck umfassender Strömungszusammenhänge, die als zeitlich variable auf unterschiedliche Zirkulationssteuerungen zurückgeführt werden können und ja gerade in den resultierenden Hauptkomponenten ihren Niederschlag finden. Variablenspezifische, also tages- bzw. pentadenspezifische Meß-

fehler entfallen gleichermaßen, da es sich um numerisch analysierte Windfelder handelt (vgl. Teil 4.2.) und die zweimaligen Veränderungen in den Analyseverfahren auch nicht auf der Zeitskala der Einzelvariablenabfolge liegen.

g) Besonderes Augenmerk verdient die Frage nach der adäquaten Anzahl extrahierter Hauptkomponenten. BAHRENBURG und GIESE (1975, S. 214) nennen Kriterien der Eigenwertgröße, des einzelnen sowie des aufsummierten Varianzerklärungsanteils, CRADOCK und FLOOD (1969) schlagen vor, die Extraktion dort zu beenden, wo die Eigenwerte (erkennbar etwa am beginnenden linearen Verlauf der aneinandergereihten Eigenwert-Logarithmen) nahezu gleich zu werden beginnen, NORTH et al. (1982) empfehlen minimale Eigenwertabstände oberhalb stichprobenabhängiger Standardfehlerschätzungen, und OVERLAND und PREISENDORFER (1982) verwenden Monte-Carlo-Techniken zur vergleichenden Eigenwert-Beurteilung. Die sachlich befriedigendste, praktisch aber am schwersten zu verwirklichende Methode nennt z.B. HARRISON (1984a, S. 548), nämlich die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten auf diejenigen zu begrenzen, denen eine physische Interpretation beigemessen werden kann. Vor allem nachgeordnete Muster brauchen keine Manifestationen tatsächlicher atmosphärischer Prozesse mehr zu sein, sondern können lediglich als künstliches Produkt der numerischen Umformungen entstehen, wenn die im Ausgangsmaterial enthaltenen Signale bereits in die vorherigen Muster eingeflossen sind. BARNSTON und LIVEZEY (1987, S. 1109 ff.) messen den potentiellen Authentizitätscharakter ihrer Muster am Tatbestand, ob sie sich bei verschiedenen und voneinander unabhängigen Einzelanalysen reproduzieren, ob sie bei teilweise verändertem Eingabekollektiv (verkürzter Gesamtzeitraum oder andere Initialmittelungen) ebenfalls wiederkehren und ob sie in vergleichbaren Studien wiederentdeckt werden können. Für die vorliegenden Analysen sind zwar keine direkten Vergleichsstudien vorhanden, aber das Kriterium der Reproduzierbarkeit bei abgewandelten Einzelanalysen kann auch hier herangezogen werden (vgl. das bereits erwähnte Beispiel gleicher Grundmuster bei Eingabe täglicher oder pentadengemittelter Windfelder). Allerdings sind die Kriterien physischer Interpretierbarkeit

und einzelfallunabhängiger Reproduzierbarkeit erst im nachhinein anwendbar, so daß als Initialkriterium für die numerische Extraktion der Hauptkomponenten ein minimaler Varianzklärungsanteil herangezogen wird (für die vorliegenden Windfeldanalysen hat sich ein Wert von wenigstens 1% der involvierten Gesamtvarianz als angemessen erwiesen). Zur Darstellung gelangen schließlich nur diejenigen Hauptkomponenten, die keine unrealistischen Bestandteile in der Strömungsanordnung (z.B. großräumige Diametralkonfluenzen) und eine weitgehende Reproduzierbarkeit bei alternativen Eingabekollektiven zeigen, also als Manifestationen tatsächlicher Zirkulationssteuerungen vermutet werden können. Die damit implizierte Diskrepanz zwischen numerisch extrahierten und klimatologisch interpretierbaren Hauptkomponenten erweist sich für das Gesamtverfahren sogar als sachbezogen: der Rest numerisch noch extrahierter, klimatologisch aber nicht mehr interpretierbarer Hauptkomponenten, der zumeist auch nur mehr geringe Varianzklärungsanteile umfaßt, zieht im wesentlichen Hintergrundrauschen des Varianzspektrums an sich, das bei wiederholter Analyse mit alleiniger Extraktion der manifesten Hauptkomponenten die Prägnanz ihrer Zirkulationsmuster zu beeinträchtigen tendiert.

h) Die numerisch extrahierten Hauptkomponenten werden einer orthogonalen Rotation nach dem sog. Varimax-Kriterium unterzogen, d.h. es wird unter allen denkbaren (orthogonalen) Systemen von Hauptkomponenten dasjenige erzeugt, bei dem auf jeder Hauptkomponente jeweils eine Gruppe von Variablen möglichst hoch, alle anderen Variablen möglichst gering laden. Als Vorteil einer derartigen Rotation sind die Betonung der stärksten Beziehungen innerhalb des analysierten Datensets (HOREL, 1981, S. 2080), eine verbesserte physische Interpretierbarkeit mit regional konzentrierten Submustern (BARNSTON und LIVEZEY, 1987, S. 1086), ein größerer Kohärenzgrad (GREGORY, 1975, S. 284) und die Beseitigung von Zweideutigkeiten (DYER, 1975, S. 1007; TYSON, 1984, S. 623) genannt worden. RICHMAN (1986) beschäftigt sich ausführlich mit der Rotation von Hauptkomponenten und faßt vier Momente ihres relativen Vorteils gegenüber unrotierten Lösungen zusammen: i) die Ab-

hängigkeit der Ergebnisse von Form und Gestalt des Untersuchungsraumes ist geringer; dies muß als ein ausschlaggebendes Moment angesehen werden, denn es kann nicht wünschenswert sein, bei zufällig oder systematisch modifizierten räumlichen Bezugsfestlegungen für ein und dasselbe Gebiet substantiell veränderte Zirkulationsmuster zu erhalten. ii) Teilräume innerhalb des gesamten Bezugsraumes behalten bei alleiniger Zugrundelegung ihre Zirkulationsmuster mit höherer Stabilität; auch dies erscheint wesentlich, denn es ist kaum mit physischer Realität zu vereinbaren, wenn teilräumliche Submuster der Zirkulation davon abhängen, ob sie für sich allein oder als Teil eines umfassenderen Gebietes betrachtet werden. iii) Die Abhängigkeit der Lösungen von bestimmten Stichprobeneigenschaften (wie z.B. nahe beieinanderliegende Eigenwerte) ist geringer. iv) Die Widerspiegelung physischer Relationen aus dem Eingabematerial ist genauer. Insgesamt nötigt sich eine Rotation also regelrecht auf, die in den vorliegenden Analysen durchgehend orthogonal vorgenommen worden ist, d.h. auch die rotierten Hauptkomponenten sind wechselseitig rechtwinklig angeordnet und damit voneinander linear unabhängig. Im Gegensatz zu allgemeinen kritischen Einwendungen, orthogonale Faktoren könnten die wechselwirkend verkoppelten Bestandteile der realen Natur nicht adäquat widerspiegeln (BARRY und PERRY, 1973, S. 271; NICHOLSON, 1980, S.484), scheint im Falle von rein strömungsabgeleiteten Zirkulationsmustern die Orthogonalität sogar von Vorteil zu sein, da verschiedenartige Steuerungen auch begrifflich eher als voneinander unabhängige Basisgrößen zu verstehen sind, deren variabel gewichtete Kombinationen erst (etwa zeitlich) miteinander zusammenhängende Überlagerungsprodukte ergeben. Auch BARNSTON und LIVEZEY (1987, S. 1110) sprechen von einer wahrscheinlich weitgehenden Orthogonalität der realen Strömungs-Grundmuster, und ein weiteres Moment der vorliegenden Analysen könnte ein indirekter Hinweis darauf sein: gerade und nur bei orthogonaler Rotation entstehen fast ausschließlich positive Ladungen der klimatologisch interpretierbaren Hauptkomponenten (und selbst in den äußerst seltenen Ausnahmefällen negativen Vorzeichens bleiben die Beträge immer noch nahe an 0), während

sowohl die unrotierten als auch schiefwinklig rotierte Lösungen schon auf der zweiten Hauptkomponente regelmäßig mehrere signifikante Negativladungen liefern. Positive Vorzeichen sind deswegen als einzige sinnvoll, weil angesichts der eindeutigen Verteilung der dominierenden mittleren Zonalkomponenten (tropische Ostwind- und außertropische Westwindströmung) eine Diametralumkehr der Hauptkomponenten-Zirkulationsmuster bei negativer Ladung nur fiktiven Charakters sein kann. Damit aber ist gezeigt, daß erstens eine Rotation auch tatsächlich erforderlich ist und daß zweitens die orthogonale Lösung im vorliegenden Fall die einzige Approximation an die Wirklichkeit ist. Gleichzeitig ist der allgemein gegen Faktorenanalysen formulierte Einwand impliziter Mitlieferung fiktiver Spiegelungsmuster (NICHOLSON, 1980, S. 484; PERRY, 1983, S.92) für die vorliegenden Anwendungsfälle entkräftet.

i) Während resultierende Hauptkomponentenwerte zumeist in standardisierter Form (d.h. mit Mittelwert 0 und Standardabweichung 1) präsentiert werden, ist dies bei den vorgelegten Windfeldanalysen prinzipiell nicht zulässig: in der Regel haben bei den festgelegten räumlichen Dimensionen alle Windfelder (sowohl die eingegebenen als auch die resultierenden) Mittelwerte über beide Horizontalkomponenten und alle Gitternetzpunkte, die signifikant von Null verschieden sind (zumeist bedingt durch die im Vergleich zu den tropischen Ostkomponenten stärkeren außertropischen Westkomponenten); bei der Standardisierung, die u.a. eine Abweichungsbildung vom jeweiligen Mittelwert beinhaltet, wechseln deshalb alle Einzelwerte ihre relativen Beträge und einige sogar ihr Vorzeichen; dieser Effekt einer derartigen Translation berührt zwar nicht die Darstellung einer skalaren Ergebnisgröße, bewirkt aber bei der hier erforderlichen Rekombination von Windvektoren aus jeweils zwei transformierten Einzelgrößen mehr oder weniger starke Verzerrungen des resultierenden Windfeldes (v. a. in Bereichen translativen Vorzeichenwechsels). Die direkte Berechnung nicht-standardisierter Hauptkomponentenwerte aus den nicht-standardisierten Originalvariablen ist jedoch auch nicht wünschenswert, da die vorteilhafte Eigenschaft der Ladungen, die Korrelationskoeffizienten zwischen Originalvaria-

blen und Hauptkomponenten zu repräsentieren, wie leicht zu zeigen ist (BAHRENBERG und GIESE, 1975, S.207 ff.) an eine Eigenvektorbestimmung aus standardisierten Variablen gebunden ist. Deshalb muß für die Darstellung der resultierenden Windfelder der Umweg eingeschlagen werden, zunächst mit standardisierten Variablen standardisierte Hauptkomponentenwerte zu bestimmen und diese anschließend wieder zu destandardisieren, wobei die translationsbedingten Verzerrungen der Vektorfelder wieder rückgängig gemacht werden und die errechneten Korrelationen gültig bleiben.

j) Die Windfelder der destandardisierten Hauptkomponentenwerte werden in vektorieller Form dargestellt (siehe Beilage), wobei eine einheitliche Skalierung allseitige Vergleichbarkeit gewährleisten soll (bei Bezug auf die dreifache mittlere Standardabweichung aller vorkommenden Windfelder ergibt sich etwa für das 200 hPa- Niveau im Maßstab des Gitternetzpunktabstandes als Betragseinheit der Windvektoren eine dementsprechende Windgeschwindigkeit von 36 m/s). Windvektoren mit Beträgen unter einem Zehntel dieser skalierten Betragseinheit (im 200 hPa- Niveau also Windgeschwindigkeiten unter 3.6 m/s) sind wegen substantieller Geringfügigkeit und unterschrittener Kenntlichkeit in der Darstellung unterdrückt worden. Auf eine Transformation in kontinuierliche Stromlinien (WHITTAKER, 1977) wurde bewußt verzichtet, da eine analoge Simultandarstellung von Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten nur bei darstellungsbeeinträchtigender Überlagerung von Stromlinien und Isotachen oder bei interpretationsbeeinträchtigender Distanzgewichtung der Stromlinien möglich wäre.

k) Die Ladungen der Hauptkomponenten als zeitlich variable Gewichtungskoeffizienten kommen in zwei Varianten zur Darstellung: zum einen als direkte polygonale Zeitreihe, wobei aus Gründen simultaner und gleichzeitig noch lesbarer Darstellung für jeden einzelnen Monat nur die vier jeweils größten Koeffizienten wiedergegeben werden (alle weiteren bewegen sich fast ausschließlich in der Nähe der Nulllinie), zum anderen als monatlich gemittelttes prozentuales Bestimmtheitsmaß. Da die Gewichtungskoeffizienten die Korrelationskoeffizienten zwischen Originalvariablen und Hauptkomponenten repräsentie-

ren, gibt ihr Quadrat als Bestimmtheitsmaß den jeweiligen Anteil der betreffenden Hauptkomponente an der Varianz einer Originalvariablen wieder. Diese (prozentual ausgedrückten) Varianzerklärungsanteile sind über die zeitliche Betrachtungseinheit des Monats gemittelt worden, zeitliche Schwankungen innerhalb eines Monats können ggf. für die vier jeweils bedeutsamsten Hauptkomponenten an der Zeitreihe der Ladungen selbst nachvollzogen werden.

4.3.2. Horizontale Windkomponenten

Um die Strömungsanalyse nicht allein auf zeitlich variable Gewichtungen abstrakter Steuerungstendenzen aufzubauen, sind auch monatlich gemittelte Felder der tatsächlichen horizontalen Windkomponenten erstellt worden. An ihnen lassen sich Intensitätsschwankungen oder räumliche Verlagerungen einzelner Zirkulationsäste in verschiedenen Zeitabschnitten studieren. Die Form der Berechnung als Absolut- oder Abweichungswert wird sich nach den jeweiligen Schwankungseigenschaften zu richten haben: Größen mit weitgehend ähnlicher Vorzeichenverteilung werden zweckmäßigerweise als Anomalien errechnet, um kontrastreichere Darstellungen der Intensitätsschwankungen zu erreichen; Größen mit häufig und kleinräumig wechselnder Vorzeichenverteilung bringen kohärente Anordnungsmuster eher in absoluter Darstellungsform zum Ausdruck. Mithin sind für die Zonalkomponente in ihrer weitgehenden Vorzeichenbindung durch tropische Ost- und außertropische Westwinde Abweichungen der Monatsmittelwerte vom übergreifenden 18-jährigen Mittel des betreffenden Monats bestimmt worden, für die regional nur selten vorzeichengebundene Meridional Komponente jedoch mittlere Absolutwerte der einzelnen Monate. Beide skalaren Größen lassen sich nach linearer Interpolation in kontinuierlicher Isolinienform darstellen, wobei als Äquidistanz jeweils die halbe mittlere Standardabweichung innerhalb der zwischen den Wendekreisen gelegenen Tropen festgelegt wurde.

4.3.3. Relative Vorticity (Wirbelgröße)

Zur weiteren zirkulations- und niederschlagsrelevanten Kennzeichnung von Windfeldern wird auf einige Basisgrößen zurückgegriffen, die verschiedene Strömungseigenschaften der betrachteten Felder zum Ausdruck bringen. In erster Linie bedeutsam ist dabei die vertikale Komponente der relativen Vorticity (Wirbelgröße), die unter Abzug des aus der Erdrotation resultierenden Anteils Umdrehungssinn und Intensität horizontaler Drehbewegungen um vertikale Rotationsachsen beschreibt. Sie ist mit Krümmungs- wie mit Scherungsbeiträgen ein wichtiges Moment turbulenter Strömungsformen, die im raum-zeitlich variablen Zyklonalitäts- bzw. Antizyklonalitätscharakter witterungsbestimmend wirksam werden (ausführlicher dargestellt in JACOBET, 1985, S. 45 ff.). Allgemein läßt sich die vertikale Komponente der Rotation eines Vektorfeldes mittels partieller Differentialquotienten seiner Horizontalkomponenten darstellen, also etwa die vertikale Komponente der relativen Vorticity (ζ) durch partielle Ableitungen (Operator ∂) der zonalen (u) und meridionalen (v) Komponente des in einem bestimmten Niveau gegebenen horizontalen Windes V in kartesischen Koordinaten x, y als

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

Die Veränderungen der Meridionalkomponente in zentraler Richtung und der Zonalkomponente in meridionaler Richtung lassen sich durch endliche Differenzen approximieren, also etwa für ein durch vier benachbarte Gitternetzpunkte umgrenztes Gebiet (Abb. 4) durch

$$\zeta \approx \frac{(v_{12} - v_{11}) \cdot EZ_{\varphi_1} + (v_{22} - v_{21}) \cdot EZ_{\varphi_2}}{2} - \frac{(u_{11} - u_{21}) \cdot EM_{\varphi} + (u_{12} - u_{22}) \cdot EM_{\varphi}}{2}$$

Abb. 4: Skizze zur Wirbelgrößen-Approximation aus Gitternetzpunkt-Werten der horizontalen Windkomponenten.

Aufgrund der Meridiankonvergenz und der speziellen Gitternetzdefinition (vgl. Teil 4.1.) sind die Horizontalabstände der einzelnen Gitternetzpunkte in Abhängigkeit von der geographischen Breite φ jeweils verschieden, so daß bei den Differenzenbildungen eine räumliche Entfernungsgewichtung vorgenommen werden muß. Verwendet man als Bezugseinheit den Gitternetzpunkt Abstand am Äquator, also die fünffache Äquatorialdistanz D zweier benachbarter Meridiane, die mit Erdradius R gegeben ist als

$$D = \frac{2\pi \cdot R}{360} ,$$

so wird die Entfernungsgewichtung in zonaler Richtung

$$EZ_{\varphi} = \frac{5 \cdot D}{5 \cdot \frac{2\pi \cdot R \cdot \cos\varphi}{360}} = \frac{1}{\cos\varphi}$$

und in meridionaler Richtung (bei Vernachlässigung der Erdabplattung)

$$EM_{\varphi} = \frac{5 \cdot D}{D \cdot (\varphi_1 - \varphi_2)} = \frac{5}{\varphi_1 - \varphi_2} ,$$

wobei sich die jeweilige geographische Breite φ nach Auflösung einer der Bestimmungsgleichungen für die Mercator-Projektion ergibt als

$$\varphi = 2 \cdot \arctg \left(e^{\frac{\pi}{180} \cdot i \cdot 5} \right) - \frac{\pi}{2} ,$$

i = polwärts ansteigende Rangzahl der Gitternetz-Breitenkreise ($i = 0$ am Äquator).

Als Ergebnis erhält man einen auf den Mittelpunkt des betreffenden Gebietes bezogenen dimensionslosen Approximationswert der Vertikalkomponente der relativen Vorticity (im folgenden kurz 'Wirbelgröße' genannt), der auf der Nordhemisphäre positiv im zyklonalen, negativ im antizyklonalen Fall signiert ist und auf der Südhalbkugel analog zum Coriolisparameter das Vorzeichen wechselt. Um in der Darstellung transäquatoriale Kontinuität zu erhalten, sind die wie oben berechneten Werte der Südhemisphäre vorzeichenvertauscht worden. Da es sich bei der Wirbelgröße wiederum um einen Parameter mit weitgehender räumlicher Vorzeichenbindung längerfristiger Mittelwerte handelt (antizyklonal etwa im Bereich der subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen, zyklonal in unteren und mittleren Niveaus der großen tropischen Störungszonen wie ITC, Monsuntrog, "äquatoriale" Tiefdruckrinne o.ä.), sind die monatlich gemittelten Werte als Abweichungen vom übergreifenden 18-jährigen Mittelwert des betreffenden Monats ausgedrückt worden. Nach räumlicher Interpolation zwischen den ebenfalls netzförmig angeordneten Mittelpunktswerten der Wirbelgrößenabweichungen resultiert erneut eine Isanomalien-Darstellung, deren Äquidistanz analog zu den Windkomponenten als halbe mittlere Standardabweichung innerhalb der zwischen den Wendekreisen gelegenen Tropen festgelegt wurde. Zusätzlich berechnete Hauptkomponentenwerte aus fünftägig gemittelten Wirbelgrößenabweichungen zeigen in den meisten Fällen sehr große Ähnlichkeiten mit den mittleren Isanomalienfeldern der jeweils primär ladenden Monate und brauchen deshalb hier nicht eigens wiedergegeben zu werden.

Die Bedeutung der Wirbelgröße ζ zeigt sich auch in einem weiteren Zusammenhang (vgl. BARRY und PERRY, 1973, S. 32 ff.; HOLTON, 1979, S. 178): jeder horizontale Windvektor V läßt sich summativ zerlegen in einen rotationellen, divergenzfreien Teil V_r sowie einen divergenten, irrotationellen Teil V_d (zu letzterem siehe Teil 4.3.4.):

$$V = V_r + V_d .$$

V_r wiederum läßt sich mittels des Gradienten einer horizontalen Strömungsfunktion (streamfunction) ψ darstellen als

$$V_r = k \times \text{grad } \psi = k \times \nabla \psi ,$$

wobei k einen vertikalen Einheitsvektor, \times das vektorielle Produkt und ∇ den (zweidimensionalen) Hamilton-Operator bezeichnet (also $\nabla = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y}$ mit i und j als Ein-

heitsvektoren in x - bzw. y -Richtung und ∂ als partiellem Ableitungsoperator). V_r ist also derjenige Vektor, dessen Größe gleich dem Betrag des Gradienten von ψ ist und der senkrecht auf der vom vertikalen Einheitsvektor und dem horizontalen Gradienten von ψ aufgespannten Ebene steht. Es folgt also für die Darstellung von V_r in kartesischen Koordinaten

$$\begin{aligned} V_r &= k \times \left(i \frac{\partial \psi}{\partial x} + j \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = \\ &= i \underbrace{\left(- \frac{\partial \psi}{\partial y} \right)}_{=: u_{V_r}} + j \underbrace{\left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right)}_{=: v_{V_r}} . \end{aligned}$$

Wendet man den zweidimensionalen Hamilton-Operator zweimal auf ψ an, so folgt:

$$\begin{aligned} \nabla^2 \psi &= \nabla (\nabla \psi) = \nabla \left(i \frac{\partial \psi}{\partial x} + j \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = \\ &= \left(i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} \right) \left(i v_{V_r} - j u_{V_r} \right) = \\ &= \frac{\partial v_{V_r}}{\partial x} - \frac{\partial u_{V_r}}{\partial y} = \zeta_{V_r} . \end{aligned}$$

Da V_d irrotationell ist, ist die Wirbelgröße ζ_{V_r} von V_r gleichzeitig auch schon die gesamte Wirbelgröße ζ von V , so

daß also gilt

$$\nabla^2 \psi = \zeta .$$

Diese partielle Differentialgleichung zweiter Ordnung besagt, daß sich die horizontale Strömungsfunktion eines Windfeldes aus der Vertikalkomponente seiner relativen Vorticity bestimmen läßt. Die Linien konstanter ψ -Werte sind aber die Stromlinien des rotationellen, divergenzfreien Teils des horizontalen Windfeldes, der nach KANAMITSU und KRISHNAMURTI (1978, S. 335) in der oberen Troposphäre der Tropen eine Größenordnung stärker ist als der divergente, irrotationelle Teil und damit den bereits gut approximierenden Hauptanteil des tatsächlichen Windfeldes ausmacht. In die vorliegenden Ergebnisdarstellungen sind zwar Stromlinien dieses divergenzfreien Hauptströmungsfeldes zugunsten vektorieller Hauptkomponenten- und unmittelbarer Wirbelgrößendarstellungen nicht mit aufgenommen worden, doch unterstreicht die obige Ableitung noch einmal die hervorgehobene Bedeutsamkeit des diskutierten Wirbelgrößenparameters für Ausprägung und Beschaffenheit der analysierten Windfelder.

4.3.4. Vertikale Windkomponente

Bekanntlich übt die vertikale Windbewegung - obwohl im Mittel wesentlich kleiner als die horizontale - ausschlagenden Einfluß auf Art, Umfang und Intensität der Wolkenbildung bzw.-auflösung und die generelle Möglichkeit sowie ggf. Beschaffenheit von Niederschlagsprozessen aus. Berechnungsmethoden der vertikalen Windbewegung bedienen sich etwa der allgemeinen Vorticity-Gleichung (HALTINER et al., 1963), Temperaturveränderungen in der freien Atmosphäre oder der sog. Omega-Gleichung (vgl. BARRY und PERRY, 1973, S. 44 ff.; HOLTON, 1979, S. 130, 74, 136 f.). Hierfür sind allerdings Größen wie Temperatur, Geopotential oder deren zeitliche Veränderungen vonnöten, die uns nicht direkt vorliegen und erst über aufwendige Lösungsverfahren mehrerer Differentialgleichungssysteme aus den horizontalen Windkomponenten approximiert werden können (KRISHNAMURTI, 1978, S. 32). Darüberhinaus sind in der

vorliegenden, auf einzelne Monate bezogenen Analyse nicht derartige Genauigkeitsanforderungen im täglichen Einzelfall gestellt wie etwa in der numerischen Wettervorhersage. Deswegen wird auf die einfache kinematische Methode zurückgegriffen, die sich auf die vertikale Integration der Kontinuitätsgleichung stützt (vgl. BARRY und PERRY, 1973, S. 44 ff.; HOLTTON, 1979, S. 72 f.). Im isobaren Koordinatensystem lautet sie

$$\operatorname{div} V_p + \frac{\partial w}{\partial p} = 0 \quad ,$$

wobei $\operatorname{div} V_p$ die Massendivergenz des horizontalen Windes V im Druckniveau p und w die vertikale Windkomponente in isobaren Koordinaten meint. Diese Gleichung, die dem physikalischen Prinzip der Massenerhaltung Ausdruck verleiht, besagt allgemein, daß Massenverlust oder -gewinn im horizontalen Strömungsfeld durch entsprechende vertikale Massenverlagerungen ausgeglichen werden muß.¹⁾ Aufgelöst nach w und vertikal integriert von einem Referenzniveau p_0 bis zu einem beliebigen Druckniveau p ergibt sich

$$w(p) = w(p_0) - \int_{p_0}^p \operatorname{div} V_p \, dp \quad ,$$

d.h. man erhält die Vertikalbewegung im Niveau p aus derjenigen im Niveau p_0 und den über den Vertikalausschnitt von p_0 nach p integrierten Horizontaldivergenzen. In der Praxis wird man meist versuchen, p_0 so festzulegen, daß $w(p_0) = 0$ angenommen werden kann (also etwa p_0 als Bodenluftdruckniveau),

1) Unmittelbar wirksam wird dieser Zusammenhang beispielsweise, wenn in der gradientabhängig beschleunigten oder abgebremsten Höhenströmung der Außertropen durch Trägheitseffekte ageostrophische Massenverlagerungen induziert werden, die Divergenz- und Konvergenzgebiete in der Höhe entstehen lassen und entsprechend aufwärts bzw. abwärts gerichtete Vertikalbewegungen mit ihren typischen Wettererscheinungen auslösen.

und anschließend das Integral durch Summation über mehrere Vertikalschichten zu approximieren. Die vorgegebene Datenlage dieser Untersuchung beinhaltet allerdings weder Angaben aus dem Bodenniveau noch eine hinreichende Anzahl verschiedener Isobarenflächen, so daß (ähnlich wie bei VIRJI, 1981) in starker Vereinfachung als Maß M_w für die mittlere Vertikalbewegung in der mittleren Troposphäre die Differenz der Horizontaldivergenzen im 200- und im 700 hPa- Niveau herangezogen wurde:

$$M_w := \text{div } V_{200} - \text{div } V_{700}$$

Dieses Maß genügt natürlich keinen Ansprüchen auf ganz kurzer Zeitskala (etwa tägliche Aktualfelder), vermag aber bei längerfristig gemittelten Werten (z.B. Monate oder Jahreszeiten) immerhin einen Eindruck von Vorzeichen und Größe der im Mittel vorherrschenden Vertikalbewegung in der mittleren Troposphäre zu geben (etwa Aufstieg bei Divergenz im 200-, Konvergenz im 700 hPa- Niveau bzw. Abstieg bei Konvergenz im 200-, Divergenz im 700 hPa- Niveau). Die Horizontaldivergenzen ihrerseits resultieren aus der Anwendung des (zweidimensionalen) Hamilton-Operators ∇ auf den horizontalen Windvektor $V = (u, v)$, also

$$\text{div } V = \nabla \cdot V = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} .$$

Sie lassen sich mithin analog zur Wirbelgröße durch endliche Differenzen der Horizontalkomponenten des Windes approximieren (Veränderung der Zonalkomponente in zonaler, der Meridionalkomponente in meridionaler Richtung), wobei die gleichen (zonalen und meridionalen) Entfernungsgewichtungen wie in Teil 4.3.3. Verwendung finden und der räumliche Bezugspunkt der resultierenden Divergenzabschätzung erneut inmitten des betreffenden Gitternetz-Quadrates liegt (vgl. Abb. 4). Im Unterschied zur Wirbelgröße ist die räumliche Vorzeichenverteilung der M_w - Werte jedoch in höherem Maße variabel, so daß monatlich gemittelte Absolutwerte berechnet und nach Interpolation in Isolinienform dargestellt worden sind; erneut

fungiert die halbe mittlere Standardabweichung innerhalb der zwischen den Wendekreisen gelegenen Tropen als einheitlich festgelegte Äquidistanz.

Ergänzend sei darauf hingewiesen, daß in der Zerlegung des horizontalen Windes V in einen rotationellen, divergenzfreien Teil V_r sowie einen divergenten, irrotationellen Teil V_d (vgl. Teil 4.3.3.) eine analoge Bedeutung der Divergenz für letzteren wie der Wirbelgröße für ersteren besteht (vgl. BARRY und PERRY, 1973, S. 32 ff.): V_d läßt sich als negativer Gradient eines Geschwindigkeitspotentials χ darstellen,

$$V_d = -\text{grad } \chi = -\nabla\chi \quad ,$$

so daß für die Darstellung in kartesischen Koordinaten folgt

$$V_d = i \underbrace{\left(-\frac{\partial\chi}{\partial x}\right)}_{=: -u_{V_d}} + j \underbrace{\left(-\frac{\partial\chi}{\partial y}\right)}_{=: -v_{V_d}} \quad .$$

Zweimalige Anwendung von ∇ auf χ ergibt

$$\nabla^2\chi = \nabla(\nabla\chi) = \nabla V_d = -\frac{\partial u_{V_d}}{\partial x} - \frac{\partial v_{V_d}}{\partial y} = -\text{div } V_d.$$

Da V_r divergenzfrei ist, ist die Divergenz $\text{div } V_d$ von V_d gleichzeitig auch schon die gesamte Divergenz $\text{div } V$ von V , so daß also gilt

$$\nabla^2\chi = -\text{div } V \quad .$$

Die Linien konstanter χ -Werte sind die Stromlinien des divergenten, irrotationellen Teils des horizontalen Windfeldes und geben die Nord-Süd- sowie Ost-West-Strömungen der beiden großen mittleren Vertikalzirkulationen vom Hadley-Typ in meridionalen und vom Walker-Typ¹⁾ in zonalen Vertikalebene

1) KRISHNAMURTI (1971b) verwendet den Begriff Walker-Zirkulation noch eingeschränkt auf sein ursprüngliches Bezugsgebiet im äquatornahen Pazifik und spricht darüberhinausgehend von umfassenden Ost-West-Zirkulationen, die hier verallgemeinernd als solche des Walker-Typs bezeichnet sein mögen (vgl. auch FLOHN, 1975).

wieder (KRISHNAMURTI, 1971b; KRISHNAMURTI et al., 1973b; KANAMITSU und KRISHNAMURTI, 1978). VIRJI (1981) berichtet sogar von nahezu gleich großen divergenten wie rotationellen Komponenten in der zeitlich gemittelten Höhenströmung über Südamerika. Kräftige Signale der divergenten Strömung in der tropischen Zirkulation haben auch PAEGLE et al. (1983) ausgemacht, die die meisten Divergenzerscheinungen in den Tropen mit sich rasch in beide Horizontalrichtungen ausbreitenden, durch latente Energiezufuhr induzierten Gravitationswellen in Zusammenhang sehen. Hinsichtlich räumlich begrenzter Bezugsgebiete weisen allerdings BIJLSMA et al. (1986) darauf hin, daß sowohl die Zerlegung des Windfeldes in divergenzfreie und irrotationelle Bestandteile durch Mehrdeutigkeit als auch die Rekonstruktion von Strömungsfunktion und Geschwindigkeitspotential aus Wirbelgröße bzw. Divergenz durch unklare Randbedingungen spezifische Probleme aufwerfen. In den vorliegenden Analysen beschränkt sich somit die Verwendung der Horizontaldivergenz auf ihre Rolle bei der Grobabschätzung der mittleren Vertikalbewegung in der mittleren Troposphäre.

4.3.5. Welligkeitsindex

Da Wellenbewegungen auch in der tropischen Atmosphäre eine herausragende Rolle in Strömungsdynamik und Niederschlagsgeschehen spielen (insbesondere in Gestalt der sog. easterly waves, vgl. Teil 1.3.), in monatlich gemittelten Windfeldern oder faktorenanalytischen Zirkulationsmustern aber nicht mehr eigenständig in Erscheinung treten, ist versucht worden, über einen geeigneten Index Auftreten und Ausmaß wellenförmiger Strömungsauslenkungen in den täglichen Windfeldern zu erfassen und ihre Bedeutsamkeit für den Gesamtcharakter der einzelnen Monate abzuschätzen. Dazu werden in einem ersten Schritt alle zonal oder meridional benachbarten Gitternetzpunktpaare betrachtet und ihre kombinierten Windvektoren einer von $8^2 = 64$ zonalen bzw. meridionalen Klassen kombinierter Hauptwindrichtungssektoren zugeordnet: dies gelingt in vollständiger und eindeutiger Weise, wenn jedes Windrichtungspaar unter Berücksichtigung seiner räumlichen Anordnung

durch das Wertepaar aus mittlerer Windrichtung und Windrichtungsdifferenz dargestellt wird und für beide Größen ein klassenabgrenzendes Schwankungsintervall von $\pm 22.5^\circ$ um die jeweiligen Repräsentanzwerte festgelegt wird, die durch Kombinationen exakter Hauptwindrichtungen gegeben sind. Faßt man diese Vektorpaare als angenäherte Manifestation einer Strömungsabfolge auf, läßt sich jeder Kombinationsklasse (in Abb. 5 durch die betreffenden Hauptwindrichtungen repräsentiert) genau eines der Attribute linear fortgeführt, gleich- oder gegensinnig parallel, konfluent, diffluent, zyklonal oder antizyklonal gekrümmt zuweisen (Abb. 5).

Bildet man im weiteren festgelegte Gebietszusammenfassungen von Gitternetzpunkten, lassen sich in einem zweiten Schritt vorzeichenspezifische Indizes definieren, die das relative Ausmaß zyklonal bzw. antizyklonal gekrümmter Strömungsbestandteile in diesen Gebieten wiedergeben:

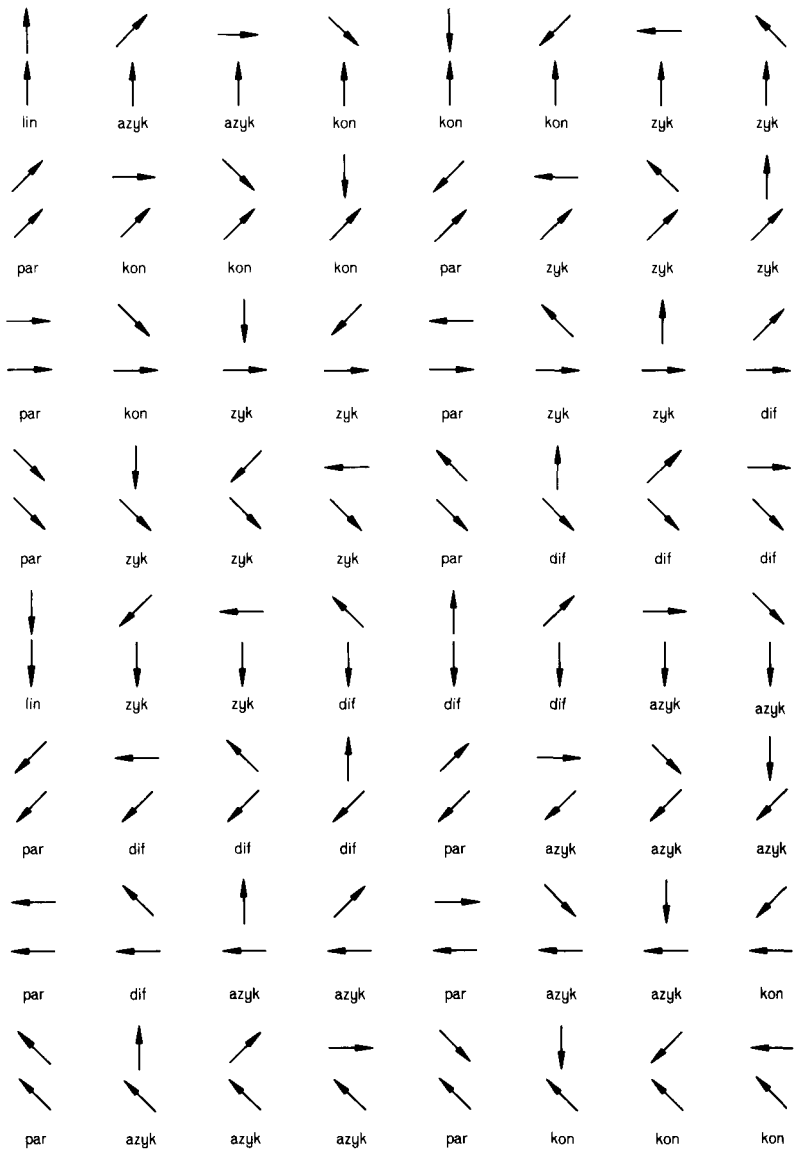
$$WI_{zyk} := \frac{\sum_{i=1}^{n_{zyk}} \gamma_i \cdot E_i}{N} \quad ; \quad WI_{azyk} := \frac{\sum_{i=1}^{n_{azyk}} \delta_i \cdot E_i}{N} .$$

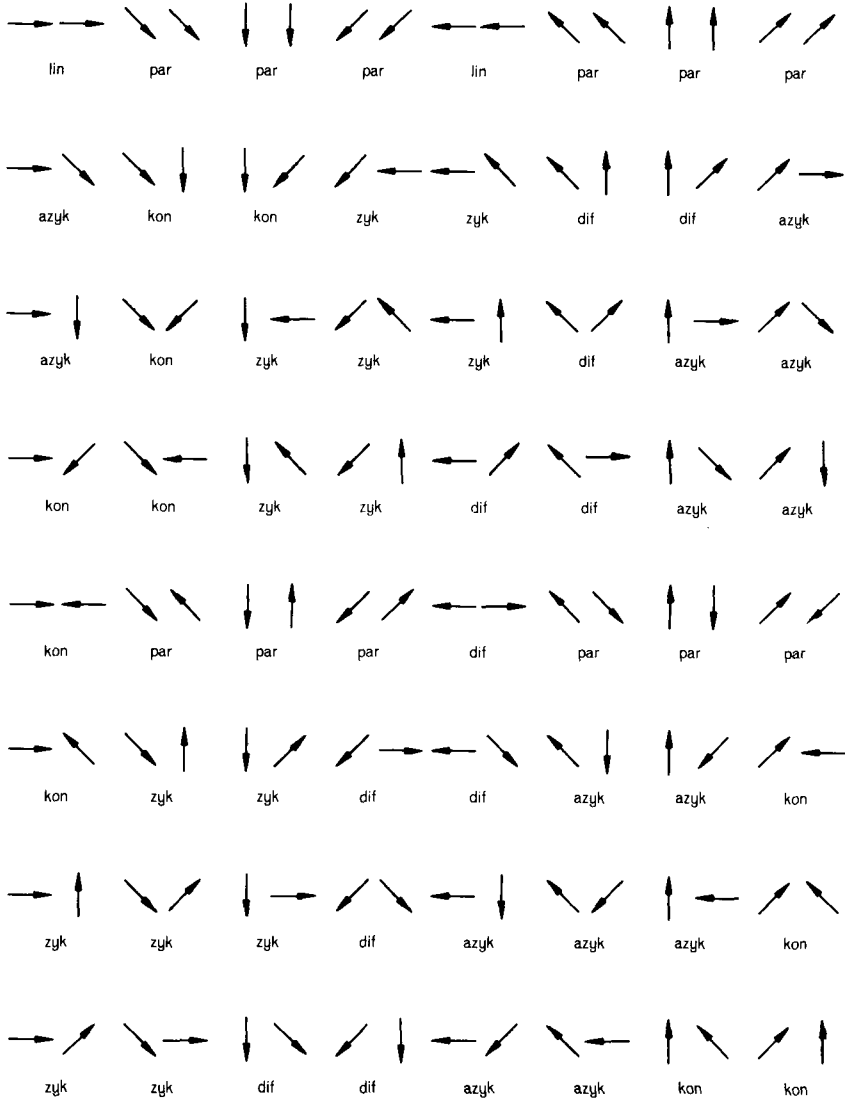
Dabei mißt γ (δ) die Windrichtungsdifferenz zyklonal (antizyklonal) gekrümmter Vektorpaare, über deren Anzahl n_{zyk} (n_{azyk}) aufsummiert und durch die Gesamtanzahl aller im betreffenden Gebiet vorkommenden kartesisch benachbarten Vektorpaare dividiert wird; als Entfernungsgewichtung E werden wiederum die in Teil 4.3.3. abgeleiteten Größen zum Ausgleich unterschiedlicher zonaler oder meridionaler Distanzen bei der Differenzbildung verwendet. Diese beiden Indizes messen also nur signifikante Krümmungsbeträge, während etwa in die Wirbelgröße sowohl Krümmungs- als auch Scherungsanteile eingehen (richtungsparallele, aber quer zur Strömungsrichtung betragsunterschiedliche Windvektoren z.B. erzeugen scherungsbedingt von Null verschiedene Wirbelgrößenbeiträge, hingegen keine (Krümmungs-) Beiträge zu den oben definierten Indizes). Zur approximativen Erfassung wellenförmiger Strömungsauslenkungen erscheint es daher naheliegend, statt des multiplen Zirkulationsparameters der Wirbelgröße diese rein auf gekrümmte Verlaufsformen der Strömung abzielenden Indizes zu

verwenden. Allerdings werden keine individuellen Wellen erfaßt, sondern lediglich alle im betreffenden Gebiet ausgebil-

Abb. 5: Klassifikation zonal oder meridional benachbarter Windvektoren (durch Kombinationen exakter Hauptwindrichtungen repräsentiert).

lin: linear fortgeführt; par: gleich- oder gegenseitig parallel; kon: konfluent; dif: diffluent; zyk: zyklonal gekrümmt; azyk: antizyklonal gekrümmt (nordhemisphärischer Fall).





deten, potentiellen Wellenbestandteile. Dies erweist sich jedoch insofern als ausreichend, als gerade das generelle Ausmaß wellenförmiger Strömungsauslenkungen interessiert und bei der gegebenen atmosphärischen Strömungskontinuität innerhalb adäquat festgelegter Gebiete auch von einem tatsächlichen Zusammenhang gekrümmter Strömungsteilstücke mit dementsprechenden Wellenbewegungen ausgegangen werden kann; umfaßt sind dabei sowohl groß- wie kleinamplitudige Wellen als auch die Spezialfälle zellulär geschlossener Wirbel.

In den vorliegenden Analysen wurden die Wellenindizes an jedem einzelnen Tag für quasi-quadratische Gebiete aus jeweils 9 Gitternetzpunkten (also jeweils drei auf drei benachbarten Gitternetzparallelen und -meridianen gelegenen Schnittpunkten) berechnet, bevor sich in einem dritten Schritt eine monatliche Welligkeitscharakteristik angeben läßt. Da relativ flache Wellen oft keine oder nur eine geringe Wetterwirksamkeit zeigen (RIEHL, 1979, S. 336), im atmosphärischen Schwingungsspektrum der Tropen aber relativ häufig vertreten sind, ist keine monatliche Mittelwertbildung der Einzeltageswerte, sondern eine Häufigkeitsauszählung von Schwellenwertüberschreitungen während aller Einzelmonate für alle Gebiete vorgenommen worden. Als adäquater Schwellenwert für bedeutungsvollere Indexwerte hat sich der Mittelwert des Gesamtkollektivs innerhalb der vier tropischen Gebietsstreifen erwiesen; er fällt für beide Vorzeichen betragsmäßig in etwa mit einem Viertel des Schwankungsintervalls bei der Klasseneinteilung der Windvektorpaare zusammen und selektiert damit im Mittel gerade diejenigen wellenförmigen Strömungsauslenkungen, die bei Zusammenfassung beider Vorzeichenteile den Mindestwert von 22.5° Abweichung vom linearen Fall auch gebietsbezogen noch überschreiten. Die Darstellung erfolgt - getrennt nach zyklonalem und antizyklonalem Vorzeichen - in Form longitudinaler Häufigkeitsverteilungen, d.h. polygonaler Verbindung der monatlichen prozentualen Häufigkeiten schwellenwertüberschreitender Wellenindizes (WI_{zyk}^* bzw. WI_{azyk}^*) in den zonal benachbarten 9-Gitternetzpunkt-Gebieten eines entsprechenden Breitenstreifens. Zur Orientierung werden die mittleren Häufigkeiten der einzelnen Gebiete im betreffenden Monat ebenfalls gezeigt; Abweichungen davon können jenseits der halben mittleren Standardabweichung innerhalb der vier tropischen Gebietsstreifen, das ist ab etwa $\pm 7.2\%$ oder ab 3 Tagen im Monat, als signifikant angesehen werden und weisen auf über- bzw. unterdurchschnittlich entwickelte zyklonale oder antizyklonale Wellenausbildung im betreffenden Gebiet während des jeweiligen Monats hin.

5. Erdumspannende Muster sommermonsunaler Höhenströmungskonfigurationen

Als erstes zirkulationsanalytisches Anwendungsbeispiel sollen die Höhenströmungsverhältnisse während der süd- und der nordhemisphärischen Sommermonsunzeit im erdumspannenden Zusammenhang untersucht werden. Dabei greifen wir zur Erzielung einer möglichst effektiven Kontrastierung der eingehenden Windfelder auf die global-tropischen Angaben über das Auftreten stark reflektierender Bewölkung (HRC) zurück (vgl. Teil 3.), die nach möglichst markanten und voneinander verschiedenen Verteilungsmustern von Häufigkeitsanomalien abgesucht werden sollen, um deren begleitende Zirkulationssteuerungen in direkter Gegenüberstellung deutlicher, d.h. von beeinträchtigender Hintergrundvariabilität befreit, vor Augen geführt zu bekommen. Die vorangehende Bestimmung der wesentlichen HRC-Anomalieverteilungen kann sich ebenfalls der Hauptkomponentenanalyse bedienen, indem anstelle von komponentenzerlegten Windfeldern Felder von HRC-Häufigkeitsabweichungen als Variable deklariert werden und die Gesamtheit ihrer räumlich über die globalen Tropen verbreiteten Bezugsflächen als Ereignisse figurieren (T-Modus). Zu diesem Zweck wurden die originalen HRC-Angaben (nicht wie im Falle der unidirektionalen Zonalprofile zu $10^\circ \times 10^\circ$, sondern) zu $5^\circ \times 5^\circ$ Gebieten zusammengefaßt, die für die global-tropische Flächenbetrachtung hinreichende Auflösung und hinreichenden Glättungsgrad miteinander verbinden, und für alle verfügbaren nord- wie südhemisphärischen Sommermonsunjahreszeiten als Abweichungen vom zugehörigen Mittelwert 1971-1985 ausgedrückt. Auf eine Standardisierung dieser Abweichungen wurde bewußt verzichtet, da sie zum einen in relativ konvektionsarmen Regionen bei außergewöhnlichen Anomalien zu unverhältnismäßig exzessiven Werten führt und zum anderen die energetisch äußerst bedeutsamen absoluten Größenordnungsunterschiede in den Konvektionsaktivitätsanomalien egalisiert; die sommermonsunalen HRC-Abweichungen erscheinen also in der originalen Prozent-Einheit, die sich wohlgerne nicht auf den Mittelwert bezieht, sondern

die absolute Abweichung einer in Prozent ausgedrückten Größe beschreibt. Da die Ergebnisse bei Zugrundelegung lediglich der kulminativen Phase der Sommermonsunzeit (d.h. der Monate Januar/Februar bzw. Juli/August) prinzipiell gleichartig, aber im Prägnanzgrad gesteigert gegenüber der gesamten Sommermonsunzeit ausfallen, ist in den folgenden Darstellungen die zeitliche Konzentrationsvariante bevorzugt worden. Darüberhinaus gelangen nicht die abstrakten Anomalieverteilungen der resultierenden HRC-Hauptkomponenten zur Darstellung, sondern instruktivere Repräsentanten aus dem Pool der originalen Felder selbst, soweit sie folgende Bedingungen erfüllen: i) möglichst hohe Ladung auf dem zu repräsentierenden Faktor, mindestens jedoch 0.6; ii) interpretationsfähige Ausbildung des realen Anomaliefeldes (gelegentlich zeigen auch höher ladende Originalfelder stark nivellierte oder gerade subskalig stark oszillierende Ausprägungsformen). Die Darstellung erfolgt in Gestalt kontinuierlicher Interpolations-Isanomalien mit Äquidistanzen, die der mittleren Standardabweichung der HRC-Häufigkeiten in der betrachteten sommermonsonalen Hemisphäre entsprechen.

5.1. Südhemisphärischer Fall

Abb. B6 zeigt die Repräsentanten der fünf grundlegenden global-tropischen Verteilungsmuster von HRC-Häufigkeitsanomalien im südhemisphärischen Hochsommer (Januar/Februar). Das Jahr 1973 - von einem mittelstarken El-Niño-Ereignis gekennzeichnet - läßt die typische Belegung der Konvektionsaktivität über dem zentralen und östlichen Pazifik bis in den Westteil Südamerikas und die zugehörigen Negativabweichungen im Bereich des 'maritimen Kontinents' erkennen. Gleichzeitig sind auch im indischen Ozean Überentwicklungen festzustellen, die sich in das von CADET (1985) entworfene Bild einer weitgehenden zeitlichen Korrespondenz anomaler Meeresoberflächenerwärmungen im pazifischen und indischen Ozean einfügen. Über weiten Teilen Südafrikas und Südamerikas dagegen sind unterdurchschnittliche HRC-Häufigkeiten zu beobachten.

Das Jahr 1983 brachte erneut ein allerdings ungleich kräftigeres El-Niño-Ereignis, und Abb. B6 zeigt sehr eindrucksvoll, daß trotz charakteristischer Übereinstimmungen auch unterschiedliche Anomalieverteilungen in verschiedenen El-Niño-Jahren auftreten können. So sind zwar erneut negative Abweichungen im indonesischen Großraum und (entsprechend der säkularen Intensität des Ereignisses) besonders starke positive im zentralen Pazifik zu beobachten, doch sind im Gegensatz zu 1973 im äquatorialen Westen Südamerikas noch negative Werte festzustellen, gleichermaßen in einer langgestreckten Zone vom unteren Amazonasbecken bis in den Ostatlantik, sowie positive Werte im südlicheren Südamerika. Allerdings bleibt zu berücksichtigen, daß an der Küste von Ecuador und Nordperu derartige El-Niño-Ereignisse meist erst im Herbst kulminieren, wie es sich am äquatorialen HRC-Zonalprofil vom April 1983 (Abb. B3) bestätigen läßt. Neben den Positivabweichungen im indischen Ozean zeigt der Hochsommer 1983 im Unterschied zu 1973 auch verstärkt positive Werte über dem südlichen Afrika, trockenere Verhältnisse werden erst etwas weiter südlich mit Ausläufern in Richtung der äquatorwärts zurücksetzenden 2.5%-Isanomale beobachtet (QUIROZ, 1983). In jedem Fall scheinen besonders kräftige El-Niño-Ereignisse wie 1982/83 oder davor zuletzt 1877/78 eine Reihe andersartiger Anomalieverknüpfungen zu erzeugen als eher durchschnittliche Ereignisse dieser Art wie etwa 1972/73 (vgl. dazu auch QUIROZ, 1983 oder KILADIS und DIAZ, 1986).

Das Verteilungsmuster der HRC-Häufigkeitsanomalien vom Hochsommer 1974 mutet in vielerlei Hinsicht als negatives Spiegelbild der Verhältnisse von 1983 an: positive Abweichungen im indonesisch-australischen Raum, negative über dem Pazifik, eine genau vorzeichenvertauschte Anomalieanordnung über Südamerika, negative Abweichungen im indischen Ozean und im äquatornäheren Südafrika sowie ein Keil positiver Abweichungen inmitten der letzteren. Tatsächlich existieren auch entgegengesetzt zu El-Niño-Verhältnissen verstärkte Zustandsformen, die oftmals mit sog. Kaltwasser-Ereignissen, d.h. mit unterdurchschnittlichen Meeresoberflächentemperaturen im zen-

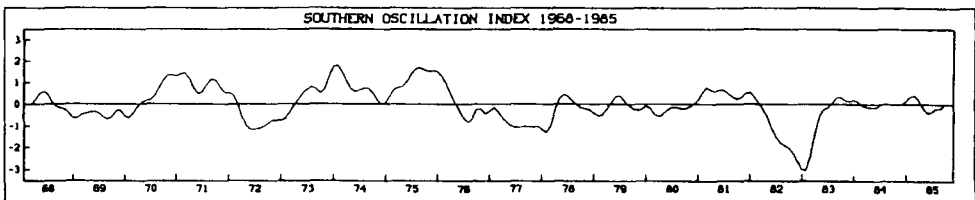
tralen oder östlichen Pazifik einhergehen (VAN LOON und SHEA, 1985); offensichtlich handelt es sich im Falle von 1974 um ein derartiges Anti-El-Niño-Jahr (siehe auch weiter unten).

Negative HRC-Häufigkeitsanomalien über dem östlichen Südamerika und über dem Zentrum des indischen Ozeans bis ins äquatornahe östliche Südafrika hinein zeigt auch der Hochsommer des Jahres 1975, nun allerdings in Verbindung mit gleichfalls negativen Abweichungen über Nord-Australien und Teilen Indonesiens sowie mit Überentwicklungen im pazifischen Raum, die sich allerdings anders als in El-Niño-Jahren nicht im äquatorialen Zentralpazifik, sondern im westlichen bis südwestlichen Gebiet und sogar nochmals im mittleren Abschnitt des nordhemisphärischen Teils konzentrieren. Letzteres wiederholt sich im Hochsommer von 1972, der insgesamt durch verbreitet gesteigerte Konvektionsaktivität gekennzeichnet ist und lediglich im zentralen Südpazifik sowie von Nordwest-Australien bis West-Indonesien weiträumigere Negativabweichungen zeigt.

In den erdumspannenden Grundmustern der südhemisphärisch-sommermonsunalen HRC-Anomalieverteilungen sind also sowohl Zustandsformen vertreten, die (positiv oder negativ) El-Niño-Konfigurationen wiedergeben, als auch solche, die keinen derartigen Zusammenhang unmittelbar auszudrücken scheinen. Wie groß das globale Signal der pazifischen Zustandsveränderungen, als deren eine Seite die Ausbildung von El-Niño-Anomalien anzusehen ist, in Wirklichkeit noch über die direkt identifizierbaren Extremalzustände hinaus sein dürfte, läßt sich angesichts der Tatsache erahnen, daß alle ausgewiesenen Repräsentanten der erdumspannenden Grundmuster von HRC-Anomalieverteilungen auch eine unterschiedliche Einordnung im Wertebereich repräsentativer Indizes der pazifischen Schwankung aufweisen. Ein verbreitet verwendeter derartiger Index versucht die Bodenluftdruckdifferenz zwischen dem südostpazifischen Subtropenhoch und dem äquatorialen Tiefdrucktrog im Bereich des 'maritimen Kontinents' zu messen, von der man seit BJERKNES (1969) ihren generellen Zusammenhang mit pazifischen Meeresoberflächentemperaturanomalien kennt (vgl. Teil 1.4.).

Obwohl die dazu häufig verwendeten Stationen Tahiti (Gesellschaftsinseln) und Darwin (Nord-Australien) nicht gerade im Zentrum der oben genannten Gebiete liegen, hat sich der darauf aufbauende Southern Oscillation Index im Vergleich mit alternativen Indizes auf der Grundlage von zentralpazifischen Niederschlags- oder Meeresoberflächentemperatur-Werten durchaus mit ähnlicher Güte bewährt (WRIGHT, 1984), so daß angesichts verfügbarer Daten darauf zurückgegriffen wird. Abb. 6 zeigt für den Zeitraum 1968-1985 die Differenzen der normalisierten mittleren monatlichen Bodenluftdruckanomalien von Tahiti und Darwin, wie sie nach Glättung durch Gauß'sche Tiefpaßfilterung (vgl. SCHÖNWIESE, 1985, S. 193 f.) mit Unterdrückung aller Perioden bis zu einem halben Jahr resultieren.

Abb. 6: Southern Oscillation Index 1968-1985, berechnet als Differenz der normalisierten mittleren monatlichen Bodenluftdruckanomalien von Tahiti (Gesellschaftsinseln) und Darwin (Nord-Australien), geglättet durch Gauß'sche Tiefpaßfilterung mit Unterdrückung aller Perioden bis zu einem halben Jahr.



Man erkennt die jeweils unterschiedlichen Index-Niveaus der hochsommerlichen Repräsentanten erdumspannender HRC-Anomalieverteilungsmuster am Beginn der entsprechenden Jahre: 1983 sinkt auf den niedrigsten vorkommenden Wert, wie es dem säkularen El-Niño-Ereignis entspricht; 1974 als sein negatives Spiegelbild erreicht mit die höchsten Werte der vorliegenden Zeitreihe; 1973 weist sich als eine gemäßigte El-Niño-Phase

aus (ähnlich wie sie 1978 nochmals auftritt), 1972 als entsprechend gemäßigt und 1975 als nahe an mittleren Verhältnissen gelegener Abschnitt. Offensichtlich begünstigen die unterschiedlichen Zustandsformen im pazifischen Raum auch jeweils unterschiedliche Anomalieanordnungen in erdumspannender Erstreckung, wengleich dieser Zusammenhang hier zunächst nur für prototypisch ausgebildete Repräsentanten global-tropischer HRC-Anomaliepattern aufscheint. Wie sich die zugehörigen Steuerungen der troposphärischen Höhenströmung voneinander unterscheiden, läßt sich jedoch mittels der für derartige Zwecke funktionalisierten Hauptkomponentenanalyse (vgl. Teil 4.3.1.3.) untersuchen. Dabei gehen die erdumspannenden, pentadengemittelten 200 hPa-Windfelder der fünf genannten repräsentativen südhemisphärischen Hauptmonsunzeiten (Januar-Februar) als Variable ein, deren resultierende Hauptkomponentenladungen in quadrierter und prozentual ausgedrückter Form als Varianzerklärungsanteil saisonal gemittelt für die ersten fünf sinnvoll extrahierbaren Hauptkomponenten in Tab. 1 wiedergegeben sind. Der summative Gesamtvarianzerklärungsanteil aller fünf Hauptkomponenten beläuft sich auf 73.5%, das verbleibende Residuum kann deshalb im folgenden außer Betracht bleiben, weil es sich auf eine Vielzahl untergeordneter Kom-

Tab. 1: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten fünf Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung in fünf verschiedenen südhemisphärischen Hauptmonsunzeiten (Januar - Februar)

Hauptkomponente	1	2	3	4	5
1972	17.6	13.4	9.1	28.3	3.5
1973	19.4	19.0	7.1	8.5	18.2
1974	50.7	5.1	6.6	8.3	5.0
1975	12.6	11.0	38.4	5.5	5.0
1983	6.5	53.4	6.6	3.7	4.1
Gesamt	21.4	20.4	13.6	10.9	7.2

ponenten mit durchweg vernachlässigbaren Varianzerklärungsanteilen verteilt (jeweils insgesamt unter 2.5% und auch in Einzeljahreszeiten nicht über 8%). Wie Tab. 1 zeigt, tritt jede der fünf Hauptkomponenten in einer anderen kulminierenden Sommermonsunzeit besonders hervor, und lediglich im Jahre 1973 erreichen die nur ungefähr durchschnittlichen Erklärungsanteile von Hauptkomponente 1 und 2 eine vergleichbare Größenordnung wie derjenige der hier überdurchschnittlich entwickelten Hauptkomponente 5. Jede der fünf betrachteten Sommermonsunzeiten unterliegt also einer andersartig betonten Gesamtsteuerung, die sich aus jeweils unterschiedlich gewichteten grundlegenden Einzelsteuerungen zusammensetzt. Diese alternativen und aufgrund der Analyseeigenschaften (vgl. Teil 4.3.1.) sogar voneinander unabhängigen Einzelsteuerungen liegen in den zugehörigen Hauptkomponentenwerten vor, die in Gestalt vektorieller Windfelder in Abb. B7 wiedergegeben sind.

Hauptkomponente 1, die im Südsommer 1974 mit mehr als 50% Varianzerklärungsanteil besonders hervortritt, zeigt die für Anti-El-Niño-Verhältnisse charakteristische Verstärkung der schon im jahreszeitlichen Mittel vorhandenen Höhenwestwinde über dem äquatorialen Zentralpazifik, verbunden mit einem ausgeprägten Zyklonenpaar zu beiden Seiten des Äquators (man beachte den entgegengesetzten Umdrehungssinn auf der Südhalbkugel!). Diese Höhenströmungsanordnung begünstigt eine unterdurchschnittliche Entwicklung organisierter Konvektion (vgl. Teil 1.3.), wie sie im Verteilungsbild der HRC-Anomalien von 1974 über dem Pazifik auch tatsächlich zu erkennen ist. Allerdings liegt das Maximum der HRC-Abweichungen erst westlich der Datumsgrenze, wo in Hauptkomponente 1 unter dem Einfluß eines mächtigen nordwestlichen Höhenhochs sich bereits wieder eine östliche Höhenströmung aufzubauen beginnt. Diese erlangt allerdings erst im indonesischen Raum, angetrieben durch eine kräftige Antizyklone über Süd-Australien, große Intensität bei weit ins Innere Australiens reichender Ausdehnung, wodurch die dort zu beobachtenden Konvektionsbelebungen ermöglicht werden. Antizyklonale Höhenströmungen sind auch über dem südlichen Afrika festzustellen, wobei assoziierte Höhen-

divergenzbereiche zur Konvektionsbelebung wie über dem Zentrum des Kontinents führen können, während benachbarte Gebiete unterdurchschnittlich aktiv bleiben. Der Bereich des indischen Ozeans, 1974 im Westteil durch negative HRC-Anomalien gekennzeichnet, liegt in Hauptkomponente 1 ebenfalls unter einer Ostströmung, die allerdings gegenüber dem indonesisch-australischen Raum nachhaltig abgeschwächt ist. Ein diffuses Strömungsbild zeigen der westliche Südatlantik und das östliche Südamerika, wo auch negative HRC-Anomalien anzutreffen sind. Die positiven Abweichungen nördlich davon in Äquatornähe fallen in Hauptkomponente 1 in etwa mit Bereichen zusammen, in die von nordhemisphärischen Antizyklonen östliche Höhenwinde geführt werden. Besonders die westliche der beiden Zellen besitzt eine deutliche transäquatoriale Komponente, die auch mit zu der westlicheren Position der Altiplano-Antizyklone beigetragen haben kann.

Gänzlich andersartige Höhenströmungskonfigurationen zeigt Hauptkomponente 2, die mit über 53% Varianzerklärungsanteil im Hochsommer des El-Niño-Jahres 1983 ganz besonders hervortritt. Nun wird der pazifische Raum von einem interhemisphärischen Antizyklonenpaar beherrscht, das die Höhenströmung im äquatorialen Zentralpazifik auf östliche Richtungen umlenkt und die Realisierung gesteigerter Konvektionsimpulse von der oberflächenerwärmten Unterlage ermöglicht. Im indonesischen Raum kommt diese Ostströmung zum Erliegen, über Australien dringen Höhenwestwinde weit äquatorwärts vor; beide Bereiche sind von reduzierter Konvektionsaktivität gekennzeichnet. Während sich die invertierte pazifische Walker-Zelle erst im weiteren Verlauf des El-Niño-Ereignisses von 1983 noch weiter östlich verlagert (vgl. Teil 6.3.4.), dominiert über dem Ostpazifik und über Südamerika im Hochsommer noch ein breites Westwindband, in dem die kräftigen westlichen Höhenströmungen beider Hemisphären zusammengeführt werden. In Äquatornähe muß diese konfluente Komponente, die über dem Atlantik durch einen kräftigen mittelozeanischen Trog der Südhemisphäre und eine flachere Zyklonalwelle der Nordhemisphäre weiter fortgesetzt und sogar zusätzlich verschärft wird, zu absinkender

Luftbewegung führen, wie es an den negativen HRC-Anomalien erkennbar wird. Im anschließenden Diffluenzbereich über Afrika dagegen kommt es außerhalb der konvektionsbeeinträchtigenden westlichen Strömungsäste zu belebter Konvektionsaktivität, die allerdings auch über zentralen Teilen des indischen Ozeans bei schwachen Höhenwestwinden festzustellen ist. Auch unter den stärkeren Westwinden Südamerikas kommt es im äquatorferneren Teil zu positiven HRC-Anomalien, die möglicherweise in Zusammenhang mit gehäuften frontalen Ereignissen stehen: KOUSKY (1979) weist regelmäßige derartige Einflüsse auch im Südsommer selbst bis ins südliche Nordost-Brasilien nach, und die westlich ausgelegte Höhenströmungskonfiguration von Hauptkomponente 2 erscheint geeignet, auch den frontalen Wirkungsbereich auszuweiten oder zu verstärken.

Hauptkomponente 5, die im Hochsommer des schwächeren El-Niño-Jahres 1973 ihren mit Abstand höchsten saisonalen Varianzerklärungsanteil erreicht und etwa gleichgewichtig neben die bisher besprochenen Strömungsmuster tritt, zeigt die östlichen Höhenwinde der invertierten pazifischen Walker-Zelle bereits in einer östlicheren Position, die mit den zusätzlichen positiven HRC-Abweichungen über dem äquatorialen Westteil Südamerikas korrespondiert, sowie in einem stärker zellulär aufgegliederten Strömungsfeld. Im konvektionsdefizitären indonesischen Raum herrschen erneut windschwache Bedingungen, weiter südlich sind zwar die Höhenwestwinde über Australien wellenförmig polwärts abgedrängt, das eingelagerte Hoch aber viel zu schwach ausgebildet, um konvektionsfördernde Zirkulationsmomente (kräftigere Ostströmungen oder starke Höhendivergenzen) wirksam zu etablieren. Trogförmige Ausweitungen der Westdrift überströmen dagegen das südliche Afrika, das 1973 (im Unterschied zu 1983) bis zum Äquator reichende negative HRC-Anomalien zeigt. Antizyklonale Zirkulationen sind in Hauptkomponente 5 schließlich über dem indischen Ozean, über dem Südatlantik und über Südamerika ausgebildet, wobei die unterschiedlich beschaffenen positiven HRC-Anomalien von 1973 über Teilen der beiden erstgenannten Regionen qualitativ dazu passen, während die mit ihrem Kern ostwärts verschobene süd-

amerikanische Antizyklone eher wie ein außertropisches Zentralhoch mit großräumig absinkender Luftbewegung anmutet (negative HRC-Anomalien im Südsommer 1973).

Ähnliches gilt im Südsommer 1975, in dem Hauptkomponente 3 zu ihrer maximalen und gleichzeitig jahreszeitbestimmenden Gewichtigkeit gelangt: erneut liegen zwei Antizyklonen über dem Südatlantik und über Südamerika (jetzt in typischer Altiplano-Position), erneut zeigen sich leicht positive HRC-Anomalien im äquatorialen Atlantik, verbreitet negative dagegen im östlichen Südamerika, das nunmehr allerdings auch klar erkennbar unter dem Höhenkonvergenzbereich zwischen den beiden Antizyklonal-Zentren liegt. Vorwiegend westliche Höhenströmungskomponenten dominieren zwischen Südafrika und Australien, einem Bereich mit häufigeren Negativanomalien organisierter Konvektionsbewölkung. Nicht aus dem Höhenströmungsfeld von Hauptkomponente 3 zu erkennen sind dagegen spezifische Bedingungen, die zu den west- bis südwestpazifischen Überentwicklungen des Südsommers 1975 führen könnten; lediglich für die nordhemisphärischen Positivabweichungen deutet sich ein mögliches Mitverursachungsmoment in Gestalt der geschlossenen Zyklonalzelle bei Hawaii an, die als ein Beispiel einer äußerst wetterwirksamen sog. Subtropenzyklone (vgl. Teil 1.3.) angesehen werden kann.

Nicht mehr so deutlich, aber immer noch überdurchschnittlich und an führender Stelle repräsentiert ist Hauptkomponente 4 im Hochsommer 1972. Besonders auffällig ist die äquaturnahe Höhenzyklone östlich der Datumsgrenze, die mit einem Gebiet negativer HRC-Anomalien zusammenfällt; eine ursprüngliche Herkunft als Antizyklone aus der anderen Hemisphäre ist angesichts der mächtigen äquatorwärts drängenden Westdrift der Nordhalbkugel, die möglicherweise mit frontalen Prozessen auch die nordpazifische Konvektionsbelegung mitverursacht, nicht auszuschließen. Negative HRC-Anomalien treten im Südsommer 1972 ansonsten nur mehr im nordwest-australischen Raum auf, der in Hauptkomponente 4 erneut von diesmal trogförmig ausgelenkten Höhenwestwinden überströmt wird. Die ansonsten

verbreitet positiven HRC-Anomalien von 1972 korrespondieren in Hauptkomponente 4 nur über Südafrika mit dezidiert konvektionsfreundlichen Bedingungen (relativ gut ausgebildete und weit polwärts reichende Ostströmung), während die Verhältnisse über dem indischen Ozean diffus erscheinen und auch die Rolle des südamerikanischen Troges unklar bleibt; allerdings weisen die Berechnungen der hoch- und niedertroposphärischen Horizontaldivergenzen (hier nicht eigens abgebildet) auf großräumige Aufstiegsbewegungen über Südamerika hin, die wieder in Einklang mit den dortigen positiven HRC-Anomalien stehen.

Trotz einiger Unbestimmtheiten zeigt die vorliegende Analyse recht deutlich, wie sich selbst bei Betrachtung nur einer gewichtigen Größe - der hochtroposphärischen Horizontalströmung - generelle Erklärungsmöglichkeiten für die beobachteten Anomalieverteilungen der hochreichenden Konvektionsbewölkung ergeben. Die Atmosphäre bildet im globalen Maßstab verschiedenartige Grundmuster der Strömungsanordnung aus, die die bevorzugten Bereiche belebter und gedämpfter Konvektionsaktivität räumlich jeweils unterschiedlich verteilen und die in verschiedenen Zeitabschnitten mit unterschiedlicher Gewichtung am atmosphärischen Gesamtgeschehen beteiligt sind. Verbleibende Unbestimmtheiten im erkennbaren Zusammenhang zwischen Höhenströmungskonfiguration und Bewölkungsverteilung brauchen auch nicht zu verwundern, da das Ausmaß dieser Gewichtungsunterschiede sehr verschieden sein kann und ihre Effektivität im resultierenden Gesamtgeschehen vor allem in regionaler Auflösung noch nicht systematisch beurteilt werden kann. Darüberhinaus ist eine Reihe weiterer Zirkulationsprozesse (etwa Wellenbildungen in der unteren Troposphäre, vertikale Austauschprozesse u.v.a.m.) zu berücksichtigen, die zwar nicht losgelöst von der Höhenströmung zu sehen sind, aber dennoch eigenständige Ausprägungsmomente entwickeln können (vgl. Teil 6.3.). Schließlich spielen variable Randbedingungen und Internparameter wie Meeresoberflächentemperaturen oder Feuchtigkeitsgrößen eine wichtige Rolle, gerade auch dann und dort, wenn oder wo sie aufgrund unterschiedlicher

Reaktionszeiten noch nicht oder nicht mehr mit den aktuellen Strömungsgegebenheiten im Gleichgewicht stehen. Dennoch vermitteln die präsentierten Windfelder einen Eindruck von den unterschiedlichen Zirkulationssteuerungen in erdumspannender Erstreckung, die während des Höhepunkts der südhemisphärischen Sommermonsunzeit verschiedenartige Anomalieverteilungen hochreichender Konvektionsbewölkung bedingen.

5.2. Nordhemisphärischer Fall

Die analoge Untersuchung für die Kulminationsphase des nordhemisphärischen Sommermonsuns (Juli-August) ergibt überraschenderweise nur drei markante global-tropische HRC-Häufigkeitsanomalieemuster (Abb. B8), die auch sehr einfach strukturiert sind: das erste, durch den Nordsommer 1985 repräsentiert, zeigt nahezu ausschließlich positive Abweichungen, das zweite im Nordsommer 1973 nahezu ausschließlich negative Abweichungen und lediglich das dritte im Nordsommer 1974 eine gemischte Verteilung mit Positivanomalien vor allem über Nordafrika und dem nördlichen Westpazifik sowie mit nordhemisphärischen Negativanomalien bei Amerika und im südostasiatischen Raum von den Philippinen bis Vorderindien. Ein weiteres El-Niño-geprägtes Muster deutet sich im Nordsommer 1982 an, doch sind die globalen Konturen nicht sehr deutlich differenzierend ausgebildet und die Ladung auf der zugehörigen HRC-Hauptkomponente mit rund 0.5 relativ niedrig, so daß dieser randliche Fall nicht mehr mit aufgenommen worden ist. Die verbleibenden drei Repräsentanten zeigen auch keine abgestufte Einordnung ins Schwankungsspektrum des Southern Oscillation Index' (Abb. 6), liegen doch die hochsommerlichen Werte von 1973 und 1974 auf ähnlich gemäßigttem positivem Niveau und auch 1985 gerade in keiner pointierten Phase des Indexverlaufs. Die Analyse der entsprechenden Höhenströmungsverhältnisse ergibt ebenfalls nur drei verwertbare Hauptkomponenten, die nach Tab. 2 zusammen knapp 70% der Gesamtvarianz erklären und erneut in jeweils einem anderen Hochsommer ihre größte Wichtigkeit erreichen. Hauptkomponente 1 (siehe Abb. B9), die im Nordsommer 1985 mit 43.9% Varianzerklärungsanteil ein-

Tab. 2: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten drei Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung in drei verschiedenen nordhemisphärischen Hauptmonsunzeiten (Juli - August)

Hauptkomponente	1	2	3
1973	13.0	43.0	13.8
1974	20.1	19.0	28.8
1985	43.9	10.3	17.1
Gesamt	25.7	24.1	19.9

deutig dominiert, ist durch eine außergewöhnliche Prägnanz und Kontinuität der tropischen Ostströmung gekennzeichnet, die vor allem im indischen Ozean besonders kräftig und weit polwärts reichend entwickelt ist (selbst auf der Winterhemisphäre!) und ihre einzige größere Unterbrechung in Nähe der Datumsgrenze erfährt, wo im HRC-Verteilungsbild von 1985 ausnahmsweise auch geringfügige Negativabweichungen auftreten. Die ansonsten weit verbreiteten Positivabweichungen erscheinen als Folge einer nahezu erdumspannenden Verstärkung oder zumindest Stabilisierung des Grundzustandes sommermonsunaler Zirkulation, zu dem insbesondere eine intakte, möglichst hochreichende und konvektionswirksame Wellenbildung ermöglichende tropische Ostströmung gehört (vgl. Teil 1.3.). In Hauptkomponente 1 wird die überdurchschnittliche Entwicklung dieser Ostströmung durch eine Reihe kräftiger Antizyklonalzellen gestützt; dabei fallen nicht nur das sog. Tibet-Hoch, eine weitere Zelle mit Kern über dem östlichen Mittelmeerraum, die Antizyklone über dem Süden der Vereinigten Staaten und das langgestreckte sog. Hawaii-Hoch ins Auge, sondern auch südhemisphärische Aktionszentren wie das Hoch über Südamerika und vor allem die machtvoll entwickelte St.-Helena-Antizyklone.

Hauptkomponente 2, die ähnlich dominierend im Nordsommer 1973 in den Vordergrund tritt, zeigt demgegenüber ein völlig an-

dersartiges Höhenströmungsbild (Abb. B9): der gesamte tropisch-pazifische Raum wird von westlichen Höhenwinden eingenommen, die die außertropischen Westwindzonen beider Hemisphären nahtlos miteinander verbinden. Doch nicht nur hier, sondern global verbreitet treten im Nordsummer 1973 negative HRC-Anomalien auf. Diese korrespondieren in Hauptkomponente 2 zwar nicht mit westlichen Höhenwinden, aber entweder mit generell windschwachen Verhältnissen wie über dem tropischen Amerika und über Südostasien einschließlich des Golfs von Bengalen oder mit einer (gerade gegenüber Hauptkomponente 1) abgeschwächten oder eingeengten Ostströmung wie stromabwärts des anomal westwärts verschobenen 'Tibet-Hochs' insbesondere über Nordafrika. Die südhemisphärische Zirkulation im gleichen Längensbereich zeigt jetzt eine flache Zyklonalwelle zwischen zwei schwächeren separierten Antizyklonalzellen.

Hauptkomponente 3 (vgl. Abb. B9), die - wenngleich bereits wesentlich schwächer - im verbleibenden Nordsummer von 1974 ihre relativ stärkste und immer noch saisonal führende Gewichtung erreicht, unterscheidet sich von Hauptkomponente 2 am auffälligsten durch die betont wellenförmige Zirkulationsstruktur der winterlichen Südhemisphäre. Dabei liegt über dem westlichen Südafrika eine antizyklonale Wellenphase ('St.-Helena-Hoch'), die im Gefolge des stärker meridionalisierten Strömungscharakters auf der Vorderseite eine deutlich transäquatoriale Bewegungskomponente erhält, die ihrerseits zur Konstituierung einer kräftiger entwickelten Ostströmung über dem nördlichen Afrika beiträgt. Dadurch werden die dortigen positiven HRC-Anomalien im Nordsummer 1974 gleichermaßen verständlich wie diejenigen über dem nördlichen Westpazifik durch eine von einem kräftigen Subtropenhoch regional angetriebene Ostströmung. Die übrigen nordhemisphärischen Bereiche (mit Ausnahme des tropischen Nordatlantiks) zeigen keine derartig zusammenhängend entwickelte großräumige Ostströmung und verbleiben unter höchstens normal oder sogar verbreitet restriktiv ausgebildeten Höhenströmungsbedingungen effektiver Konvektionsaktivität, wie es sich auch im HRC-Verteilungsbild von 1974 nachvollziehen läßt.

Der Befund lediglich dreier signifikanter und noch dazu vorwiegend einfach strukturierter nordhemisphärischer Grundmuster (bei HRC-Anomalien wie bei 200 hPa-Strömungen) darf (gerade im Vergleich mit der Südhemisphäre) allerdings nicht als Indiz einer womöglich besonders leicht zu fassenden und auf wenige einheitliche Grundzustände zurückführbaren nordhemisphärischen Gesamtdisposition mißverstanden werden, vielmehr drückt sich darin eher das Gegenteil aus: nur wenige (und dann bevorzugt einheitlich strukturierte) Grundmuster erreichen auch in erdumspannender Erstreckung nennenswerte Repräsentanz im gesamten erdweiten Variabilitätsspektrum, während eine größere Anzahl alternativer Zustandsformen eher auf kleinerer räumlicher Skala zum Tragen gelangt. Dieser Tatbestand dürfte sich generell aus der wesentlich stärkeren Land-See-Gliederung der Nordhemisphäre erklären. Für den Fortgang der vorliegenden Untersuchung ergibt sich daraus die zwingende Konsequenz, regional orientierte Analysen anzuschließen, die gleichwohl in großräumiger Betrachtungsdimension verbleiben. Da sich dabei der Aspekt weiträumiger Anomalieverbindungen nicht mehr primär verfolgen läßt, resultiert daraus ebenso zwangsläufig die Konzentration auf regionale Anomalien innerhalb der jeweils ausschlaggebenden Regenzeit, wie es im Folgekapitel für ausgewählte Beispielsregionen durchgeführt wird.

6. Zirkulationsdynamische Analyse anomal feuchter und trockener Monate in ausgewählten Beispielsregionen

6.1. Allgemeine Vorgehensweise

Nach der Höhenströmungsanalyse einzelner Hauptjahreszeiten mit grundlegenden globalen Verteilungsmustern von Häufigkeitsanomalien hochreichender Bewölkung in den Tropen sollen nunmehr auf teilräumlicher Basis die Zirkulationsbedingungen anomaler Feucht- und Trockenmonate analysiert werden. Dies kann prinzipiell auf mehrere Arten geschehen: entweder man bestimmt zeitliche Koeffizienten sowohl für geeignete Zirkulationsparameter als auch für geeignete Bewölkungs- oder Niederschlagsgrößen und versucht, statistisch absicherbare Ähnlichkeiten in den Verlaufsformen herauszufinden. Für derartige Zeitreihenanalysen ist allerdings das vorliegende Datenmaterial zeitlich zu knapp bemessen, um darauf aufbauend verlässliche und über den Untersuchungszeitraum hinaus gültige Aussagen treffen zu können. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, von einer Selektion zirkulationsanomalier Zeitabschnitte auszugehen und deren Bewölkungs- oder Niederschlagscharakteristik zu bestimmen. Dabei zeigt sich allerdings, daß das Schwankungsspektrum der Zirkulation derartig groß ist, daß bei klassifikatorischen Zusammenfassungen zu zirkulationsanomalien Zustandsformen keine hinreichende Bewölkungs- oder Niederschlagsdifferenzierung mehr zustandekommt (bestimmte Zirkulationsmuster zeigen z.B. bei verschiedenen Auftrettsfällen keine einheitliche Bewölkungs- oder Niederschlagscharakteristik, auf der anderen Seite läßt sich nicht jeder bewölkungs- oder niederschlagsanomalie Zeitabschnitt einer dezidierten Zirkulationsanomalie zuordnen). Um zu aussagekräftigeren Ergebnissen zu kommen, ist also eine Art Initialfilter vonnöten, der gerade jenen Teil des Schwankungsspektrums selektiert, der für eine vorgegebene Fragestellung primär bedeutungsvoll ist. Naheliegenderweise wird man im vorliegenden Fall daran denken, sich auf Zeitabschnitte mit signifikant positiven oder negativen HRC- oder Niederschlagsanomalien zu

beschränken, um für diese deutlich voneinander abgehobenen Phasen eine klar differenzierende Kennzeichnung durch unterschiedliche Zirkulationsmuster zu erreichen. Derartige Verfahrensweisen finden sich etwa bei KRUEGER und WINSTON (1974), die zwei einzelne Monate mit entgegengesetzten Anomalien im pazifischen Großraum vergleichen, oder bei KANAMITSU und KRISHNAMURTI (1978), die eine normale und eine niederschlagsdefizitäre Sommermonsunjahreszeit in Nordafrika und Indien gegenüberstellen und deren Unterschiede in den troposphärischen Strömungsverhältnissen diskutieren. In zwei früheren Arbeiten, die sich auf Teilbereiche der Tropen vom nordafrikanischen Sahel bis zum indischen Subkontinent (JACOBET, 1988) bzw. von Südafrika bis Australien beziehen (JACOBET, 1989), ist ebenfalls versucht worden, für ausgewählte sommermonsunale Regenzeiten mit verschiedenen Verteilungsmustern signifikanter Niederschlagsanomalien die jeweils unterschiedlichen Zirkulationscharakteristika herauszuarbeiten. Dabei standen die verschiedenartigen Anomaliekombinationen in weit voneinander entfernten Gebieten im Vordergrund (gleichzeitig über- bzw. unterdurchschnittlich ergiebige Regenzeiten in beiden der jeweils gemeinsam betrachteten Regionen sowie die zueinander inversen Verteilungen gegensinniger Anomalien), die allerdings unter der Maßgabe von großräumiger Verbreitung und numerischer Signifikanz nur wenige analysierbare Beispielfälle während des 18-jährigen Untersuchungszeitraums umfassen. Um zu einem vollständigeren Bild variabler Zirkulations- und Niederschlagsverhältnisse zu gelangen, werden im folgenden alle Anomalien eines bestimmten Gebietes zugrundegelegt und nicht nur diejenigen, die zeitgleich mit Anomalien eines anderen Gebietes auftreten. Als zeitliche Bezugseinheit wird überdies der einzelne Monat, nicht aber eine gesamte (hygrische) Jahreszeit gewählt. Dies impliziert zwar die Möglichkeit, daß bestimmte resultierende Gegebenheiten aufgrund mangelnder Persistenz gar nicht für die zugehörige Regenzeit als ganzes kennzeichnend sind, bietet aber mehrere Vorteile: zum einen wird der Vielgestaltigkeit atmosphärischer Zustandsformen in höherem Maße Rechnung getragen (selbst durchgehend im gleichen Sinne vom Mittel abweichende Regenzeiten

etwa können in den bedingenden Zirkulationsmustern heterogen aufgebaut sein); weiterhin läßt sich auf der kürzeren Zeitskala des einzelnen Monats in den meisten Fällen ein höherer Prägnanzgrad anomaler Zustandsformen erzielen als bei jahreszeitlich zwangsläufig stärkerem Einbezug schwächer oder gar gegenläufig ausgebildeter Teilphasen; und schließlich geht die prinzipielle Bedeutsamkeit der ermittelten Ergebnisse auch für Perioden auf größerer Zeitskala deswegen nicht verloren, weil der Charakter zeitlich variabel gewichteter Grundmuster erhalten bleibt und übergeordnete Anomalien sich als persistenterere Phasen überdurchschnittlicher Gewichtung verstehen lassen (vgl. etwa FLOHN's (1973, S. 85) Auffassung vom kontinuierlichen Übergang gleichartiger Zirkulationsanomalien auf unterschiedliche Zeitskalen bei lediglich jeweils verschiedenen Persistenzgraden).

Zur Bestimmung repräsentativer Niederschlagsanomalien stehen beide gesondert bereits behandelten Datenkollektive (Niederschlagsmessungen und satellitenbildgestützte Bewölkungsangaben) zur Verfügung, die allerdings mit erhebungsspezifischen Restriktionen behaftet sind: direkte Niederschlagsmessungen sind (abgesehen von teilweise nicht zu vernachlässigenden Meß- oder Übertragungsfehlern) prinzipiell punkthafte Informationen, deren Repräsentativitätsgrad für die zwischenliegende Umgebung bis zur jeweils nächsten Meßstation gerade bei vorwiegend konvektivem Niederschlagscharakter wie in den Tropen immer unsicher sein wird; satellitenbildgestützte Angaben über Auftreten und Verbreitung hochreichender Bewölkung liefern zwar bei der vorliegenden $1^\circ \times 1^\circ$ Bezugsbasis ein sowohl flächenüberdeckendes wie auch hinreichend aufgelöstes Informationsmaterial, sind aber weder direkt noch universal mit bestimmten Niederschlagswerten gleichzusetzen (vgl. Teil 3.2.). Um die Vorteile beider Anomalieindikatoren zu nutzen und ihre Nachteile zu relativieren (Direktmessung versus Approximation, Punkthaftigkeit versus Flächenüberdeckung), sind mithin im folgenden nur diejenigen Monate in die direkte Auswertung einbezogen werden, die sowohl bei den Niederschlags- als auch bei den HRC-Daten gleichsinnige Anomalien ausweisen.

In der praktischen Durchführung der anschließenden strömungsbezogenen Hauptkomponentenanalysen erweist es sich als instruktivste Variante, in einem zweiten Programmdurchlauf all diejenigen Monate auszusondern, die im Ergebnis des ersten Laufes keine spezifische Hervorgehobenheit unter den resultierenden Zirkulationsmustern erbracht haben. Dies reduziert zwar die Anzahl der direkt an der rechnerischen Ergebnisbestimmung beteiligten Einzelfälle, erhöht aber den Prägnanzgrad der resultierenden Grundmuster und tangiert deren Gültigkeit weder prinzipiell noch einzelfallbezogen (vgl. auch die nachfolgenden Korrelationen zwischen Hauptkomponenten- und Rohdaten-Windfeldern, Teil 6.3.). Substantieller wiegt in den vorgelegten Ergebnissen sowohl die vorausgehende Wahl des zugrundeliegenden Bezugsraumes als auch die Selektion der in die Analyse eingebrachten Anomaliephasen. Dies darf allerdings nicht als Ausfluß ergebnismanipulierender Subjektivitäten qualifiziert werden, sondern steht prinzipiell in problembezogenem Zusammenhang mit erkenntnismöglichenden Arbeitsweisen. Wie PLESSER (1988, S. 40) treffend formuliert, besteht die "Kunst des Aufdeckens von Gesetzmäßigkeiten in komplexen Systemen ... weitgehend in der intuitiven oder systematischen Entwicklung der richtigen Datenfilter". Übertragen auf die vorliegenden zirkulationsdynamischen Analysen bedeutet dies, daß erst die adäquaten Selektionen räumlicher Bezugseinheiten und zeitlich wie inhaltlich festgelegter Teilmengen des vollständigen Ausgangsmaterials tatsächliche, der Problemstellung entsprechende Erkenntnismöglichkeiten zugrundeliegender Gesetzmäßigkeiten eröffnen. So ist bei großräumiger Betrachtungsweise einerseits ein Mindestmaß räumlicher Erstreckung erforderlich (etwa über den betreffenden (Sub-) Kontinent allseitig hinausgehend), andererseits aber auch eine kritische Obergrenze gegeben, jenseits derer die Zirkulationsmuster durch weitere kräftige, meist schon fernab gelegene Signale in ihrer differenzierenden Kennzeichnung des jeweils vergleichsweise kleindimensionierten Untersuchungsgebietes gestört werden; als adäquater räumlicher Ausschnitt haben sich dabei Längenerstreckungen des halben Erdumfangs

und Breitenstreifen mit höchstens einer über den Wendekreis hinausgehenden Ausdehnung in eine der beiden kräftigen außertropischen Höhenwestwindzonen erwiesen. Zu kleine zeitliche Kollektive (d.h. eine zu geringe Anzahl eingehender Variablen) tendieren verstärkt zur Erzeugung von "Sekundärmustern", d.h. Hauptkomponenten, die zwar numerisch immer noch linear unabhängig von allen anderen sind, strömungsdynamisch aber in weiten Teilen des großräumigen Bezugsgebietes ähnlich zu interpretierende Konfigurationen aufweisen; zu große zeitliche Kollektive (also eine zu hohe Anzahl von eingehenden Variablen) wiederum verstärken die Generalisierungstendenz zu Lasten wünschenswerter Differenzierung; als problemangemessen haben sich gerade Variablenanzahlen erwiesen, wie sie bei Selektion sowohl niederschlags- als auch bewölkungsanomalier Monate unter Pentadenmittelung der eingehenden Windfelder zustandekommen. Schließlich macht sich auch das allgemeine Hintergrundpotential an involvierter Variabilität verfahrensbeeinflussend bemerkbar: faßt man etwa Windfelder mit zu geringen Abweichungen voneinander in einer Analyse zusammen, besteht bei dem verfahrensbedingten Zwang zur Ausweisung orthogonaler Hauptkomponenten die Gefahr, fiktive Zirkulationsmuster zu erhalten, also rein numerische Lösungen ohne physischen Realitätsbezug; faßt man dagegen Windfelder mit zu breitem Variabilitätsspektrum in einer Analyse zusammen, leidet die Prägnanz der Gewichtungsdifferenzierung von Zirkulationsmustern zwischen verschiedenen Zeitabschnitten. Als sachgemäße Verfahrensweise hat sich wiederum die eingeschlagene Variante herausgeschält, alle Monate mit signifikant positiver oder negativer Niederschlags- und HRC-Anomalie in einer Analyse zusammenzufassen: dadurch gelingt einerseits die erforderliche Reduktion des allgemeinen Schwankungspotentials unter Beibehaltung gerade der primär interessierenden Anteile, andererseits die notwendige Gewährleistung eines hinreichenden Kontrastiertheitsgrades, der angesichts des Einschlußes entgegengesetzter Anomaliephasen sogar als besonders groß unterstellt werden darf. Die Bedeutsamkeit der auf Grundlage dieses selektiven Datensatzes ermittelten Zirkulationsmuster für die ausgesparten nicht-anomalen Zeitabschnit-

te läßt sich überdies im nachhinein durch direkte Korrelationen zwischen resultierenden Hauptkomponenten und originalen Windfeldern abschätzen (vgl. Teil 6.3.). Nach aufwendigen Experimenten und umfangreichen Testläufen scheint es mit den vorliegenden Varianten gelungen zu sein, die für die vorgegebene Problemstellung richtigen Datenfilter entwickelt zu haben.

6.2. Bestimmung großräumiger Niederschlags- und HRC-Anomalien

Die in den Bestimmungen der in Teil 4.3.1.3. entwickelten faktorenanalytischen Untersuchungsweise von Windfeldern enthaltene Großräumigkeit in Betrachtungsdimension und Ergebnisbeschaffenheit hat zur Konsequenz, daß Strömungsanomalien nicht bis zu denjenigen räumlichen Größenordnungen herab spezifiziert werden können, die sich bei der Gebietszusammenfassung von Niederschlagsstationen (Teil 2.3.) verfahrenseigen ergeben haben. Darüberhinausgehende räumliche Zusammenfassungen von Gebietsanomalieindizes zur strömungsanalytisch adäquaten Bestimmung großräumiger Niederschlagsanomalien sind aber entweder nicht sinnvoll (wie z.B. Mittelungen zwischen substantiell voneinander abgegrenzten Gebieten) oder zu grobschlüchtig und schematisch (wie z.B. großraumbezogene Häufigkeiten signifikanter Gebietsanomalien bei geringen Gebietsanzahlen). Auch eine räumliche Integration der monatlich zusammenhängenden Anomaliephasen (vgl. Teil 2.6.) erweist sich angesichts mangelnder zeitlicher Koinzidenz im einzelnen häufig als unverhältnismäßig nivellierend oder gar kompensatorisch. Deshalb wird für die strömungsanalytisch orientierte Selektion niederschlags- und bewölkungsanomalier Monate auf eine weitere Variante der Faktorenanalyse zurückgegriffen, die (gemäß der nunmehr gegenüber den räumlichen Einheiten wesentlich zahlreicheren zeitlichen Einheiten) Meßstationen als Variable und die Anzahl an Beobachtungsmonaten als Fallanzahl zugrundelegt (S-Modus, vgl. Teil 4.3.1.). Dabei erhält man in Gestalt der Faktorladungen räumliche Verteilungsmuster von Niederschlags- bzw. Bewölkungsanomalien im jeweils betrachteten Großraum und in Gestalt der Faktorenwerte zeitliche Verlaufs-

koeffizienten, die die variable Repräsentanz der verschiedenen Muster in den einzelnen Zeitabschnitten numerisch ausdrücken. Für die Ausweisung großräumiger Niederschlags- oder Bewölkungsanomalien ist gerade der erste Faktor, also derjenige mit dem höchsten Varianzerklärungsanteil, von ausschlaggebender Bedeutung, da er die wichtigsten Züge der für den gesamten Großraum zutreffenden allgemeinen Niederschlags- bzw. Bewölkungsverhältnisse in sich zusammenfaßt (in den vorliegenden Fällen bewegt sich der Varianzerklärungsanteil der ersten Faktoren bei den HRC-Daten zwischen 41 und 86%, bei den Niederschlagsdaten zwar nur zwischen 20 und 52%, aber immer um mindestens das doppelte über demjenigen der zweiten Faktoren). Erst die mit wesentlich geringeren Varianzerklärungsanteilen nachfolgenden Faktoren bringen regionale oder subregionale Abwandlungen in der Niederschlags- bzw. HRC-Verteilung zum Ausdruck, die jedoch im vorliegenden Zusammenhang strömungsanalytisch orientierter Selektion großräumig generalisierter Anomalien gerade nicht von primärem Interesse sind. Somit lassen sich an den zeitlich variablen Werten des ersten Faktors der den gesamten Großraum kennzeichnende allgemeine Niederschlags- bzw. Bewölkungsgang ablesen und über geeignete Signifikanzschwellen zugehörige Anomalie Monate selektieren. Gegenüber den Festlegungen bei der Windfeldanalyse (Teil 4.3.1.3.) ergeben sich jedoch noch einige weitere Andersartigkeiten:

a) da nun Niederschlagsstationen bzw. Flächenausschnitte mit Bewölkungsangaben als Variable fungieren, sind neben dem auf gemeinsame Faktoren zurückzuführenden Varianzanteil auch variablenspezifische Anteile in Rechnung zu stellen. Diese resultieren z.B. aus stationsspezifischen Fehlern oder Ungenauigkeiten bei der Niederschlagsmessung oder der Datenübertragung (eine nicht zu vernachlässigende Fehlerquelle bei weltweitem Meldernetz!) oder aus ortsspezifischen Besonderheiten wie Lage, Topographie, Exposition, Beschaffenheit und Energiehaushalt der unteren Grenzfläche der Atmosphäre o.ä., die ein von großräumigen Zirkulationsschwankungen unabhängiges Variabilitätsspektrum bei Wolkenbildung und Niederschlag erzeugen. Deshalb wird im Unterschied zu den Windfelduntersu-

chungen im T-Modus nicht die Variante der Hauptkomponentenanalyse, sondern diejenige der eigentlichen Faktorenanalyse herangezogen (vgl. hierzu Teil 4.3.1.1.).

b) Da ein implizierter Folgeeffekt der Faktorenrotation die Annäherung der faktorspezifischen Varianzerklärungsanteile ist (also Reduktion der Anteile insbesondere des ersten Faktors und Erhöhung der Anteile der nachgeordneten Faktoren im Vergleich zur nicht rotierten Lösung), für die Selektion großräumiger Anomalien aber gerade ein besonders hochanteiliger führender Faktor mit hohem Repräsentanzgrad der gebiets-typischen Niederschlags- bzw. Bewölkungsverhältnisse bei möglichst großem Abstand zu den nachfolgenden Faktoren überlagerter Abwandlungen wünschenswert ist, wird bei der S-modalen Faktorenanalyse der Niederschlags- und HRC-Daten keine Rotation der resultierenden Faktoren durchgeführt.

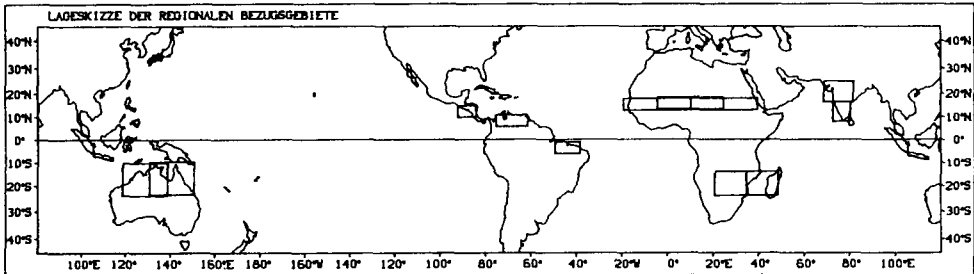
c) Schließlich kann bei den hier gegebenen skalaren Größen auf eine Destandardisierung der Faktorenwerte verzichtet werden, die im Falle der Windfeldanalysen vor der Zusammensetzung resultierender Horizontalkomponenten zu Windvektoren erforderlich war. In Gestalt der normierten Standardabweichung der standardisierten Faktorenwerte steht zugleich ein numerischer Schwellenwert zur Verfügung, dessen Über- bzw. Unterschreiten in den Werten des ersten Faktors die gewünschten Monate signifikanter Niederschlags- bzw. HRC-Anomalien im betrachteten Großraum indiziert.

Als Eingabegrößen fungieren zum einen die Niederschlagsanomalieindizes der einzelnen Stationen (vgl. Teil 2.2.), zum anderen standardisierte Abweichungswerte monatlicher HRC-Häufigkeiten vom zugehörigen Mittelwert, die allerdings nicht für die ursprünglichen $1^\circ \times 1^\circ$ -Basisareale, sondern für (regional unterschiedlich) zusammengefaßte Bezugsflächen bestimmt werden: dies reduziert die Anzahl der eingehenden Variablen auf Größenordnungen, die in einem günstigen Verhältnis (nach ÜBERLA (1971, S. 359) $< 1 : 3$) zur hier aufgrund des relativ kurzen Zeitraums begrenzten Fallanzahl stehen, und liefert dank der Herausfilterung kleinräumig-untergeordneter Schwankungsbestandteile ein zutreffenderes und prägnan-

teres Variabilitätsbild für den jeweiligen Großraum. Je nach Lage und Erstreckung im Gradnetz werden die zusammengefaßten Bezugsflächen als aneinandergereihte Längen- bzw. Breitenstreifen festgelegt (siehe weiter unten).

Aus der Vielzahl der Einzeluntersuchungen verschiedener Erdräume sind für die zwangsläufig selektive Ergebnisdarstellung sechs Analysen ausgewählt worden, die einen möglichst breitgestreuten Raumbezug innerhalb der globalen Tropen aufweisen und klimatisch besonders sensitive Regionen umfassen. Im einzelnen werden folgende Fälle behandelt (vgl. Abb. 7):

Abb. 7: Lageskizze der Bezugsgebiete für die regionalen zirkulationsdynamischen Analysen (Sahel und Nord-Australien mit Überlappung der Teilgebiete).



1) das Gebiet des nordafrikanischen Sahel. Weit über Fachkreise hinaus bekannt geworden sind seine Dürreperioden seit Ende der sechziger Jahre, die (ungeachtet möglicher anthropogener Verstärkungsmomente) in Kontinuität früherer Anomalien ähnlicher Amplitude stehen und das hohe Ausmaß klimatischer Sensitivität in diesem randtropischen Bereich indizieren. Als Untersuchungszeitraum wird diejenige Periode zugrundegelegt, innerhalb derer die interannuell variierenden sommermonsunalen Niederschläge fallen (Juni bis September), die den überwiegenden Anteil am gesamten Jahresniederschlag ausmachen und dessen signifikante Anomalien bestimmen. Als äqua-

torwärtige räumliche Begrenzung für die einbezogenen Niederschlagsstationen wird in Übereinstimmung mit der niederschlagsbezogenen Gebietszusammenfassung (Teil 2.3.) die 500 mm-Jahresisohyete verwendet, longitudinal wird angesichts der rund ein Sechstel des Erdumfangs bemessenden Längenerstreckung eine großräumige Untergliederung in 30°-Bereiche vorgenommen: ein westlicher Teil bis 10° E, ein daran anschließender östlicher Teil sowie ein überlappender zentraler Teil von 5° W bis 25° E, der in Anbetracht der räumlich variablen Anomalieanordnung zu ihrer möglichst vollständigen Erfassung zusätzlich ausgewiesen werden muß. Zur faktorenanalytischen Selektion signifikanter Anomalie Monate stehen mit hin in diesen drei Teilbereichen 24 bzw. 9 bzw. 20 Niederschlagsstationen zur Verfügung. Die regelmäßig angeordneten HRC-Daten zwingen zur geometrischen Vereinfachung: so wird einheitlich der Breitenstreifen von 13° bis 18° N zugrundegelegt, der, in Meridionalstreifen von jeweils drei Längengraden unterteilt, in jedem der genannten longitudinalen Teilbereiche 10 aus jeweils $6 \cdot 3 = 18$ Basisarealen zusammengesetzte Bezugsflächen umfaßt. Insgesamt resultieren als Lösungs-Schnittmenge der Niederschlags- und HRC-Analysen 16 Monate mit übereinstimmenden signifikanten Anomalien (6 mit positivem, 10 mit negativem Vorzeichen), die die gewünschte zeitliche wie substantielle Vorauswahl der nachfolgend analysierten Pentaden-Windfelder begründen.

2) Das Gebiet des indischen Subkontinents: auch hier sind immer wiederkehrende signifikante Abweichungen von mittleren Gegebenheiten seit langem bekannt und besonders umfangreicher Bearbeitung unterworfen. Erneut werden die allgemein bedeutsamen Sommermonsunmonate von Juni bis September zugrundegelegt, während die anschließenden Herbstmonate, die im äußersten Süden noch eine Fortsetzung der Regenzeit und im Südosten sogar den Anstieg zu ihrem Maximum zeigen, aus Einheitlichkeitsgründen ausgespart bleiben (in den meisten Landesteilen hat sich zu diesem Zeitpunkt der Rückzug des Sommermonsuns bereits vollzogen). Auch der Monat Mai gehört nur im Osten schon zur Hauptregenzeit, sonst jedoch noch zur Vormonatszeit und bleibt deshalb gleichermaßen unberücksichtigt.

Ein spezifisches Problem erwächst aus dem Umstand der außergewöhnlichen polwärtigen Erstreckung des sommermonsunalen Einflusses, da die HRC-Angaben generell nur bis 25° N reichen. Um die Verfahrenseinheitlichkeit im globalen Kontext zu wahren, sind zur Anomalieselektion ebenfalls nur Niederschlagsstationen bis 25° N einbezogen worden; die resultierenden Zirkulationsmuster können allerdings auch in ihrer Bedeutsamkeit für die nördlicheren Regionen diskutiert werden. Einer eigenständigen Untersuchung bedarf hingegen der andersartig gesteuerte Bereich von Ostindien und Bangladesch, der v.a. durch häufige Überflutungskatastrophen von sich reden macht; wegen der gerade in diesem Bereich aussetzenden HRC-Datenbasis muß dies jedoch einer künftigen Untersuchung vorbehalten bleiben. Für die vorliegenden Analysen werden mithin nur zwei breitendifferenzierte Teilbereiche herangezogen, die sich von 8 bis 16° N bzw. von 17 bis 25° N erstrecken und für die HRC-Analyse nochmals in jeweils drei gleichmächtige Breitenstreifen unterteilt worden sind. In die Selektionsanalysen gehen also 8 bzw. 13 Niederschlagsstationen sowie jeweils drei zusammengefaßte Bezugsflächen der HRC-Abweichungen ein, die entsprechend der unterschiedlichen kontinentalen Längenerstreckung zwischen 27 und 42 Basisareale umfassen. Als Ergebnis erhält man 12 Monate mit übereinstimmenden signifikanten Anomalien, vier auf der feuchten und acht auf der trockenen Seite des Schwankungsspektrums.

3) Gebiete der nordhemisphärischen Tropen Amerikas: aufgrund der begrenzten Datenlage beschränken sie sich auf den Bereich Mittelamerikas zwischen 10 und 15° N sowie auf das nördliche Südamerika zwischen 6 und 11° N, für die HRC-Analyse zwischen 84 und 92° W bzw. zwischen 61 und 75° W in 3 bzw. 5 Meridionalstreifen von jeweils 3° Längenerstreckung unterteilt. Beide Gebiete zeigen eine ausgedehnte sommerliche Regenzeit, die sich in den meisten Teilen von Mai bis Oktober erstreckt; in der mitumfaßten nördlichen Hälfte von Kolumbien ist zwar bereits verbreitet eine Doppelgipfligkeit im Niederschlagsjahresgang mit relativem Sekundärminimum im Juli festzustellen, doch erlaubt diese Modifikation, die keine Unterbrechung der Regenzeit darstellt, noch eine einheitliche Zugrundelegung

aller sechs sommerhalbjährlichen Monate für die faktorenanalytische Anomalieselektion. Unter Ausschluß der andersartig geprägten karibischen Peripheriestationen gehen in Mittelamerika 13, im nördlichen Südamerika 16 Niederschlagsstationen in die Analyse ein, die 3 bzw. 5 Meridionalstreifen als Bezugsflächen der HRC-Häufigkeitsanomalien umfassen jeweils $6 \cdot 3 = 18$ Basisareale. Insgesamt ergeben sich für beide Gebiete zusammengenommen 15 Monate mit übereinstimmenden signifikanten Anomalien (7 mit positivem, 8 mit negativem Vorzeichen), die gemeinsam Eingang in die nachfolgenden Windfeldanalysen finden.

4) Das äquator- und küstennahe Gebiet Nordost-Brasiliens: Kernstück dieser Region ist der häufig von 'secas' heimgesuchte Küstenstaat Ceará, dessen für seine Breitenlage ungewöhnliches Zirkulationsregime eine markante periodische Trockenzeit und ein in den Herbst hinein verlagertes Niederschlagsmaximum bedingt. Zugrundegelegter Zeitraum für die Anomalieselektion ist mithin die Periode von Januar bis Mai, wobei aufgrund der ähnlichen Extrema-Anordnung im Jahresablauf neben den typischen Stationen Quixeramobim, Fortaleza und Sao Luiz auch noch das bereits immerfeuchte Belem miteinbezogen wird (die Isokorrelatenkarten von CAVIEDES (1982, S. 58 f.) zeigen für das Gebiet um Belem ebenfalls wesentlich größere Koeffizienten mit Nordost-Brasilien als mit dem unteren Amazonasbecken). Für die HRC-Analyse fungiert der Breitenstreifen zwischen 1 und 6° S als Bezugsfläche, unterteilt in 4 Meridionalstreifen zwischen 49 und 38° W aus jeweils $6 \cdot 3 = 18$ zusammengefaßten Basisarealen. Man erhält als Ergebnis 12 Monate mit übereinstimmenden signifikanten Anomalien, 7 mit positivem und 5 mit negativem Vorzeichen.

5) Wechselfeuchte Gebiete im Bereich der südafrikanischen Tropen: dabei werden jeweils im Breitenstreifen zwischen 14 und 24° S ein kontinental geprägtes Gebiet (21-35° E) und ein ozeanisch beeinflusster Bereich um die Straße von Moçambique (35-49° E) ausgegliedert, die zumindest zeitweilig tendenziell gegenläufige Anomaliephasenanordnungen zeigen. Eingang in die Selektionsanalysen finden mithin 9 bzw. 8 Niederschlagsstationen sowie jeweils 5 Meridionalstreifen aus

11 · 3 = 33 Basisarealen als zusammengefaßte Bezugsflächen für HRC-Häufigkeitsanomalien. Zugrundegelegter Zeitraum ist die allgemein verbreitete hauptsächlich Sommermonsunzeit von Dezember bis März, aus der insgesamt 14 Monate mit übereinstimmenden signifikanten Anomalien selektiert werden (jeweils 7 mit positivem bzw. negativem Vorzeichen in wenigstens einem der beiden Teilbereiche).

6) Das Gebiet des tropischen Australiens: dieser im Kontinentinneren weit in die Trockengebiete hineinreichende, vom Niederschlagsregime her jedoch noch dem Einfluß der tropischen Monsunzirkulation unterworfenen Bereich zeigt besonders große Abweichungsamplituden und unterliegt in unmittelbarer Weise den fundamentalen Zirkulationsschwankungen im pazifischen Großraum, die sich heute mit den erweiterten Begriffen Southern Oscillation und El-Niño verbinden. Zur Bearbeitung ist der Breitenstreifen zwischen 10 und 24° S in einen westlichen (119–139° E) und einen östlichen Teil (131–151° E) untergliedert worden, wobei die räumlich variable Anomalieanordnung die implizierte Überlappung im zentralen Bereich angezeigt erscheinen läßt. Zur Eingabe in die Selektionsanalysen stehen damit 7 bzw. 10 Niederschlagsstationen sowie jeweils 7 Meridionalstreifen als HRC-Bezugsflächen zur Verfügung, die sich im einzelnen aus 15 · 3 = 45 Basisarealen zusammensetzen. Zugrundegelegter Zeitraum ist erneut die ausschlaggebende Sommermonsunzeit von Dezember bis März, aus der sich 17 Monate mit übereinstimmenden signifikanten Anomalien herausheben (6 mit positivem, 11 mit negativem Vorzeichen in wenigstens einem der beiden Teilbereiche).

6.3. Ergebnisdarstellung

Für alle beschriebenen Regionalbeispiele sind Hauptkomponentenanalysen der großräumigen Horizontalströmungen in allen verfügbaren Troposphärenniveaus durchgeführt worden. Zur Darstellung gelangen jedoch nur die Ergebnisse der 200 hPa-Analysen: dieses für die steuernde Höhenströmung repräsentative Niveau liefert mit Abstand die instruktivsten Ergebnisse, während vor allem in der unteren Troposphäre der unter viel-

fältig sich überlagernden Erdoberflächeneinflüssen wesentlich höhere Variabilitätsgrad in der Strömungskonfigurationsherausbildung sich qualitäts- und interpretationsbeeinträchtigend bemerkbar macht (höhere Anzahlen meist weniger prägnanter Strömungsmuster mit insgesamt geringeren Varianzerklärungsanteilen); ähnliche Erfahrungen werden auch von TYSON (1984, S. 627) mitgeteilt. Hinsichtlich des niedertroposphärischen 700 hPa-Niveaus kommt zusätzlich der erschwerende Umstand hinzu, daß es angesichts der regional sehr unterschiedlichen Vertikalmächtigkeit der bodennahen sommermonsunalen innertropischen Westwinde keine einheitliche Erfassung oder Ausklammerung derselben ermöglicht (der sommerliche Südwestmonsun Nordafrikas erreicht z.B. lediglich geringe Vertikalmächtigkeiten von 1500-2500 m, während der indische Südwestmonsun auf Mächtigkeiten von fünf bis sieben Kilometern anschwellen kann); KRÜGER und WINSTON (1974, S. 359) weisen ebenfalls auf Inkonsistenzen des 700 hPa-Niveaus in den Tropen hin. Da die Analysen im 500 hPa-Niveau, das in den Außertropen zur Erfassung der Höhenströmung bevorzugt wird, keine fundamentalen Zusatzinformationen liefern, beschränkt sich die nachfolgende Darstellung von Strömungsanalysen auf die Ergebnisse im vornehmlich bedeutsamen 200 hPa-Niveau.

Entsprechend werden die monatlich gemittelten Bestimmungen der horizontalen Windkomponenten für das hochtroposphärische Niveau wiedergegeben, während Wirbelgröße und Welligkeitsindizes für das 700 hPa-Niveau dargestellt werden, das in Nähe der maximalen niedertroposphärischen Wellenausprägung vorzufinden ist. Das einfache Maß der mittleren Vertikalbewegung bezieht sich (unter Berücksichtigung aller Vereinfachungs-Annahmen) auf die zwischen beiden Niveaus gelegene Schicht, die zumindest von hochreichender Konvektion vollständig erfaßt wird. Die Darstellung der in Isolinienform präsentierten Zirkulationsparameter erstreckt sich auf die gleichen großräumigen Gebiete wie schon die Hauptkomponentenwindfelder (die geringfügig äquatorwärtigere Lage der polwärtigen Begrenzung bei Wirbelgröße und Vertikalbewegung resultiert aus der Zentrierung des Approximationswerts, vgl.

Abb. 4), die Darstellung der in Häufigkeitsverteilungskurven wiedergegebenen schwellenwertüberschreitenden Welligkeitsindizes auf jeweils zwei benachbarte 10°-Breitenstreifen in der Umgebung der jeweils betrachteten Region. Von den für alle Monate berechneten Zirkulationsparametern werden aus notwendigen Reduktionsgründen nur diejenigen bildlich präsentiert, die wesentliche Einblicksmomente eröffnen, charakteristische Ausbildungsformen zeigen oder spezifische Besonderheiten beinhalten. Auch kann nicht auf eine Fülle von Zusatzaspekten eingegangen werden, die sich aus den großräumigen Parameterverteilungen ergeben, die vorliegende Thematik aber nicht mehr unmittelbar betreffen.

6.3.1. Beispielfall Sahel

Von den 16 Einzelmonaten, die mit übereinstimmenden signifikanten Niederschlags- und HRC-Anomalien im Bereich des nordafrikanischen Sahel Eingang in die Höhenströmungsanalyse gefunden haben, finden sich zwölf im abschließenden Ergebnis nach dem zweiten Analysedurchgang, der nur mehr diejenigen Fälle berücksichtigt, die im ersten Durchgang überdurchschnittliche Ladung auf wenigstens einer der resultierenden Hauptkomponenten erbracht haben (vgl. Teil 4.3.1.3.). Abb. 8 zeigt die prozentualen Varianzerklärungsanteile der ersten sieben sinnhaft extrahierbaren Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung in den einzelnen Monaten im Vergleich zum jeweiligen mittleren Gesamtwert einer jeden Hauptkomponente (Gesamtsumme aller sieben Hauptkomponenten rund 78%), und man erkennt sehr deutlich die unterschiedliche Repräsentanz in den verschiedenen Monaten. Dabei treten die Hauptkomponenten 1 und 5 nur in anomal feuchten Monaten signifikant überdurchschnittlich hervor, die übrigen Hauptkomponenten nur in anomal trockenen. Einige Monate werden sehr deutlich von einer bestimmten Hauptkomponente dominiert (Juli 1975 von der ersten, September 1972 und 1982 von der zweiten), einige noch führend von einer Hauptkomponente bestimmt bei allerdings nur mehr rund 10-15%-igem Abstand zu einer weiteren (Juli 1978, August 1985, Juni 1971, August 1972 und 1973), einige schließlich

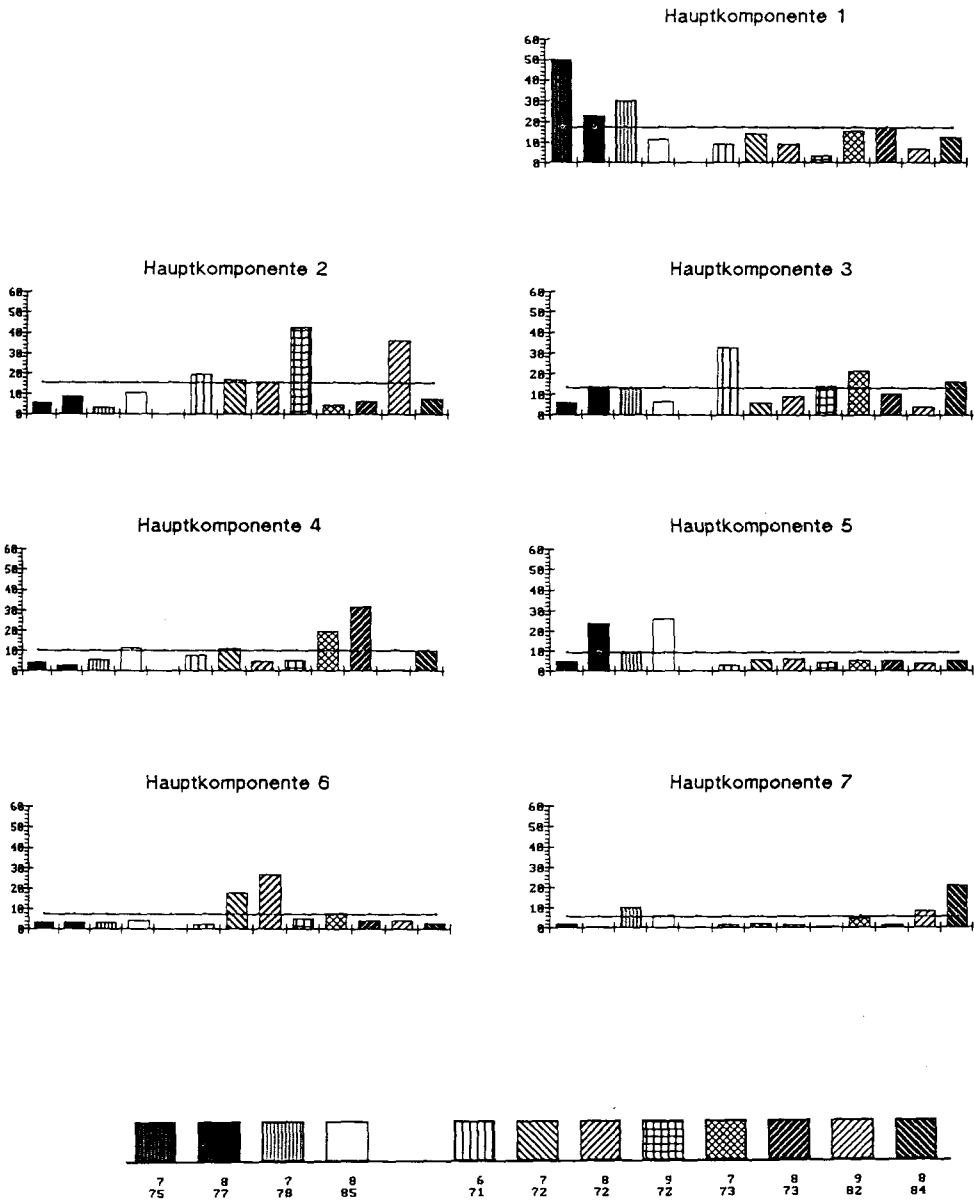


Abb. 8: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter Monate (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) im Sahel (Gesamtwert als Gerade)

von wenigstens zwei Hauptkomponenten annähernd ähnlich geprägt, die für sich allein genommen im betreffenden Monat auch nicht mehr notwendig sehr auffällig (etwa mehr als 10%) über der Referenzgerade des Gesamtwertes zu liegen brauchen (August 1977, der sich primär auf die 'feuchten' Hauptkomponenten 1 und 5 verteilt; Juli 1972, der außer auf der sechsten Hauptkomponente auch noch ähnliche Anteile auf der zweiten besitzt; Juli 1973, in dem vor allem Hauptkomponente 3 und 4 stecken; August 1984, der nicht einmal 5% weniger Anteil auf der dritten als auf der führenden siebten Hauptkomponente ausweist). Noch genauer wird das variable Repräsentanzbild, wenn man die einzelnen Monate nicht als Ganzes betrachtet, sondern sie wieder in Pentaden zerlegt, deren fünf-tägig gemittelte Windfelder ja als eingehende Variablen der Hauptkomponentenanalyse fungiert haben (vgl. Teil 4.3.1.3.). Die zugehörigen Hauptkomponentenladungen sind in Abb. B10 wiedergegeben und zeigen den zeitlichen Verlauf der Gewichtung der jeweils vier wichtigsten Hauptkomponenten im betreffenden Monat (die Ladungen aller übrigen Hauptkomponenten bewegen sich bereits auf sehr niedrigem Niveau und tragen kaum noch Wesentliches zur Varianzerklärung im betreffenden Monat bei). Man erkennt, daß neben relativ gleichförmigen Verlaufskurven auch zeitliche Differenzierungen auftreten, die das Vorherrschen einer bestimmten Hauptkomponente auf Teilabschnitte eines Monats beschränken, denen anders geprägte Teilabschnitte gegenüberstehen (z.B. die erdrückende Dominanz von Hauptkomponente 2 im September 1972, die erst in der zweiten Monatshälfte zur Ausbildung gelangt, während zu Beginn des Monats noch etwa gleichgewichtige Überlagerungsbedingungen mit Hauptkomponente 3 gegeben sind). Auch zeitlich variable Überlagerungen nachgeordneter Hauptkomponenten wie im August 1972 (Gegenläufigkeitstendenz zwischen dritter und erster wie zweiter Hauptkomponente bei führender Rolle der sechsten) bedeuten einen unterschiedlichen Gesamtströmungscharakter in verschiedenen monatlichen Teilabschnitten. Beides ließe sich jedoch erst bei Verwendung täglicher Niederschlagsdaten, die noch nicht in ausreichendem Umfang zusammengetragen sind, in seiner differenzierenden Wirkung auf das

großräumige Niederschlagsgeschehen untersuchen. Vorläufig verbleibt die Betrachtung auf monatlicher Basis, wofür in Abb. 8 die zusammengefaßten Varianzerklärungsanteile und damit die für den betreffenden Monat als Ganzes maßgeblichen Repräsentanzverhältnisse hauptkomponentenspezifisch wiedergegeben sind.

Abb. B11 zeigt die großräumigen 200 hPa-Windfelder der sieben extrahierten Hauptkomponenten nach allen notwendigen Operationen, die in Teil 4.3.1.3. erörtert worden sind. Hauptkomponente 1, die nach Abb. 8 und B10 vor allem im anomal feuchten Juli 1975, aber auch noch in Teilabschnitten der anomal feuchten Monate Juli 1978 und August 1977 hervortritt, zeichnet sich durch eine kräftig entwickelte und weit polwärts bis etwa 28°N vorgeschobene tropische Ostströmung über Nordafrika aus. Derartige Bedingungen sind bereits im Einführungskapitel (Teil 1.3.) als Begünstigungsmoment überdurchschnittlicher Monsunregen erläutert worden, werden im gleichen Sinn bei KLAUS (1981), ADEFOLALU (1985) oder NICHOLSON (1986a) genannt und haben sich in verschiedenen Varianten auch schon in den erdumspannenden Höhenströmungsanalysen (Teil 5.) gezeigt. Im vorliegenden Fall verbindet sich die im gesamten Längenschnitt kontinuierlich entwickelte Ostströmung mit einer betont wellenförmigen Struktur der außertropischen Zirkulation, wobei die subtropischen Antizyklonen über dem Atlas, dem Kaspischen Meer und Südostchina eine verstärkende oder zumindest stabilisierende Wirkung auf die tropische Ostströmung ausüben, während die dazwischenliegenden Höhenträge keinen störenden Einfluß aufzubauen vermögen. Meridionalisierte Zirkulationsformen auf der äquatorwärtigen Seite der außertropischen Westwinddrift sind also nicht zwangsläufig mit einer gestörten tropischen Ostströmung verknüpft. Bemerkenswert sind außerdem die äquatornahen Höhenwestwinde über dem Indischen Ozean, auf die im folgenden Unterkapitel noch näher eingegangen wird.

Hauptkomponente 5, die als einzige weitere in anomal feuchten Monaten hervortritt (im August 1985 fast durchgehend, im Au-

gust 1977 im Gefolge zur ersten), zeigt ebenfalls eine kontinuierliche Ostströmung, die allerdings jetzt noch bis in die Südhemisphäre reicht (mit kräftiger St.-Helena-Antizyklone!) und mit einer rund 20 Längengrade verschobenen polwärtigen Wellenphasenanordnung koinzidiert, in der die antizyklonalen Steuerungszentren bei den Azoren, über dem östlichen Mittelmeerraum und über dem Hochland von Tibet vorzufinden sind. Gerade das ostmediterrane Hoch trägt an seiner Südflanke zu einer Verstärkung der Höhenostwinde bei.

Gänzlich andersartig präsentieren sich die Höhenströmungskonfigurationen derjenigen Hauptkomponenten, die in anomal trockenen Monaten überdurchschnittliches Gewicht erlangen. Sowohl 1972 als auch 1982 dominiert im September ganz eindeutig Hauptkomponente 2, die bei relativ zonalisierter Zirkulationsstruktur bereits ein weites äquatorwärtiges Ausgreifen der außertropischen Höhenwestwinde zeigt (über Nordafrika mindestens bis 15°N). Charakteristischerweise liegt auch das Westwindmaximum weit südlich (etwa zwischen 24 und 28°N über Nordafrika), während weiter nördlich ein teils beträchtliches Abflauen festzustellen ist; diese Konfiguration kann als ein typisches Beispiel einer sog. high-index-Zirkulation in niederen Breiten angesehen werden, deren monsunbeeinträchtigende bis -unterbindende Wirkung auch paläoklimatologisch von Bedeutung sein könnte (WILLIAMS, 1975). Zu berücksichtigen bleibt, daß diese Hauptkomponente gerade in zwei September-Monaten besonders hervortritt; insofern kann von einem verfrühten Einsetzen trockenzeitlicher Zirkulationssteuerungen gesprochen werden, für die derartige Höhenströmungskonfigurationen nicht ungewöhnlich sind. Ihre Bedingungen liegen im variablen Jahreszeitenzyklus der gesamten hemisphärischen Zirkulation, die sich mit vorliegendem Datenmaterial aber nicht fassen läßt.

Nicht nur auf frühmonsunale Abschnitte beschränkt, sondern auch in hochmonsunalen Phasen möglich erscheint die durch Hauptkomponente 3 repräsentierte Steuerung, wie ihr neben Hauptkomponente 4 gleichgewichtiger Varianzerklärungsanteil

im Juli 1973 über das bestimmende Hervortreten im Juni 1971 hinaus zeigt. Ausschlaggebend für Nordafrika ist ein zentral gelegenes Hochdruckgebiet, das mit seinem Kern noch relativ weit südlich (bei 28°N) liegt und offensichtlich keine nachhaltige Wirkung im Sinne eines großräumigen Ostwindregime-Antriebs auszuüben vermag (die umgebenden Randbedingungen begünstigen dies ebenfalls nicht (Tröge über Iberien und dem Schwarzen Meer, gradientschwache Verhältnisse bis über den Äquator hinaus), selbst die Afghanistan-Antizyklone zeigt nur geringe Wirksamkeit in den Tropen); stattdessen scheint der Effekt großräumiger Absinkbewegung in einem subtropischen Zentralhoch zu dominieren, der die steuerungsbeeinträchtigten Monate anomal trocken werden läßt. Allerdings kann die Strömungskonfiguration von Hauptkomponente 3 nicht als Muster generell äquatorwärts verlagertes Subtropen-Antizyklonen angesehen werden, vielmehr erscheint sie als Kombination einer ausgeprägten außertropischen Wellenbildung und einer weiträumig gradientschwachen tropischen Hochtroposphäre mit der regionalen Besonderheit eines zwischen zwei relativ dicht aufeinanderfolgenden Trögen weiter südlich gelegenen Subtropenhochs.

Ebenfalls im Juli 1973 abschnittsweise sowie im Folgemonat weitgehend bestimmend tritt Hauptkomponente 4 hervor, die durch eine zwar von Indonesien bis in den Atlantik vorhandene, polwärts ihres äquatornahen Maximums über den nordhemisphärischen Randtropen aber stark abgeschwächte Ostströmung gekennzeichnet ist. Im Verteilungsbild zusammenhängender Niederschlagsanomaliephasen (Abb. B2) deutete sich bereits eine entsprechende Gegenläufigkeit zwischen Sahel und äquatornäheren Bereichen Nordafrikas an. Zu erkennen ist weiterhin ein zentral- bis ostmediterranes Höhentrog, den auch KLAUS (1981, S. 62 ff.) im Sommer sahelischer Dürrejahre identifiziert. Bemerkenswert ist die polwärtige Strömungsumlenkung, die die östlichen Höhenwinde über Nordafrika offensichtlich unter dem Einfluß dieses Höhentrogges erfahren. In niedrigeren Troposphärenniveaus ist eine derartige höhentroggesteuerte Umlenkung charakteristisch für niederschlagswirksame Konstellatio-

nen der Bildung oder Verstärkung sog. sudano-saharischer Depressionen, wie sie vor allem in den wechselwirkungsstarken Übergangsjahreszeiten auftreten (vgl. etwa FLOHN, 1975, S. 25 f.); im Niveau der Höhenströmung selbst manifestiert sich darin der störende Einfluß außertropischer Höhenträge auf die Ausbildung einer hinreichend mächtigen tropischen Ostströmung mit der Konsequenz reduzierter oder gedämpfter Wellenbildung in der unteren Troposphäre, wie sie von TETZLAFF et al. (1985) für die Trockenjahre im Sahel nachgewiesen worden ist.

Vergleichbare Züge in dieser Hinsicht zeigt auch Hauptkomponente 7, die vor allem im anomal trockenen August 1984 überdurchschnittlich hervortritt; nur liegt die genannte Umlenkung bei stärker retrograd geneigtem Trog weiter östlich als 1973. In anderer Hinsicht zeigen sich jedoch substantielle Unterschiede: während über dem indischen Ozean zwischen zwei kräftigen nord- und südhemisphärischen Antizyklonen eine breit entwickelte Ostströmung ausgebildet ist, fehlt eine solche über Afrika bei bis zum Äquator reichenden südhemisphärischen Westwinden völlig; statt dessen dominiert ein ausdrucksloses Höhenströmungsfeld, unter dem sich die negativen Niederschlagsanomalien im Unterschied zu 1973 zumindest in Westafrika weit äquatorwärts (bis zur Guineaküste) ausbreiten (vgl. Abb. B2).

Hauptkomponente 6 schließlich, die im anomal trockenen Sommer 1972 hervortritt (im Juli noch neben anderen stehend, im August zunehmend an führender Stelle), zeigt erneut ein schwaches, unzusammenhängendes Höhenströmungsfeld über Nordafrika, das sich jetzt aber bis in den indischen Großraum fortsetzt und in eine andere Strömungskonfiguration eingebettet ist: eine gegenüber Hauptkomponente 7 rund 25° östlichere Position der tibetanischen Antizyklone, der im südlichen indischen Ozean nun ein Höhentrog gegenübersteht, während über Südafrika eine weit äquatorwärts verschobene Antizyklone den Hauptast östlicher Höhenwinde transäquatorial umdirigiert.

Vergleicht man, soweit möglich, die Ergebnisse dieser regio-

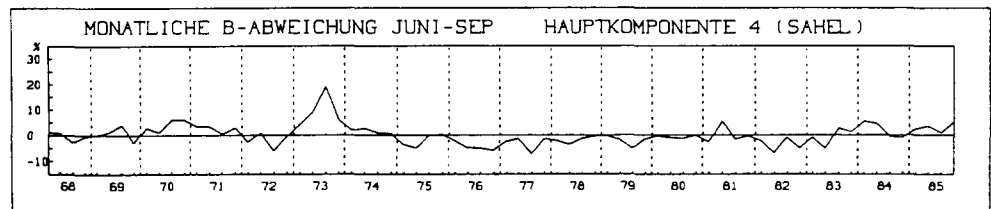
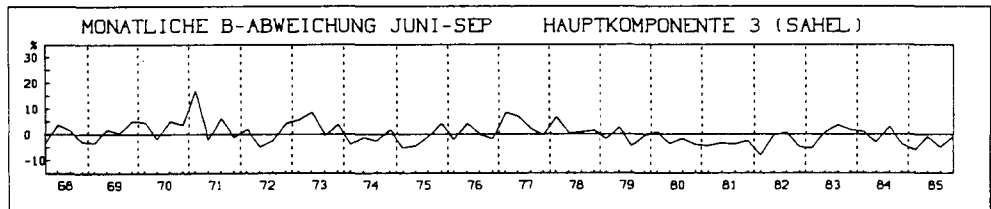
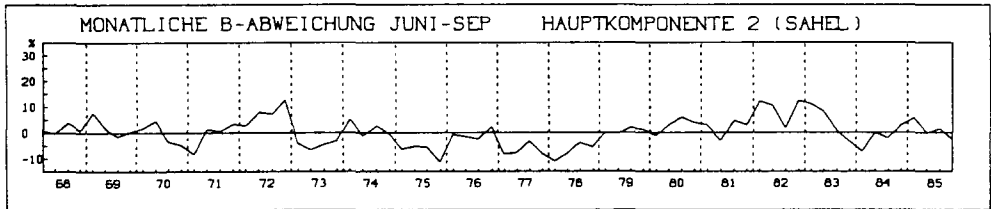
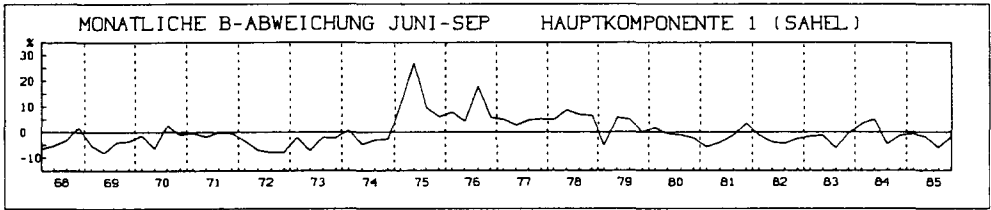
nen Analyse mit denjenigen der erdumspannenden Analyse aus Teil 5., so fallen neben generellen Übereinstimmungen in den Strömungsfeldern, die jeweils während des Hochsommers von 1973 und 1985 stärker repräsentiert sind, auch einige Abweichungen auf, vor allem der nicht erkennbare mediterrane Trog und das entgegengesetzte Strömungsfeld im südlichen indischen Ozean in der erdumspannenden Hauptkomponente 2 (Abb. B9). Neben der unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Bezugsbasis spielt für diese Differenzen vor allem der Umstand eine Rolle, daß verschiedenartiges Hintergrundpotential an Strömungsvariabilität zusammengefaßt wird: in Teil 5. lediglich drei Hochsommerperioden, hier zwölf verschiedene Einzelmonate aus neun Sommermonsunjahreszeiten einschließlich der frühen und späten Entwicklungsphase (Juni bzw. September). Dies führt dazu, daß im ersten Fall vor allem die in allen drei Hochsommerperioden unterschiedlichen Grundzüge der großräumigen Strömung herausgearbeitet werden, während im zweiten Fall eher die jeweiligen differenzierenden Besonderheiten zum Ausdruck gelangen; der Basissockel gemeinsamer Grundzüge, der bei dem breiteren Gesamtspektrum in höherem Maße gegeben sein muß, steckt verteilt in allen Hauptkomponenten und führt u.a. auch zu den meist nicht übermäßig großen Unterschieden in den Varianzerklärungsanteilen. So stecken etwa Grundzüge der erdumspannenden Hauptkomponente 2 aus Teil 5., die sich zwar im alleinigen Kontrast von nur drei andersartigen Hochsommerperioden eigenständig herausheben, ansonsten aber nicht nur 1973 registrierbar in der jahreszeitlichen Gesamtvarianz vertreten sind, unter anderen auch in den (regionalen) Hauptkomponenten 3 und selbst 1 (vgl. u.a. die südhemisphärische Zirkulation!), die in den beiden Hochsommermonaten von 1973 zumindest nicht vernachlässigbare Erklärungsanteile besitzen. Die über teilweise gemeinsame Grundzüge hinausgehenden differenzierenden Besonderheiten interessieren jedoch im vorliegenden Kontext vornehmlich, und gerade sie werden in der zuletzt vorgestellten Untersuchungsvariante herausgearbeitet. Allerdings können dabei gelegentlich auch Teilaspekte verloren gehen: dies zeigt das Beispiel von 1974, dessen anomal feuchte Hochsommermonate (Juli und August) in der regionalen

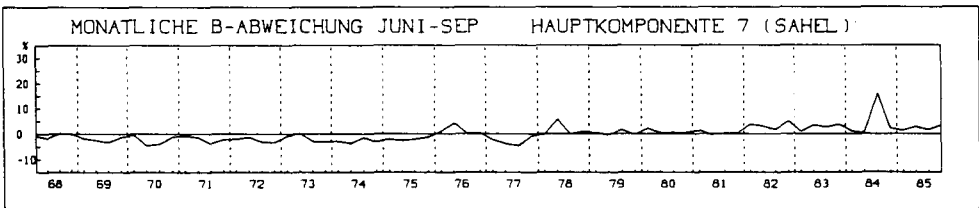
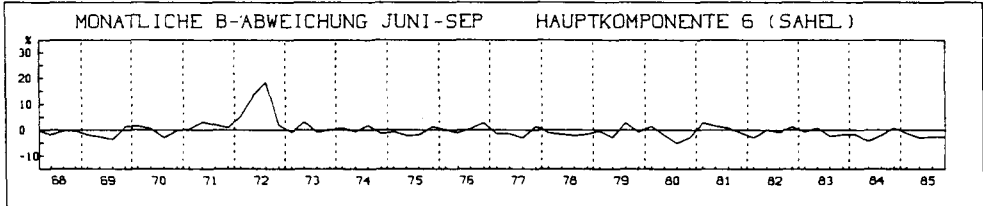
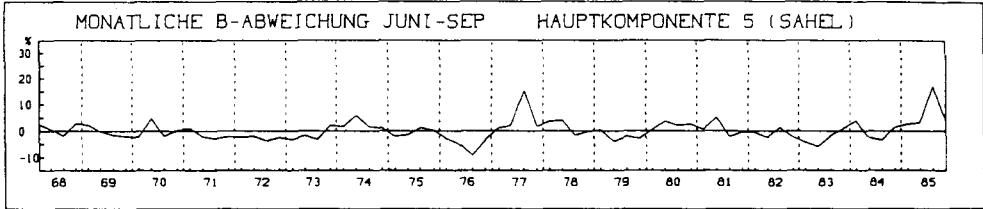
Strömungsanalyse keine spezifische Hervorgehobenheit mehr entwickeln. Die Grundzüge der Höhenströmung, wie sie sich aus der erdumspannenden Hauptkomponente 3 (Abb. B9) ergeben, werden offensichtlich gänzlich auf in allen regionalen Hauptkomponenten enthaltene gemeinsame Grundzüge verteilt, so daß keine hinreichende Substanz für eine differenzierende Besonderheit mehr übrigbleibt. Inhaltlich kann das auch so verstanden werden, daß die Höhenströmung vom Sommer 1974 im räumlichen Ausschnitt von Abb. B11 nahe an mittlere oder häufig grundlegende Konfigurationen angelehnt war, während die in Abb. 8 oder B10 vertretenen Monate durch mehr oder weniger deutliche Strömungsanomalien gekennzeichnet sind. Daraus darf allerdings nicht schlußgefolgert werden, daß 'normale' Höhenströmungsverhältnisse zu überdurchschnittlich feuchten Bedingungen im Sahel führen; sie lassen diese zwar offensichtlich zu, sind aber nicht notwendig damit verknüpft, wie bereits ein weiterer Monat (August 1978) zeigt, der als anomal trockener ebenfalls nahe an mittleren Strömungsverhältnissen liegt und vor dem abschließenden Analysedurchgang ausgesondert wurde.

Mit Ausnahme dieser beiden Fälle zeigen jedoch alle im Selektionsverfahren von Teil 6.2. bestimmten Anomalie Monate im Sahel eine erkennbare Verknüpfung mit spezifisch betonten Höhenströmungsverhältnissen, da selbst ein letzter selektierter und bislang noch nicht erwähnter Anomalie monat (Juli 1982), der in der Analyse zunächst ebenfalls nicht hervortritt, im folgenden notwendigen Anschlußschritt doch noch erkennbar wird: da die errechneten Hauptkomponenten auf der Basis eines Kollektivs selektierter Anomalie Monate bestimmt worden sind, ist zunächst nicht zu beurteilen, in welchem Ausmaß die durch sie repräsentierten Zirkulationssteuerungen in den verbleibenden, nicht direkt in die Analyse einbezogenen Monaten vertreten sind; insbesondere ist nicht auszuschließen, daß bestimmte Strömungsmuster, die zunächst spezifisch für anomal feuchte oder trockene Monate erscheinen, auch in einer Vielzahl nicht-anomaler Monate besonders hervortreten. Klarheit darüber kann man sich dadurch verschaffen, daß sämtliche pen-

tadengemittelte Originalwindfelder der betrachteten Jahreszeit im Gesamtzeitraum 1968-1985 mit allen Hauptkomponenten-Windfeldern (rang-) korreliert werden. Errechnet man aus den Korrelationskoeffizienten die prozentualen Bestimmtheitsmaße und mittelt sie über jeden einzelnen Monat, erhält man einen prozentualen Varianzerklärungsanteilen von Abb. 8 analoges Maß für die Repräsentanz der Hauptkomponenten in den Höhenströmungsfeldern nunmehr allerdings aller Einzelmonate des betrachteten Gesamtzeitraums. Dabei wird in stärkerem Maß als bei der kollektivbegrenzten Hauptkomponentenanalyse erkennbar, wie unterschiedlich der jahresgangbedingte Varianzanteil in den einzelnen Hauptkomponenten ist. Deshalb wurden die mittleren monatlichen Bestimmtheitsmaße im Gesamtzeitraum 1968-1985 ermittelt und in Abb. 9 die Abweichungen der einzelmonatlichen Bestimmtheitsmaße von ihrem zugehörigen Mittelwert dargestellt. Diese Abweichungswerte geben also die über- oder unterdurchschnittliche Repräsentanz der Hauptkomponenten in den Höhenströmungsfeldern der einzelnen Monate mit Bezug auf die im Jahresgang übliche hauptkomponentenspezifische Repräsentanz wieder. Dabei macht sich der anomal trockene Juli 1982, der in der Hauptkomponentenanalyse unauffällig und deshalb im zweiten Durchlauf unberücksichtigt geblieben ist, mit gut 10% jahresgangbereinigter Überrepräsentanz von Hauptkomponente 2 bemerkbar, die selbst in den musterbegründenden Höhenströmungsfeldern der Septembermonate von 1972 und 1982 nur gut 12% stärker als in diesem Zeitraum üblich hervortritt. Der unmittelbar vorangehende Frühmonsunmonat Juni 1982 zeigt ähnliche Werte in Abb. 9, so daß von einem ungewöhnlich langsamen Rückzug trockenzeitlicher Zirkulationssteuerungen während der Sommermonsunzeit von 1982 gesprochen werden kann, dem sich ein ungewöhnlich verfrühtes Wiedereinsetzen im September anschließt. Derartige tendentielle Verkürzungen der Sommermonsunzeit sind jedoch (in Übereinstimmung mit NICHOLSON, 1981) kein häufiges oder bestimmendes Moment im atmosphärischen Geschehen über dem Sahel; Abb. 9 zeigt sie außer 1982 nur noch 1972 am Ende der Sommermonsunzeit, 1983 an ihrem Beginn und ähnlich 1971 durch Hauptkomponente 3 bedingt. Im Juni 1982 und 1983 treten dabei

Abb. 9: Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Juni-September (200 hPa Strömungsanalyse Sahel).





noch nicht einmal übereinstimmend signifikant negative großräumige Niederschlags- und HRC-Anomalien auf. Die feuchtigkeitsfördernde Hauptkomponente 1 erscheint neben ihrem Kulminationspunkt im Juli 1975 in hervorgehobener Weise auch noch im August 1976, der allerdings großräumig nicht als anomal feucht ausgewiesen ist (siehe dazu weiter unten). Ansonsten liegen die positiven Abweichungsspitzen in Abb. 9 jeweils in Anomalie Monaten aus der Hauptkomponentenanalyse, während letztere nur im Juli 1973 und 1978 bei keiner Hauptkomponente die 10%-Marke erreichen; Juli 1973 ist jedoch ein wechselnd von Hauptkomponente 3 und 4 bestimmter Monat, Juli 1978 ein Fall ähnlich großer Negativabweichung bei einer 'trockenen' Hauptkomponente (2) wie Positivabweichung bei einer 'feuchten' (1).

Die in der kollektivbegrenzten Hauptkomponentenanalyse resultierenden Höhenströmungsmuster repräsentieren also von wenigen Ausnahmen abgesehen tatsächlich Strömungskonfigurationen, die gerade in anomal feuchten oder trockenen Monaten überdurchschnittlich hervortreten, für diese also ein spezifisches Moment darstellen. So wichtig jedoch die Höhenströmung als steuerndes Element auch sein mag, so bedeutsam ihre Verteilung begünstigter oder benachteiligter Konvektionsbereiche auch tatsächlich ist, nie wird die Kombination aller wechselwirkend beteiligten Zusatzkenngrößen unimodal vorgegeben sein, nie wird sich die atmosphärische Gesamtzustandsform allein aus den steuernden Höhenströmungsmustern herleiten lassen. Deshalb sind wesentliche Zirkulationsparameter in ausgewählten Einzelmonaten mit typhaften Ausprägungsformen in vergleichender Zusammenstellung dargestellt worden (Abb. B12), wobei im Interesse einer nicht ausufernden Präsentation Doppeldarstellungen unterlassen worden sind; so sind etwa die auch im Sahel sehr gegensätzlichen und weitgehend mit den jeweils betonten Höhenströmungs-Hauptkomponenten analog modifizierten Parameterverteilungen der Hochsommermonate von 1972 und 1975, die im Beispielsfall Indien näher behandelt werden (Abb. B14), hier nicht ein weiteres Mal wiedergegeben.

Eine für anomal feuchte Bedingungen im Sahel sehr charakteristische Verteilung atmosphärischer Zirkulationsparameter zeigt sich im August 1977: die Abweichungen der 200 hPa-Zonalkomponente lassen (in Übereinstimmung mit Hauptkomponente 5 und 1!) eine äquatornahe Abschwächung der tropischen Ostströmung sowie eine äquatorfernere Verstärkung erkennen; bemerkenswerter Weise variiert dagegen die Lage der polwärtigen Grenze zwischen Ost- und Westströmung in den meisten Fällen nur geringfügig (insignifikantes Pendeln um die mittlere Position), so daß aus Übersichtlichkeitsgründen nur die mittlere Grenze eingetragen wurde, an der der Sinn des Abweichungsvorzeichens sich umkehrt (grüne Farbe etwa heißt immer betragsmäßige Verstärkung der mittleren Zonalkomponente, also numerisch kleinere Werte im Bereich der Ostströmung, größere

im Bereich der Westströmung). Die 200 hPa-MeridionalKomponenten zeigen für das mittlere Strömungsfeld im August 1977 anders als die Hauptkomponenten 5 und 1 einen Höhentrog mit quer über Iberien verlaufender Horizontalachse: dies mag aus der Überlagerung unterschiedlicher Einzelzustände im Monatsmittel resultieren, erkennt man doch in allen vier führenden Hauptkomponenten (5, 1, 3, 2) einen Trog zwischen Ostatlantik und westlichem Mittelmeer, nur jeweils in anderer Position; zusammengenommen könnte das auf wandernde Tröge in diesem Bereich hinweisen, ebenfalls eine Konstellation, die über die Induktion tropischer Wellenstörungen niederschlagsbegünstigend wirkt (vgl. Teil 1.3.). Das Verteilungsfeld des Vertikalbewegungs-Maßes läßt sich hier (wie in einigen weiteren Fällen) nicht bestimmen, da die zeitweise zur Erzeugung gitternetzförmiger Rohdaten verwendete Hough-Analyse divergenzfreie Windfelder erzeugt (vgl. Teil 4.2.). In der unteren Troposphäre zeigen sich jedoch erneut niederschlagsgünstige Verhältnisse: die 700 hPa Wirbelgrößen-Anomalien sind in einem weiten randtropischen Streifen vom Ostatlantik bis Nordwestindien mit Ausnahme einer räumlich begrenzten entgegengesetzten Abweichung westlich des Roten Meeres zur zyklonalen Seite gerichtet, und die monatlichen Häufigkeiten überdurchschnittlicher Zyklonalwelligkeitsindizes WI_{zyk}^* bewegen sich (bei kleineren Abweichungen zwischen 0 und 10°N) im Breitenstreifen 10-20°N vor allem im westafrikanischen Bereich sehr deutlich (teilweise um über das doppelte) über dem langjährigen Mittelwert. Bemerkenswert ist das mittlere Maximum im westlichen Arabischen Meer, das sich auch in den anderen Monaten zeigt und auf eine aktive Rolle dieser Region bei der Wellenbildung hinweist, und zwar schon vor dem äthiopischen Hochgebirge, dessen Beeinflussung beim nahegelegenen mittleren Maximum im äquatornahen Streifen wahrscheinlich auch nicht so groß ist wie die Wirkung der einen weiteren Kurvenanstieg verhindernden kalten Auftriebswässer vor der Küste Somalias. Das randtropische Maximum im westlichen Arabischen Meer ist im Feuchtmonat August 1977 etwas westwärts verschoben und erzeugt auch dort bereits gewisse Positivabweichungen.

Die Parameterverteilungen der übrigen anomal feuchten Monate sind meist nicht so prägnant, aber auch nicht prinzipiell andersartig (häufig in einem oder mehreren Verteilungsfeldern flacher oder gar insignifikant, aber nicht vollkommen ungeordnet oder alternativ gesteuert). Interessant sind dagegen die Modifikationen im August 1976 (Abb. B12), einem Monat mit stärkerem Hervortreten der 'feuchten' Hauptkomponente 1 (Abb. 9), ohne daß entsprechende großräumige Niederschlags- und HRC-Überschüsse registriert werden können: die 700 hPa-Wirbelgrößenanomalien zeigen zwar immer noch positive Werte im sahelischen Breitenstreifen, aber ansonsten hat sich das Bild spürbar gewandelt. Positive Zonalkomponentenanomalien treten nur mehr wesentlich kleinflächiger in der tropischen Ostströmung auf, der bei der Meridional Komponente erkennbare Höhentrog liegt mit seiner Achse im zentralen Mittelmeerraum, und die 700 hPa WI_{zyk}^* -Häufigkeiten sind in 10-20°N über Nordafrika signifikant niedriger als im langjährigen Durchschnitt. Diese Situation spiegelt Verhältnisse wider, in denen trotz Betonung ähnlicher Strömungskonfigurationen (Hauptkomponente 1) aufgrund interner Veränderungen ("within-type changes" nach BARRY und PERRY, 1973, S. 377) ein anderer Witterungseffekt zustandekommt: die tropische Ostströmung ist nicht so stark intensiviert wie in Hauptkomponente 1, der mediterrane Trog dagegen besitzt eine größere Amplitude und der Folgeeffekt auf die niedertroposphärische Wellenbildung in den Tropen ist ein restriktiver, so daß insgesamt keine Feuchteanomalie mehr zustandekommt. Bemerkenswert bleibt die Diskrepanz zwischen Wirbelgröße und Welligkeitsindex über dem Sahel: die positiven Wirbelgrößenanomalien können sich angesichts der negativen Häufigkeitsabweichungen überdurchschnittlicher Zyklonalwelligkeitsindizes nur durch noch stärkere Restriktionen in der antizyklonalen Wellenphase (hier nicht gegeben), durch überproportionale Zyklonalwellenentwicklungen im weitgehend wetterunwirksamen unterdurchschnittlichen Indexbereich (ebenfalls hier nicht gegeben) oder durch zyklonale Scherungsbeiträge erklären, wie sie etwa auf der äquatorwärtigen Seite eines relativen Ostwindmaximums auftreten.

Charakteristisch für anomal trockene Monate im Sahel sind die Parameterverteilungen, wie sie etwa im Juli 1982 auftreten, einem Monat, der in den jahresgangbereinigten Bestimmtheitsmaß-Abweichungen von Abb. 9 bei Hauptkomponente 2 erkennbar hervortritt. Verstärkungen der tropischen Ostströmung (Abb. B12) sind vor allem im Äquatornäheren Bereich des indischen Ozeans sowie in Südostasien zu beobachten, während über Afrika vorwiegend Abschwächungen zu finden sind. Die außertropische Westdrift der Nordhemisphäre ist am polwärtigen Rand des Abbildungsausschnitts ebenfalls abgeschwächt, an ihrer Äquatorwärtigen Peripherie jedoch verstärkt, wie es für high-index-Lagen in niedrigen Breiten charakteristisch ist. Dazu paßt auch die gegenüber August 1976 deutlich kleinere Amplitude des mediterranen Höhentrog im Verteilungsbild der 200 hPa-MeridionalKomponenten. Das Maß der mitteltroposphärischen Vertikalbewegung zeigt über Nordafrika großräumige Absinkbewegungen, und die untere Troposphäre vermittelt ebenfalls ein niederschlagsungünstiges Bild: zur antizyklonalen Seite gerichtete 700 hPa-Wirbelgrößenanomalien über dem größten Teil des Sahel, negative Abweichungen über ganz Westafrika beim Zyklonalwellenmaß, das in Äquatornähe ab Zentralafrika wieder mittelwertsnähere Größen annimmt, im Breitenstreifen 10-20°N jedoch erst im Osten des Kontinents, von wo ab es weiter östlich sogar überdurchschnittlich entwickelt ist.

Generell vergleichbare Konstellationen über Nordafrika kennzeichnen die meisten anomal trockenen Monate im Sahel, auch wenn andere Hauptkomponenten als im Juli 1982 im Höhenströmungsfeld bestimmend hervortreten. Allerdings gibt es auch einige Ausnahmen, von denen in Abb. B12 das Beispiel Juni 1971 wiedergegeben ist. Die 200 hPa-Zonalkomponentenanomalien verteilen sich in diesem ebenfalls anomal trockenen Monat genau umgekehrt wie im vorherigen Fall: Verstärkungen der tropischen Ostströmung auch im Bereich des Sahel, polwärts anschließend zunächst Abschwächungen und erst weiter nördlich wieder Verstärkungen der westlichen Höhenwinde. Diese Verteilung erklärt sich recht gut aus Hauptkomponente 3 (Abb. B11),

die im Höhenströmungsfeld vom Juni 1971 bestimmend hervortritt: die über dem nördlichen Nordafrika gelegene Antizyklone blockiert dort die Westdrift und führt an ihren Peripherien zu Beschleunigungen der jeweiligen Strömungsäste. Gleichzeitig werden durch die relativ südliche Lage des Hochdruckkerns Überentwicklungen zyklonaler Wellen in der Ostströmung unterdrückt (vgl. die lediglich Durchschnittsniveau erreichenden WI_{zyk}^* - Werte), insgesamt noch negative Wirbelgrößenanomalien erzeugt, die sich in einen kontinuierlichen derartigen Streifen vom Atlantik bis in den Indik einordnen, und abseits des höhendivergenten Guineaküstenbereichs weiträumige Absinkbewegungen mit Maximum im Höhenkonvergenz-Gebiet über Mauretanien aufgebaut, wodurch sich trotz des gegenteilig anmutenden Zonalkomponentenbildes anomal trockene Bedingungen in weiten Teilen des Sahel aufrechterhalten.

Abschließend soll nicht unterschlagen werden, daß ein weiterer anomal trockener Monat (August 1978) neben seiner Unauffälligkeit in der Höhenströmungs-Hauptkomponentenanalyse auch bei den übrigen Zirkulationsparameterverteilungen außer einer gewissen Abschwächung der tropischen Ostwinde kein spezifisches Merkmal zeigt, das seinen vorherrschenden Witterungscharakter erklären könnte. Offensichtlich spielen hier Internparameter und Randbedingungen wie Feuchtigkeitsverhältnisse und Meeresoberflächentemperaturen auch ohne erkennbares Signal in den großräumigen Strömungskonfigurationen eine ausschlaggebende Rolle.

6.3.2. Beispielsfall Indien

Die analoge Untersuchung für den Raum Indien erbringt in der Hauptkomponentenanalyse der 200 hPa-Strömung bemerkenswerter Weise auffällige Gewichtungsdifferenzierungen nur in sieben der zunächst selektierten zwölf Anomalie Monate. Die ersten sechs sinnhaft extrahierbaren Hauptkomponenten mit einem Gesamtvarianzerklärungsanteil von über 73% sind in ihren Betonungsphasen wieder eindeutig nach Feucht- oder Trockenanomalie differenziert (Abb. 10): Hauptkomponente 2 und 3 treten

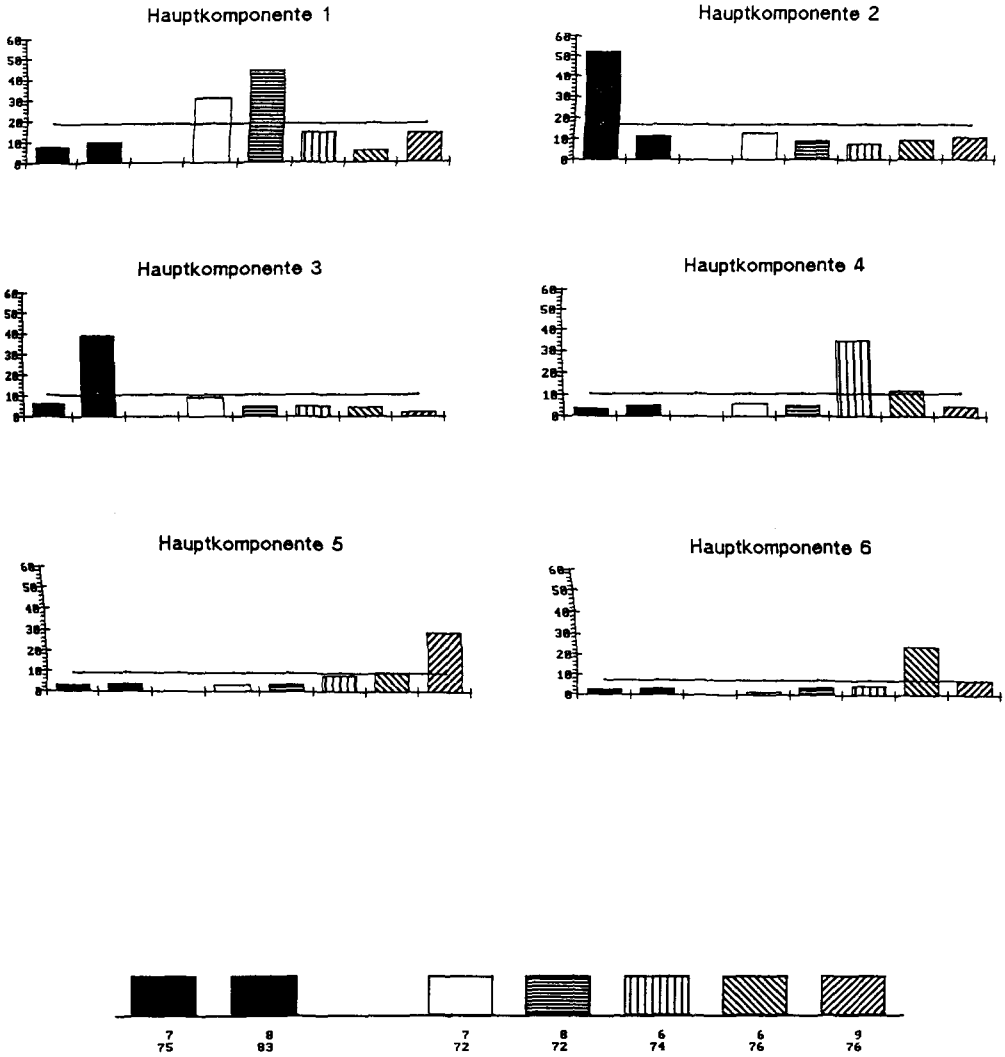


Abb. 10: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sechs Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) in Indien (Gesamtwert als Gerade)

jeweils in einem anomal feuchten Monat dominierend hervor, die übrigen in entsprechend trockenen; lediglich in den beiden vorkommenden Monaten Juni und September des Sommers 1976 beschränkt sich die Dominanz der jeweils führenden Hauptkomponente auf Teilabschnitte zu Beginn bzw. gegen Ende des betreffenden Monats und damit der gesamten Sommermonsunzeit (vgl. Abb. B10). Unter den repräsentierten Monaten befinden sich drei, die uns mit jeweils gleichen Anomalievorzeichen schon in der Sahel-Analyse begegnet sind (Juli 1975 sowie Juli und August 1972); die zugehörigen dominanten Hauptkomponenten 2 und 1 (Abb. B13) zeigen im Vergleich mit ihren Analoga 1 und 6 aus der Sahel-Analyse (Abb. B11) auch die grundsätzlich gleichen Züge, lediglich bei Hauptkomponente 1 aus Abb. B13 läßt sich eine südlichere Lage des Azorenhochs, eine prägnantere Ausbildung des westmediterranen Höhentrogs und eine einheitlicher zusammengefaßte Antizyklonalzirkulation im Bereich um das nördliche Rote Meer feststellen. Derartige Modifikationen erklären sich aus den unterschiedlichen Kollektiven der jeweils in einer Analyse zusammengefaßten Strömungsfelder; so sind die beiden Hochsommermonate 1972 in der Sahel-Analyse auch nicht derartig von Hauptkomponente 6 bestimmt wie von Hauptkomponente 1 in der Indien-Analyse (vgl. Abb. B10). An den grundlegenden Steuerungen und der gleichartigen Interpretierbarkeit der Strömungsfelder ändern derartige Modifikationen jedoch nichts.

Hauptkomponente 1 (Abb. B13), die also den anomal trockenen Hochsommer 1972 dominiert, zeigt im indischen Großraum eine markante Schwächezone in der tropischen Ostströmung zwischen der äquatorwärtigen Peripherieströmung des weit östlich liegenden Tibet-Hochs und einem äquaturnahen Strang wohlentwickelter Ostwinde. Die Höhenströmungskonfiguration nördlich von Indien erinnert in ihrer Abfolge des blockierend wirkenden Hochdruckgebietes mit Kern bei 37°N/95°E und des nachfolgenden Höhentrogos östlich des Kaspischen Meeres an die Blockierungssituationen vormals ostwärts wandernder Höhenträge, die RAMAN und RAO (1981) für eine Unterbindung normaler Monsunalaktivität verantwortlich machen. RAMASWAMY und PAREEK (1978)

untersuchen auf der Basis täglicher synoptischer Wetterkarten die Monsununterbrechung (break) in der letzten Juli-Woche 1972 (also in einem Zeitraum, in dem die Ladung von Hauptkomponente 1 nach Abb. B10 nochmals weiter ansteigt) und stellen interhemisphärische Simultanentwicklungen in beiden außertropischen Westwindzonen mit Wellenphasenübereinstimmungen in gleichen Längengebieten fest; andeutungsweise läßt sich dies vielleicht in der südhemisphärischen Wellenanordnung mit Trögen bei Madagaskar und vor der Westküste Australiens sowie einer dazwischenliegenden Antizyklonalwelle vermuten, aber der Phasenabstand zur Nordhemisphäre beträgt immerhin rund 20 Längengrade und es ist insbesondere kein direkt vermittelnder Strömungszusammenhang zwischen beiden Westwindzonen zu erkennen. Nun repräsentiert allerdings Hauptkomponente 1 nicht nur die besagte break-Phase, sondern große Teile des ganzen Hochsommers 1972. Insofern wäre es denkbar, bei einer Verschärfung der Strömungsgegebenheiten von Hauptkomponente 1 (z.B. durch beiderseitige Amplitudenvergrößerungen) zu einer direkten interhemisphärischen Wechselwirkung zu gelangen, in deren Gefolge Wellenphasenangleichungen und kulminativ ein völliges Zusammenbrechen des indischen Monsuns möglich erscheinen; mit den vorliegenden Analysemethoden läßt sich dies aber nicht verifizieren. Dagegen wird deutlich, daß eine substantielle Affinität zwischen den großräumigen Strömungsverhältnissen definitiver break-Phasen und insgesamt unterdurchschnittlich ergiebiger Monate oder Jahreszeiten besteht: erstere sind gewissermaßen Kulminationssteigerungen monsunrestriktiver Zirkulationssteuerungen, die schon in anomal trockenen Zeitabschnitten ohne break-Phase überdurchschnittlich hervortreten. Das Strömungsmuster von Hauptkomponente 1 repräsentiert dabei Zustandsformen mit östlich versetzter Höhenantizyklone nördlich von Indien, einem westlich davon blockierten Höhentrog und äußerst schwacher Ostströmung vom Golf von Bengalen bis ins westliche Arabische Meer.

Dies sind allerdings nicht die einzigen Höhenströmungskonfigurationen, die in Zusammenhang mit defizitärer Monsunergiebigkeit stehen. Hauptkomponente 4, die (bis auf ein kurzes

Intermezzo von Nummer 1) im Juni 1974 an führender Stelle steht (Abb. B10), erscheint ähnlich gradientschwach über Indien selbst, aber rund 15 Längengrade phasenverschoben in der polwärts anschließenden Wellenanordnung. Die dynamischen Konsequenzen für die tropische Monsunalaktivität bleiben dabei prinzipiell die gleichen wie im zuvor erörterten Fall. Hauptkomponente 5 dagegen zeigt (abgesehen vom mediterranen Raum) eine eher zonalisierte Strömungsanordnung und in ihrer weit äquatorwärts ausgreifenden Westströmung unverkennbare Affinitäten zur zweiten Hauptkomponente der Sahel-Analyse. Allerdings erscheint jetzt bereits eine transäquatoriale Westwind-Kontinuität über Afrika mit eingelagerter Zyklonalwelle über Nordostafrika und eine erwähnenswerte Eigenentwicklung im indischen Raum: zyklonal drehende äquaturnahe Westwinde über Südindien und nachfolgend antizyklonal in die mächtige steuernde Westdrift erneut umgelenkte südliche Winde über Nordost-Indien. Ein zyklonenetischer Impuls geht von dieser transitorischen Konfiguration offensichtlich nicht mehr aus, der überdurchschnittlich bedachte September 1976 bleibt vielmehr anomal trocken. Das Auftreten dieser Überbetonung in seiner zweiten Monatshälfte (vgl. Abb. B10) deutet zusätzlich darauf hin, daß es sich vor allem um ein verfrühtes Wiederkehren trockenzeitlicher Zirkulationssteuerungen handelt. Umgekehrt finden wir in Hauptkomponente 6, die im anomal trockenen Juni 1976 überdurchschnittlich hervortritt, den Fall verspäteten Monsuneinsatzes (Abb. B10): nun zeigt sich bei zunächst ähnlich zyklonal umgelenkten äquaturnahen Westwinden südlich von Indien und erneut (nun unter dem Einfluß eines übermächtigen ostasiatischen Höhentrog) antizyklonal umdirigierten Südwinden aus dem Golf von Bengalen eine Höhenströmungskonfiguration, die zwischen den äußerst breitangelegten Trögen um den östlichen Mittelmeerraum und das östliche Asien eine relativ bescheidene Antizyklonalwelle ausbildet, die als Initialstadium eines späteren voll steuerungsentwickelten sog. Tibet-Hochs angesehen werden kann. Diese Initialzelle ist offensichtlich noch nicht hinreichend stark, um das gewohnte Sommermonsunalregime über Indien zu etablieren. Über die Gründe einer verspäteten Entwicklung des tibetanischen Höhen-

hochs läßt sich sehr viel spekulieren, Ausmaß und Andauer der winterlichen Schneebedeckung im Gebiet der potentiellen hochgelegenen Heizfläche sind aber sicherlich nicht zu vernachlässigende Randbedingungen (HAHN und SHUKLA, 1976; REITER und DING, 1980/81).

Gänzlich andersartige Höhenströmungsverhältnisse herrschen in anomal feuchten Sommermonatsmonaten Indiens. Im Juli 1975 tritt mit fast 53% Varianzerklärungsanteil Hauptkomponente 2 beherrschend hervor, die nun im Unterschied zu Hauptkomponente 5 und 6 eine vollendete zyklonale Umlenkung äquatornaher Westwinde über Südindien zeigt. Diese Westwinde resultieren aus einem Ast transäquatorialer Strömung von der Südhemisphäre über dem Kongobecken und sind offensichtlich verantwortlich für das Ostwärtswandern tropischer Störungen, das CADET und OLORY-TOGBE (1977) im indischen Ozean nördlich des Äquators im Sommer 1975 feststellen. Südlich des Golfs von Bengalen konvergieren diese Westwinde mit der bei Indonesien bis zum Äquator reichenden Ostströmung und werden zyklonal in das weiter nördlich gelegene Band kräftiger Ostwinde überführt, das sich bis zum Ostatlantik erstreckt und bereits in der Sahel-Analyse als monsunbegünstigend hervorgetreten ist. Bemerkenswert bleibt der Umstand, daß nördlich von Indien erneut ein Höhentrog zu finden ist, also in einer ähnlichen Längsposition wie bei der 'trockenen' Hauptkomponente 4. Allerdings liegt die östlich anschließende Antizyklone jetzt relativ weit südlich und vermag offensichtlich keinen blockierenden Effekt auf den nachfolgenden Höhentrog auszuüben, wie es umgekehrt jedoch in monsunaldefizitären Strömungskonfigurationen auftritt. Wandernde und rasch wieder ersetzte Höhenträge stimulieren dagegen nach RAMAN et al. (1980) die Bildung von Monsundepressionen im Golf von Bengalen, und Hauptkomponente 2 zeigt eher Züge wandernder als quasi-stationärer Tröge.

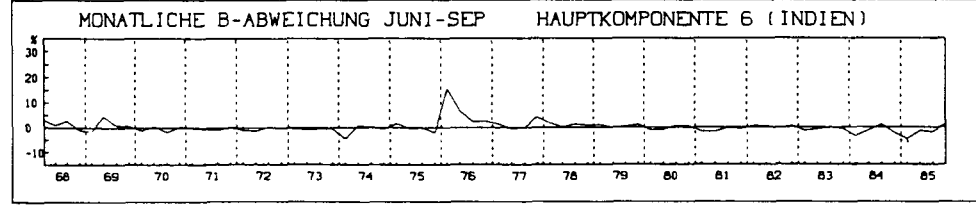
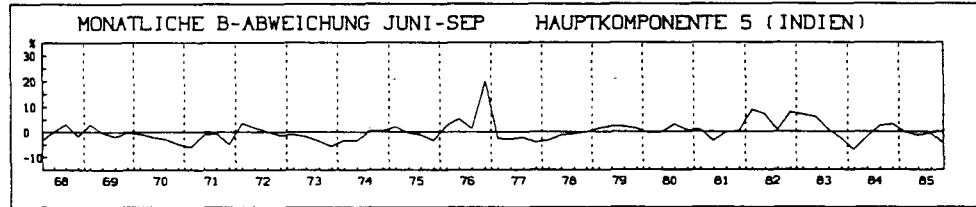
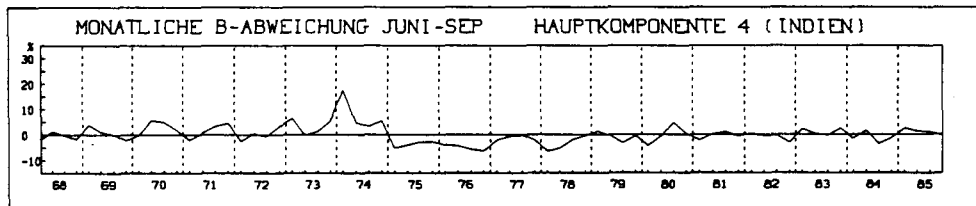
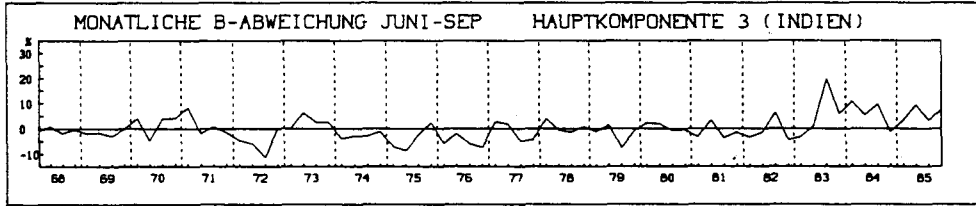
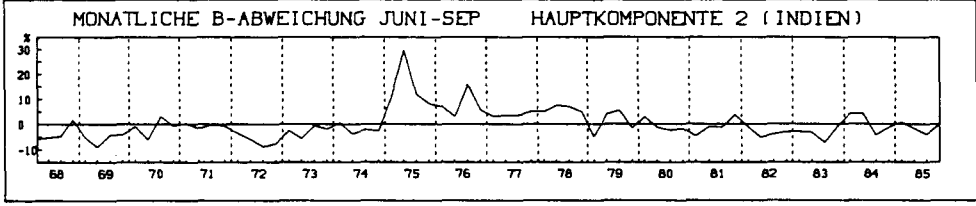
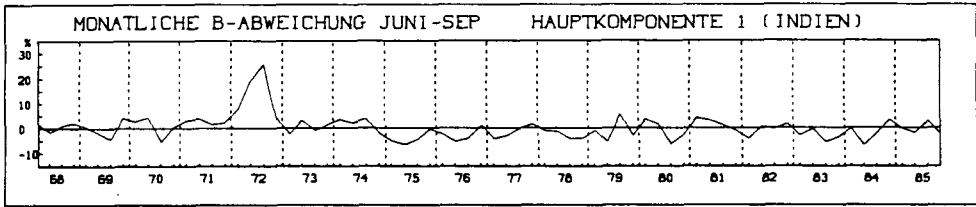
Andersartig ist die Strömungskonfiguration von Hauptkomponente 3, die ebenfalls zu positiven Monsunanomalien über Indien führt (August 1983). Jetzt liegt eine kräftige Antizyklone

nördlich von Indien (mit ihrem Kern sogar etwas nordwestlich des tibetanischen Hochlandes) und führt sowohl zu einem lateralen Anschwellen als auch zu einer kräftigen Beschleunigung der über Indonesien noch relativ schwach entwickelten tropischen Ostströmung. Erst über Afrika ändert sich das Bild wieder insofern, als der südhemisphärische Teil der Ostströmung ausläuft oder polwärts umgelenkt wird, der nordhemisphärische Teil sich etwas abschwächt und an seiner nördlichen Flanke in die antizyklonale Zirkulation eines Libyen-Hochs einbezogen wird. Indien liegt also gerade im maximalen Entwicklungsbereich der tropischen Ostströmung.

Betrachtet man die jahresgangbereinigten Repräsentanzabweichungen der Hauptkomponenten in den Höhenströmungsfeldern aller verfügbaren Sommermonatsmonate (Abb. 11), so erkennt man neben einer gewissen Ausweitung der Überrepräsentanz von Hauptkomponente 2 auf die benachbarten Monate der Kulminationsphase vom Juli 1975 nur noch zwei erwähnenswerte Spitzen über 10% außerhalb der analysierten Einzelmonate: August 1976 bei Hauptkomponente 2 sowie Juni 1984 bei Hauptkomponente 3. In beiden Fällen sind die Abweichungen aber nur gut halb so groß wie in den Kulminationsmonaten Juli 1975 bzw. August 1983; die Betonung der jeweiligen Zirkulationssteuerung ist dabei offensichtlich noch nicht stark genug, um signifikante Niederschlagsanomalien hervorzubringen. Insgesamt erweisen sich die präsentierten Hauptkomponenten erneut als anomalie-spezifisch.

Die ausgewählten Zirkulationsparameterverteilungen (Abb. B14) umfassen im Beispielsfall Indien nur vier Größen, da die mittleren Meridional Komponenten hier nicht differenzierend in

Abb. 11: Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Juni bis September (200 hPa Strömungsanalyse Indien).



Erscheinung treten und deshalb nicht berücksichtigt zu werden brauchen. Als erster Beispielsmonat figuriert der September 1983, der im Gefolge seines Vorgängermonats zwar immer noch anomal feucht über Indien war, bei der im August steuernden Hauptkomponente 3 jedoch nur mehr wenig überdurchschnittliche Repräsentanz zeigt (Abb. 11). Die zyklonale Wellenentwicklung in der unteren Troposphäre sinkt im Breitenstreifen 10-20°N nach ihrem immer noch überdurchschnittlichen Maximum im Arabischen Meer über Indien auch bereits auf mittlere Werte (weiter östlich noch darunter), im Breitenstreifen 0-10°N sogar auf unterdurchschnittliche Werte auf der gesamten Länge des indischen Ozeans (Abb. B14). Zu berücksichtigen bleibt, daß das 700 hPa-Niveau (anders als im nordafrikanischen Bereich!) über Indien zumeist noch innerhalb der unteren sommermonsunalen West- bis Südwestströmung liegt. Sie zeigt nach Abb. B14 im äquatorferneren Bereich insgesamt immer noch positive Wirbelgrößenanomalien vom Arabischen Meer bis über ganz Indien hinweg, während erst der äquatornahe Teil in negative Wertebereiche gerät. Auch die darüberliegenden tropischen Ostwinde sind nach wie vor verstärkt, und über dem gesamten südost- und südasiatischen Gebiet herrscht noch weitläufig aufsteigende Luftbewegung, die auch den Golf von Bengalen und den Westteil Indiens miterfaßt und nur an der Ostseite des Subkontinents im Mittel schon entgegengerichtet ist. Insgesamt kann davon gesprochen werden, daß die kräftigen monsunverstärkenden Impulse der Höhenströmung vom August bis in den folgenden Monat hinein weiterwirken, auch wenn dann die Höhenströmung die ursprünglichen Steuerungsmomente längst nicht mehr so deutlich zeigt.

Ein überraschendes Bild gibt der anomal feuchte Juli 1975 ab: die 700 hPa-Wirbelgrößenanomalien sind im gesamten indischen Raum negativ, obwohl die Verteilung der 200 hPa-Zonalkomponentenanomalien das Zirkulationsmuster von Hauptkomponente 2 indirekt bestätigt: abgeschwächte Ostwinde im äquatornahen Bereich von Afrika bis Indonesien, die im Kernraum der Anomalie über dem indischen Ozean sogar in westliche Winde umschlagen (etwa längs der 2.0-Isanomale), sowie polwärts da-

ran anschließend verstärkte Ostwinde, die bis nach Nordafrika reichen und dort ebenfalls anomal feuchte Verhältnisse im Sahel hervorbringen. Die 700 hPa- WI_{zyk}^* -Häufigkeiten zeigen überdies, daß sich der zyklonale Impuls durch die Drehung der Höhenströmung südlich des Golfs von Bengalen bis in untere Troposphärenschichten durchsetzt (mehr als doppelt so hohe Werte als gewöhnlich in diesem Bereich). Andererseits wird die bodennahe West- bis Südwestströmung nicht wie die Höhenströmung gänzlich in östliche Windrichtungen umgelenkt, so daß kompensatorische Drehungen im Verein mit antizyklonalen Scherungen zu den negativen Wirbelgrößenanomalien geführt haben müssen. Die Dominanz der Höhenströmung zeigt sich an diesem Beispiel sehr deutlich, denn insgesamt resultiert doch eine überdurchschnittliche Niederschlagsaktivität.

Bei den anomal trockenen Monaten sind Juli und August 1972 trotz ihrer Zugehörigkeit zur gleichen defizitären Sommermonsunzeit gleichermaßen dargestellt worden, weil sich bemerkenswerte Partialunterschiede aufzeigen lassen. Beide Hochsommersommonate sind zunächst durch weiträumige Abschwächungen der tropischen Ostströmung gekennzeichnet (Abb. B14), die zumindest den ganzen sommermonsunalen Bereich im altweltlichen Hemisphärenausschnitt umfassen und insbesondere auch mit sahelianischen Dürrebedingungen zusammenfallen. Auch die Ausbildung niedertroposphärischer Zyklonalwellen ist großräumig reduziert, im nordafrikanischen Bereich noch stärker als im indischen. Dagegen zeigen die übrigen Parameter der Wirbelgröße und der Vertikalbewegung unterschiedliche Verteilungen in den beiden Folgemonaten: im Juli erstreckt sich das Gebiet absinkender Luftbewegung von seinem Zentrum im Arabischen Meer gerade bis zur Westküste Indiens bei noch aufsteigender Luftbewegung im östlichen Landesteil, während die Wirbelgrößenanomalien über dem gesamten Subkontinent negativ sind. Im August dagegen sind diese Wirbelgrößenanomalien außer im äußersten Süden schon wieder positiv, während nun das Gebiet absinkender Luftbewegung vom Arabischen Meer bis weit in den Subkontinent hineinreicht und der östlich anschließende Streifen aufsteigender Luftbewegung nur mehr den Golf von

Bengalen und Nordost-Indien erfaßt. Bei vergleichbarer Höhenströmungssteuerung in beiden Monaten zeigt dieser Unterschied sowohl die Mehrdeutigkeit des zugehörigen atmosphärischen Gesamtzustandes als auch die ungeachtet dieser Varianten letztlich ausschlaggebende Wirkung der Höhenströmungskonfiguration im resultierenden Niederschlagsgeschehen.

Juni 1976 schließlich als Beispiel verspäteten Monsuneinsatzes zeigt in den 200 hPa-Zonalkomponentenanomalien ein ähnliches Bild wie Juli 1975, wengleich keine großräumigen Ostwindverstärkungen im indischen Raum zu beobachten sind. Erneut lassen sich weitverbreitete negative Wirbelgrößenanomalien im indischen Ozean feststellen, die einen Großteil des Subkontinents miterfassen. Dies korrespondiert nun allerdings mit seinen negativen Niederschlagsanomalien, und die bei noch nicht voll entwickeltem Tibet-Hoch nur unvollständig gelungene und anschließend wieder entgegengesetzte Umlenkung der äquaturnahen Westwinde im indischen Ozean (vgl. Hauptkomponente 6) drückt sich jetzt auch in einer andersartigen WI_{zyk}^* -Verteilung aus: nur geringfügig positive Abweichungen südlich des Golfs von Bengalen und signifikant negative Abweichungen nordwestlich davon. Der Unterschied nur angedeuteter und ganz vollzogener Zyklonalitätsumlenkung in der Höhenströmungssteuerung macht sich also auch in der unteren Troposphäre und im Niederschlagsergebnis bemerkbar.

Die restlichen Anomalie-Monate zeigen prinzipiell ähnliche Verteilungsmuster wie die selektiv dargestellten, wobei auch die in der Höhenströmungs-Hauptkomponentenanalyse unauffälligen Trockenmonate September 1977 und August 1979 monsunale restriktive Züge aufweisen (v.a. bei den niedertroposphärischen Wirbelgrößenanomalien). Nicht zu erklären ist mit den vorliegenden Größen der Anomaliecharakter im Juni 1978 (feucht) und im August 1982 (trocken).

6.3.3. Beispielsfall Karibischer Raum

In dieser Analyse werden die Anomalie Monate in Zentralamerika und im nördlichen Südamerika zusammengefaßt (vgl. Abb. 7). Die Güte der Hauptkomponentenanalyse der 200 hPa-Strömung ist in diesem Fall etwas geringer, umfassen die acht sinnhaft extrahierbaren Hauptkomponenten doch nur knapp zwei Drittel der Gesamtvarianz und nähert sich der September 1984 schon stark einer Durchschnittsverteilung (Abb. 12). Erneut zeigt sich jedoch bei den (von ursprünglich 15) im Endlauf verbleibenden 11 Monaten eine weitgehend anomaliebedingte Gruppierung hinsichtlich der Hauptkomponenten (Abb. 12): die erste, fünfte und achte treten nur in anomal trockenen Monaten signifikant überdurchschnittlich hervor, die übrigen nur in anomal feuchten bis auf zwei geringfügigere Ausnahmefälle: im trockenen Juli 1973 wird auch die 'feuchte' Hauptkomponente 4 sekundär noch erkennbar, nach Abb. B10 allerdings nur zu Beginn und am Ende des Monats die führende Hauptkomponente 1 erreichend; im trockenen September 1976 macht sich auch die 'feuchte' Hauptkomponente 3 überdurchschnittlich bemerkbar, nach Abb. B10 jedoch erst am Ende des Monats bei vorheriger Dominanz der ersten Hauptkomponente. Somit kann erneut von anomaliespezifischen Strömungsmustern gesprochen werden, zumal in Abb. 13 nur ein weiterer nicht-anomaler Monat mit mehr als 10% Abweichung vom monatsüblichen Bestimmtheitsmaß auftritt (August 1982 bei Hauptkomponente 1; vgl. dazu auch die zusätzlichen Parameterverteilungen, im Text weiter unten). Unter den selektierten Anomalie Monaten fällt lediglich der Juli 1973 gegenüber Abb. 12 bei Hauptkomponente 1 erkennbar ab (d.h. ein großer Teil ihrer Repräsentanz ist monatsüblich), dafür erreicht die ebenfalls 'trockene' Hauptkomponente 5 fast noch die 10%-Marke.

Der anomaliespezifische Charakter der Hauptkomponenten wird auch an ihren Strömungsfeldern deutlich (Abb. B15). Hauptkomponente 1, die sehr häufig in Erscheinung tritt (nach Abb. B10 vor allem im Juli 1977, aber abschnittsweise auch im Juli 1973, im September 1976 und sogar im September 1972), zeich-

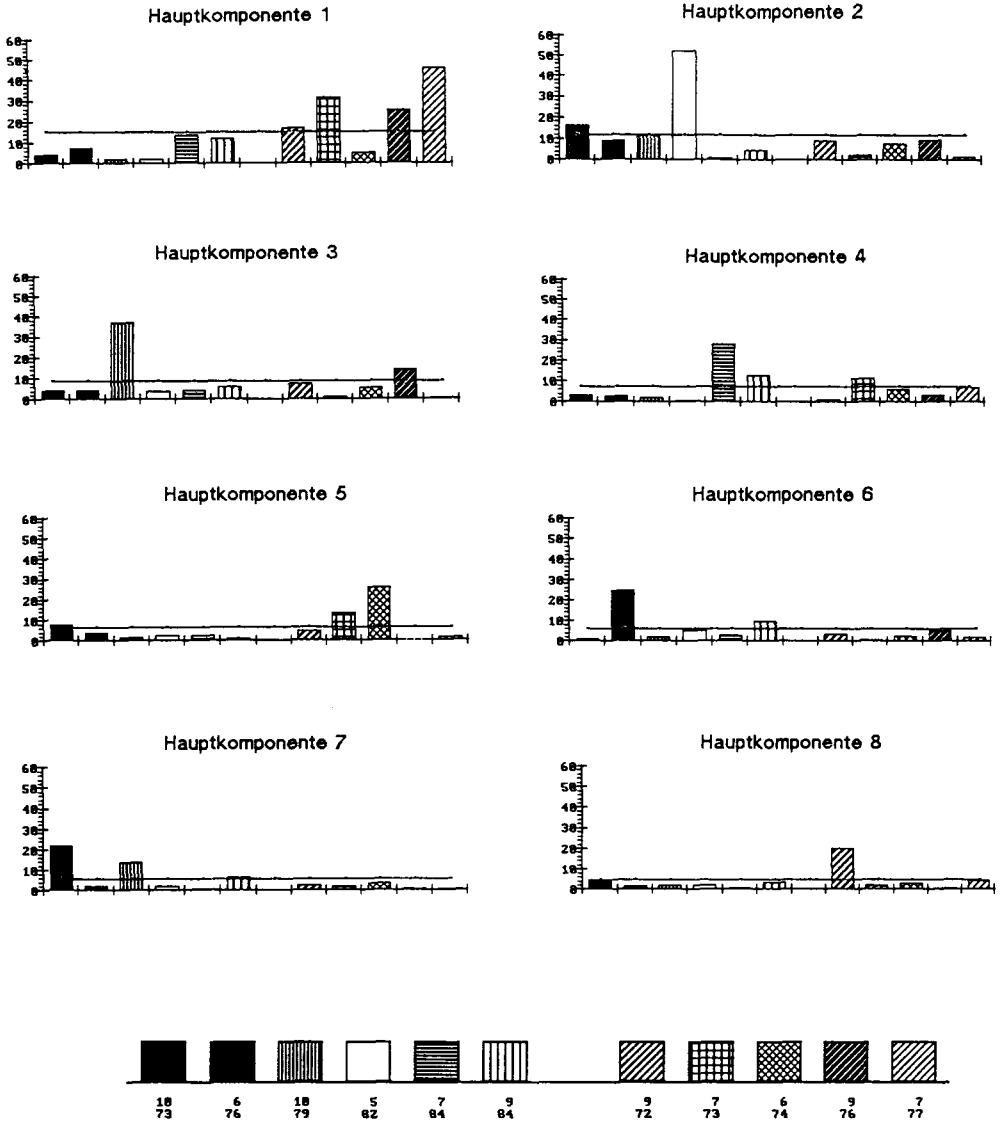


Abb. 12: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten acht Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) im Karibischen Raum (Gesamtwert als Gerade)

net sich durch eine kräftige Antizyklone über den Vereinigten Staaten von Amerika aus, die zwar über dem Golf von Mexiko noch zu starken Ostwinden führt, weiter südlich aber keine zusammenhängend entwickelte großräumige Ostströmung mehr anzutreiben vermag. Die Gründe für diese Unterschiedlichkeit sind aus dem Strömungsfeld selbst nicht unmittelbar zu erkennen. Jedenfalls folgt nach dem polwärtigen Abbiegen der afrikanischen Ostströmung in einen sich abzuschnüren beginnenden ostatlantischen Höhenrücken über dem gesamten nordhemisphärischen Bereich der amerikanischen Tropen vom Westatlantik bis in den Ostpazifik eine ausgedehnte Zone gradientschwacher Höhenwinde, die zwischen die östliche Peripherieströmung des Nordamerika-Hochs und die fast bis zum Äquator reichenden Westwinde der Südhemisphäre eingelagert ist. In dieser Zone finden sowohl zyklonale (über Süd-Mexiko) als auch antizyklonale Winddrehungen statt (über der Südwest-Karibik), so daß sogar ein schmaler Streifen mit westlichen Winden über Zentralamerika entsteht, die jedoch auch ohne große Prägnanz bleiben. Über dem Nordatlantik erkennt man eine abgeschnürte Zyklonalzelle, die jedoch für die Tropen noch keine direkte Bedeutung besitzt.

Als weiteres niederschlagsdefizitäres Strömungsmuster ergibt sich Hauptkomponente 5, die vor allem im Juni 1974 bestimmend hervortritt. Sie zeigt eine ausgeprägt meridionale Zirkulationsstruktur mit kleiner Wellenlänge vom Ostpazifik bis in den Atlantik und erst danach wieder zonalisierte oder diagonalisierte Strömungsanordnungen. Besonders großamplitudig ist der atlantische Höhentrog ausgebildet, an dessen äquatorwärtiger Flanke eine weit südlich abgedrängte Antizyklone östlich von Venezuela liegt. Dabei gelangen zwar östliche Winde, die schon quer über den Atlantik zu verfolgen sind, in Äquatornähe bis nach Südamerika herein, werden aber (wie spiegelbildlich auf der Südhemisphäre gleichermaßen) rasch wieder antizyklonal umgelenkt, so daß über dem größten Teil des nordhemisphärischen Südamerika erneut ein windschwaches Strömungsfeld entsteht. Bezeichnenderweise treten im Juni 1974 auch gerade dort markante Niederschlagsdefizite auf (weniger

über Zentralamerika). Etwas ungewöhnlich mutet die Position der ostpazifischen Antizyklone über dem Äquator an; eine realistischere Lage wäre wohl etwas weiter nördlich (in der Wurzelzone des westamerikanischen Höhenrückens) oder nordöstlich (südlich an den ostamerikanischen Höhentrog anschließend). In diesem Fall wäre die Konsequenz für das nordhemisphärische Südamerika ähnlich, käme es doch unter einen Bereich erzwungener Höhenkonvergenz mit der entsprechenden dämpfenden Wirkung auf konvektive Prozesse. Hauptcharakteristikum des Strömungsmusters 5 ist also eine bis in Wendekreisnähe reichende Meridionalzirkulation der Außertropen, unter deren Einfluß subtropische Hochdruckzellen so weit äquatorwärts abgedrängt werden, daß selbst äquatornähere Teile der Tropen entweder unter ihren direkten Einfluß gelangen oder aber in dazwischengelegene Bereiche, die je nach Abstand zweier Zellen entweder windschwach oder höhenkonvergent beschaffen sind; in jedem Fall kann sich keine normale Monsunalzirkulation entwickeln, und die betroffenen Bereiche bleiben niederschlagsdefizitär.

Ein weiteres Strömungsmuster anderer Art mit ähnlicher Wirkung ist Hauptkomponente 8, die nach Abb. B10 vor allem gegen Ende September 1972 bestimmend wird. Ihr Höhenströmungsfeld zeigt ein relativ breites Band westlicher Winde vom östlichen Pazifik bzw. Süd-Mexiko über den gesamten karibischen Raum hinweg bis in den Atlantik, wo es sich mit außertropischen Westwinden zu einem noch breiteren Band über Nordafrika vereinigt. Diese Strömungskonfiguration ist in ihrer konvektionsdämpfenden Wirkung bekannt (vgl. etwa RIEHL, 1973), jedoch in der Variante von Hauptkomponente 8 insofern bemerkenswert, als der Hauptast westlicher Winde über Amerika und dem Atlantik nach wie vor weiter nördlich verläuft, während die tropischen Westwinde, die RIEHL (1973) während des ganzen Sommers 1972 über Venezuela dominieren sieht, durchaus als eigenständiges Strömungsmoment erscheinen, dem über dem Golf von Mexiko mit zyklonaler Drehung nur ein abgezwigter Seitenast der außertropischen Westwinde zugeführt wird.

Strömungsmuster mit niederschlagsfördernder Wirkung sind in der karibischen Analyse interessanterweise zahlreicher vertreten. Ein erstes (Hauptkomponente 2), das mit fast 53% Varianzerklärungsanteil im Mai 1982 konkurrenzlos dominiert, erscheint aber auch eher nur für die frühe Regenzeit während des hemisphärischen Frühjahrs charakteristisch: ein großamplitudiger Höhentrog erstreckt sich aus der Gegend von Neufundland bis fast 10°N , also bis in die inneren Tropen, und zwar dergestalt, daß die Rückseite des Troges, an der hochreichende Kaltluft äquatorwärts transportiert wird, sich etwa im Längsbereich des karibischen Meeres befindet. Eine derartige Situation ist kennzeichnend für Fälle, in denen (kalt-)frontale Prozesse auch in den Tropen beobachtet werden (WEISCHET, 1983, S. 232), und unsere Beispielsräume liegen noch im potentiellen Wirkungsbereich derartiger Ausnahmereisnungen. Über Venezuela dürfte auch das antizyklonale Ausströmen in der Höhe im Vorfeld des zyklonalen Höhentrog zur Konvektionsbelebung beigetragen haben. Die jahreszeitliche Rhythmik der atmosphärischen Zirkulation impliziert das Häufigkeitsmaximum derartiger großamplitudiger Tröge gerade im Frühjahr, wie es z.B. auch am frühjährlichen Niederschlagsmaximum in ganz andersartigen Regionen zum Ausdruck gelangt (marokkanischer Atlas, kontinentale Steppengebiete). Deshalb erscheint es nicht zufällig, daß sich der Sonderfall eines unmittelbaren Höhentrog-Eindringens bis in die inneren Tropen ebenfalls in einem Frühjahrs-Monat zeigt.

Umgekehrt findet im Herbst gegen Ende der sommerhalbjährlichen Regenzeit ein weiteres Strömungsmuster (Hauptkomponente 3) seinen maximalen Repräsentanzgrad (im Oktober 1979 nach Abb. B10 auf die erste Monatshälfte konzentriert), das in seiner vorliegenden Ausführungsform vor allem dem nördlichen Venezuela überdurchschnittliche Niederschläge bescheren muß: zwischen zwei Höhentrogen über dem östlichen Nordamerika und vor der Westküste Europas ein zentrales nordatlantisches Hoch, an dessen südlicher Flanke eine offensichtlich abgeschwächte Zyklone in tropischen Breiten zu erkennen ist. Von welchem der Höhenträge der Abschnürungsprozeß stattgefunden

haben mag, ist am Strömungsmuster nicht eindeutig zu unterscheiden und in den realen Strömungsabfolgen wohl auch alternativ vorstellbar, aber es scheint sich um frische Vorgänge zu handeln mit der Implikation eines noch kalten Kerns in der abgeschnürten Zyklone, wodurch gerade im nord-venezuelanischen Bereich konvektionsverstärkende Labilisierung stattfinden muß.

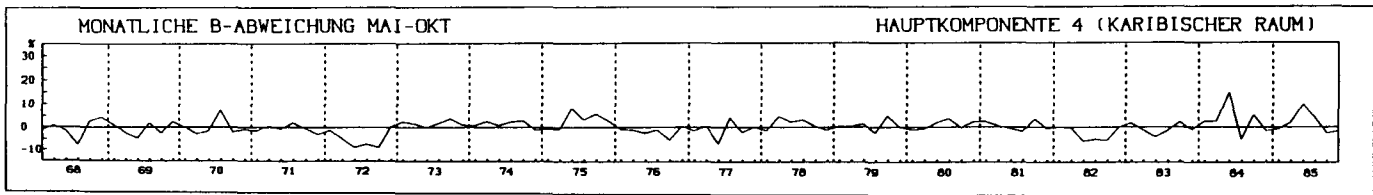
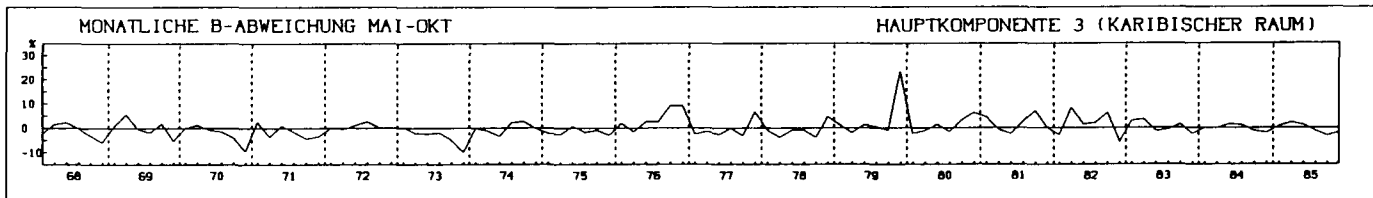
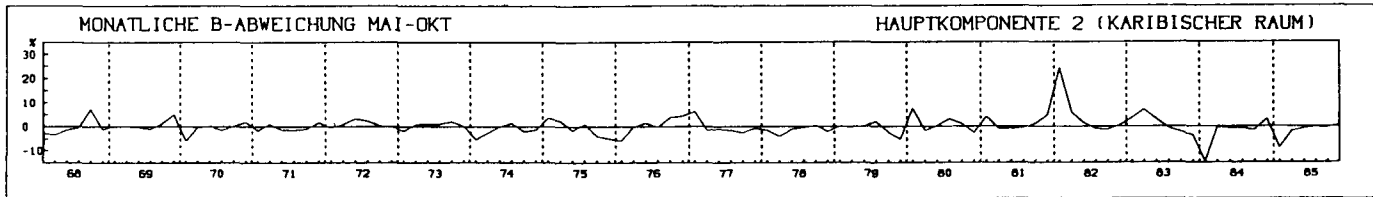
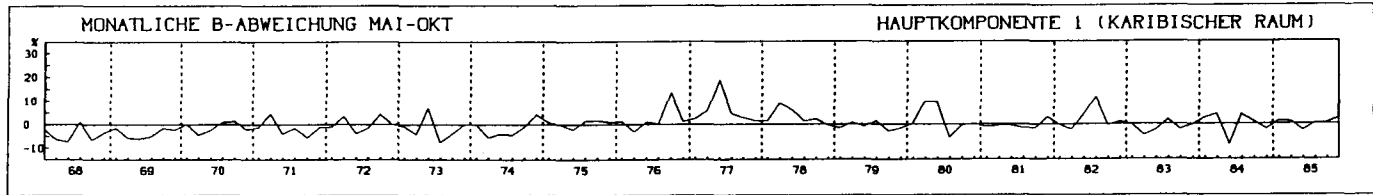
Ähnliches gilt für den zentralamerikanischen Raum in der andersartig angeordneten Strömungskonfiguration von Hauptkomponente 6, die im Juni 1976 besonders hervortritt (nach Abb. B10 mit zwischenzeitlicher Unterbrechung in der Monatsmitte). Jetzt liegt eine kräftige Zyklonalzelle über dem Südosten der Vereinigten Staaten, die an ihrer langgestreckten Rückseite mit starken nördlichen Winden relativ kalte Luft bis in den zentralamerikanischen Raum dirigiert und dort frontale oder labilisierende Prozesse auslöst, während die meridional weniger ausgedehnte westatlantische Zyklonalausweitung des ostatlantischen Troges Südamerika nicht mehr wetterwirksam erreicht.

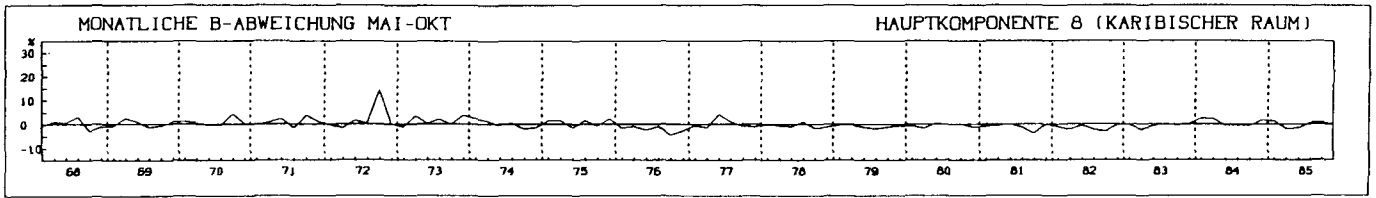
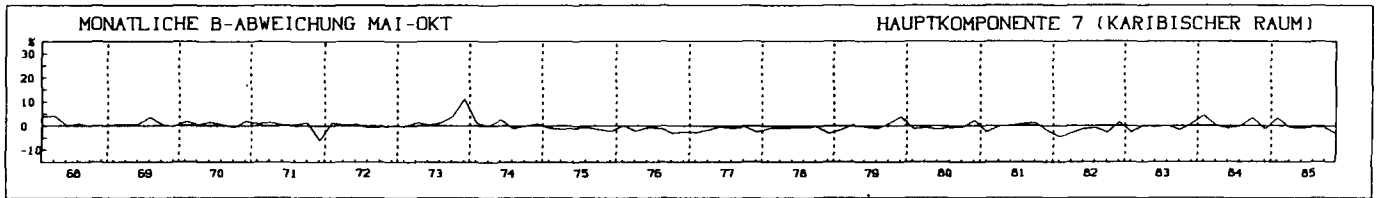
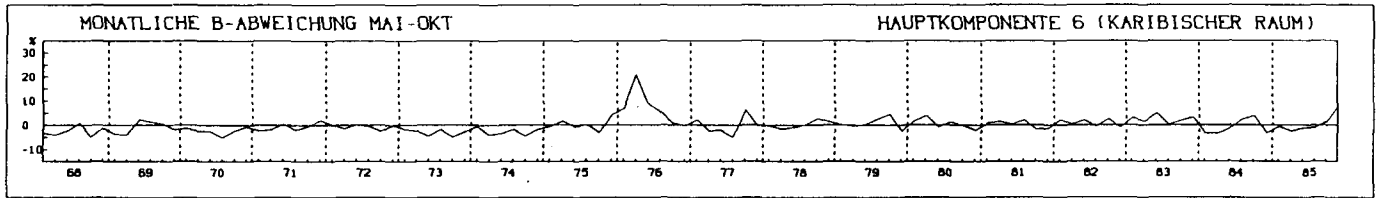
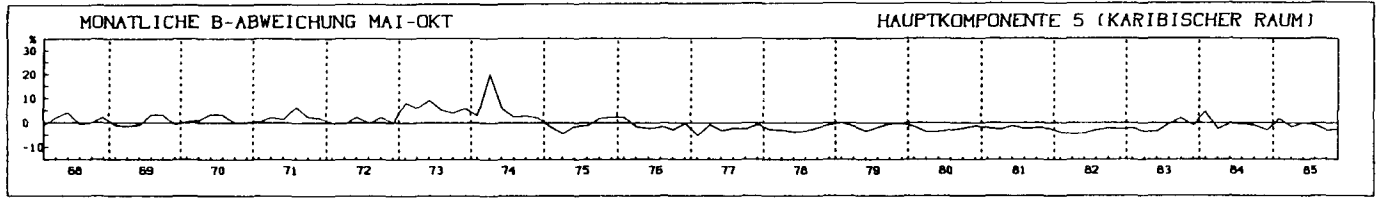
Neben diesen drei Strömungsmustern, die allesamt eine ausschlaggebende Beteiligung außertropischer Einflußmomente zeigen - und zwar hier nicht im Sinne einer Unterbindung normaler Monsunaktivität, sondern im Sinne einer erzwungenen Konvektionsverstärkung - treten aber auch noch eher wohlbekanntere niederschlagsfördernde Steuerungen auf. Hauptkomponente 4, in den ersten zwei Dritteln des Juli 1984 vornehmlich bestimmend (Abb. B10), zeigt eine kontinuierliche tropische Ostströmung im gesamten Abbildungsausschnitt, die nur im Bereich des karibischen Meeres durch eine westatlantische Zyklone zwischenzeitlich beeinträchtigt, nicht aber nachhaltig gestört erscheint. Hauptkomponente 7, nach Abb. B10 in der zweiten Monatshälfte des Oktober 1973 dominant hervortretend, zeigt eine kräftige Antizyklone mit Kern nordöstlich des karibischen Meeres, die an ihrer südwestlichen Peripherie im Zusammenspiel mit der südhemisphärischen Antizyklonalzelle Höhendivergenzen entwickelt, die auch dem zentralamerikanischen Raum

noch konvektionsverstärkend zugute kommen, während das nordhemisphärische Südamerika eher im Höhenkonvergenzbereich liegt und bei der hochreichenden Konvektionsbewölkung teilweise auch bereits gegenläufige Abweichungen verzeichnet (hier nicht eigens ausgewiesen).

Die Verteilungen der zusätzlichen Zirkulationsparameter leiden im vorliegenden Beispielsfall daran, daß eine große Zahl der anomal trockenen Monate im Zeitraum der divergenzfreien Hough-Analyse liegt; die übrigen anomal trockenen Monate dagegen zeigen gerade keine typhafte Ausprägung in den Parameterverteilungen, sondern meist nur stark nivellierte Felder (bis auf eine hochsignifikante Abnahme der WI_{zyk}^* -Häufigkeiten im September 1972). Interessanterweise liefern auch die Zonalkomponentenanomalien im gesamten Kollektiv fast keine differenzierende Information, d.h. der bisher häufig zu beobachtende Tatbestand anomalieverschiedener Ostwindintensitäten ist im karibischen Raum auf monatlicher Basis meist nur insignifikant ausgebildet (bis auf wenige Fälle wie im Oktober 1973 oder im anomal trockenen Mai 1976, der in der Hauptkomponentenanalyse unauffällig geblieben ist). In Abb. B16 sind mithin nur drei Parameterverteilungen in drei Beispielsmonaten wiedergegeben. August 1982 ist dabei derjenige Monat, der als nicht anomaler in den nachträglichen Korrelationen von Hauptkomponenten und Originalwindfeldern dennoch überdurchschnittliche Repräsentanz von Hauptkomponente 1 zeigt (vgl. Abb. 13). Unterdurchschnittlich sind auch die Häufigkeiten stärkerer Zyklonalwellenindizes in der unteren Troposphäre, deren mittlere Häufigkeiten bemerkenswerter Weise meist erst jeweils westlich der kontinentalen Abschnitte ihr Maximum erreichen (Abb. B16). Die 700 hPa-Wirbelgrößenanoma-

Abb. 13: Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Mai bis Oktober
(200 hPa Strömungsanalyse Karibischer Raum).





lien sind zwar im August 1982 vorwiegend negativ über Zentralamerika und Venezuela, zeigen aber eine Zone positiver Abweichungen vom äquatorialen Ostpazifik bis in die Gegend von Panama. Die mittlere Vertikalbewegung ist schließlich über dem gesamten tropischen Westen von Südamerika bis in die Karibik hinein aufwärts gerichtet, wodurch das Fehlen negativer Niederschlagsanomalien verständlich wird. Offensichtlich ermöglicht ein Höhenströmungsfeld wie in Hauptkomponente 1 unter bestimmten Gegebenheiten auch normal entwickelte Konvektionsaktivität im karibischen Raum; derartige Gegebenheiten können in einem graduell gesteigerten antizyklonalen Ausströmen in der Höhe (in Hauptkomponente 1 etwa über Nord-Kolumbien und der südlichen Karibik), in einem stärker konvergenten Strömungsfeld der unteren Troposphäre (das z.B. scheinungsbedingte positive Wirbelgrößenanomalien wie in Abb. B16 erzeugen könnte) oder in konvektionsbelebenden Randbedingungen liegen (wärmere Meeresoberflächentemperaturen oder höhere Feuchtigkeitszufuhr).

Auf der Seite positiver Niederschlagsanomalien soll der Septembermonat 1984, der in der Höhenströmungsanalyse nur mehr schwach überdurchschnittliche Varianzerklärungsanteile der Hauptkomponenten 4 und 6 erbracht hat (Abb. 12), als charakteristisches Beispiel niederschlagsbegünstigender Parameterkonstellationen herausgegriffen werden. Alle drei Größen zeigen positive Abweichungen, wobei vor allem die nahezu verdoppelten WI_{zyk}^* - Häufigkeiten westlich von Zentralamerika besonders eindrucksvoll hervortreten. Über dem nördlichen Südamerika herrschen dagegen leicht negative Abweichungen, die bei $60^{\circ}W$ sogar bis zur Nulllinie zurückführen. Hier spielen allerdings zyklonale Wellen auch im Mittel keine so große Rolle wie etwa westlich und nordwestlich davon. Das Maß der Vertikalbewegung jedenfalls zeigt weiträumig aufsteigende Luftbewegung im Monatsmittel, die nahezu die gesamten nordhemisphärischen Tropen zwischen Ostpazifik und Westatlantik umfaßt. Auch die Wirbelgrößenanomalien der unteren Troposphäre sind verbreitet positiv, bis auf die Negativabweichungen im äquatornahen Ostpazifik, wodurch nahezu ein umgekehrtes

Verteilungsmuster wie im August 1982 entsteht. Die positiven Werte über Venezuela bei gleichzeitig bis auf Null sinkender WI_{zyk}^* - Häufigkeit können entweder auf zyklonale Scherungen äquatorwärts des offensichtlich weiter nördlich liegenden Ostwindmaximums oder auf zyklonale Wellenbildung hauptsächlich im unterdurchschnittlichen Indexbereich (flache Wellen) hinweisen. In jedem Fall konnte sich auch dort eine selbst noch im Mittel aufsteigende Luftbewegung durchsetzen.

Insgesamt resultiert eine Parameterverteilung, die in den Grundzügen mit sekundären Modifikationen während der meisten anomal feuchten Monate wiederkehrt. Nur die zirkulationsdynamische Besonderheit des weit bis in die Tropen hineinreichenden Höhentrog (Hauptkomponente 2) verdient eine eigenständige Betrachtung: die mittleren Felder des entsprechenden Auftrittsmonats Mai 1982 zeigen in der unteren Troposphäre über Venezuela normale bis unterdurchschnittliche WI_{zyk}^* - Häufigkeiten und flache bis negative Wirbelgrößenanomalieverteilungen auch noch weiter nördlich. Dies zeugt von keiner direkten Trogeinwirkung im 700 hPa-Niveau mehr, die kleinere Trogamplitude läßt sich etwa an der Begrenzung der positiven Wirbelgrößenanomalien im Westatlantik ermessen. Auf der anderen Seite reicht das Gebiet mittlerer Aufstiegsbewegung vom Trogzentrum bei Neufundland über Venezuela hinweg sogar noch bis über den Äquator hinaus. Beides zusammengenommen erklärt sich aus der bekannten Tatsache, daß troposphärische Wellen der Außertropen mit zunehmender Höhe in der Regel größere Amplituden annehmen, also insbesondere Höhenträge auch weiter äquatorwärts reichen. Dabei kann auch ohne Bodenkaltfront äquatorwärts gerichtete Kaltluftadvektion in der Höhe stattfinden, die zu Labilisierung der atmosphärischen Schichtung, zu vertikalen Umlagerungen und damit insbesondere zu indirekt ausgelösten konvektiven Prozessen führen kann, vor allem wirkungsvoll bei hinreichender Feuchtigkeitsanreicherung vom Untergrund. Zusätzlich ist häufig ein scharfes antizyklonales Drehen im Vorfeld des Troges zu beobachten, wie es bei RIEHL (1977b) gerade für Venezuela beschrieben wird und wie es auch bei Hauptkomponente 2 zu erkennen ist; dadurch werden Hori-

zontaldivergenzen in der Höhe ausgelöst, die als Konvektionsimpuls wirken und wohl auch die große Ausdehnung des Aufstiegsgebiets bis zum Äquator erklären. Bemerkenswert ist gerade im Vergleich dazu die Situation auf der Rückseite des Troges über Zentralamerika: auch hier liegt in der Höhenströmung von Hauptkomponente 2 ein Gebiet antizyklonalen Drehens, das sogar von positiven Abweichungen im 700 hPa-Zyklonalwellen- und Wirbelgrößenmaß unterlagert wird; die induzierten Höhendivergenzen sind aber offensichtlich nicht so stark oder so nachhaltig wie im Vorfeld des Troges, denn die mittlere Vertikalbewegung über Zentralamerika liegt eher noch am Rand zum abwärts Gerichteteten. Die Längenposition der Trogachse spielt also auch für die Verteilung der tropischen Niederschlagsanomalien eine ausschlaggebende Rolle. Unter den vier Anomalieomonaten, die mit der vorliegenden Analyse nicht erklärt werden können (feucht: August 1984; trocken: Juni 1972, Mai 1976, Oktober 1977), befindet sich einer (Mai 1976), der aufgrund hier nicht behandelte Analysen offensichtlich durch einen ostwärts verschobenen Höhentrog gekennzeichnet war. Die etwa zwischen den Trogachsen von Hauptkomponente 2 und 6 gelegene Achsenposition wird aber in der großräumigen Windfeldanalyse nicht mehr in einem eigenständigen und unabhängigen Strömungsmuster reproduziert, zumal sie - allerdings in anderer Konfiguration - annähernd auch noch in Hauptkomponente 5 auftritt. Unterschiede in Trogachsenposition und Trogamplitude zeigen also eine kritische Untergrenze ihrer analytischen Differenzierbarkeit, die für regionale Fragestellungen in Einzelfällen unbefriedigend sein kann.

6.3.4. Beispielsfall Nordost-Brasilien

Bezugsgebiet dieser Analyse ist der nördliche äquatornahe Teil Nordost-Brasiliens (vgl. Abb. 7), der erst in jahreszeitlicher Verschiebung seine Hauptregenzeit erlebt (März/April). Sieben regenzeitliche Anomalieomate erbringen differenzierende Gewichtungen bei sieben resultierenden Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung, die insgesamt knapp 79% der Gesamtvarianz erklären. Erneut ergibt sich eine eindeutige

Aufteilung in 'feuchte' (3, 4, 7) und 'trockene' Hauptkomponenten (1, 2, 5, 6; vgl. Abb. 14). Unter letzteren finden sich zwei verschiedene, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten des außerordentlichen El-Niño-Ereignisses von 1983 mit jeweils über 50% Varianzerklärungsanteil konkurrenzlos dominierend hervortreten: Hauptkomponente 2 im südhemisphärischen Hochsommer (Januar 1983), Hauptkomponente 1 im Herbst des gleichen Jahres (Mai 1983). Wie Abb. B17 zeigt, ist das Gebiet äquatorialpazifischer Höhenostwinde mit dem charakteristischen interhemisphärischen Antizyklonenpaar in dieser Zeit vom Zentralpazifik in den Ostpazifik gewandert, hat sich der mittelozeanische Trog über dem Südatlantik zugunsten einer zonalisierten Westströmung aufgelöst und über Westafrika ein Höhenhoch aufgebaut, das anstelle der vorherigen kräftigen Westwinde im Ostteil des tropischen Nordatlantiks östliche bis südliche Winde erzeugt. Trotz dieser wesentlichen Umstellungen bleibt das östliche äquatoriale Südamerika im Bereich westlicher Höhenwindkomponenten, die jeweils auch in konfluentem Strömungszusammenhang stehen: in Hauptkomponente 2 durch die Rückseitenströmung des südatlantischen Höhentrogs, in Hauptkomponente 1 durch einen ostwärts abgezweigten Ast aus der nordhemisphärischen El-Niño-Antizyklone. In jedem Fall werden dadurch absinkende Luftbewegungen begünstigt und die bekannten El-Niño-parallelen Niederschlagsdefizite in Nordost-Brasilien (CAVIEDES, 1973) hervorgerufen. Von Interesse ist die Studie von KOUSKY (1985) über den März 1981, einen weitverbreitet überdurchschnittlich feuchten Monat im weiter gefaßten Nordosten Brasiliens: auch dort wird noch ein ähnliches interhemisphärisches Antizyklonenpaar identifiziert mit ostwärts anschließenden Höhenwestwinden, allerdings in nochmals weiter östlicher Position als in Hauptkomponente 1, so daß im Abzweigungsbereich ostwärts gerichteter Strömungsäste aus den Antizyklonen konvektionswirksame Höhendivergenzen in der Nähe Nordost-Brasiliens entstehen. Erneut wird also die tatsächliche Längenposition ansonsten ähnlicher Strömungskonfigurationen entscheidend nicht nur für das Ausmaß, sondern selbst schon für das Vorzeichen regionaler Niederschlagsanomalien.

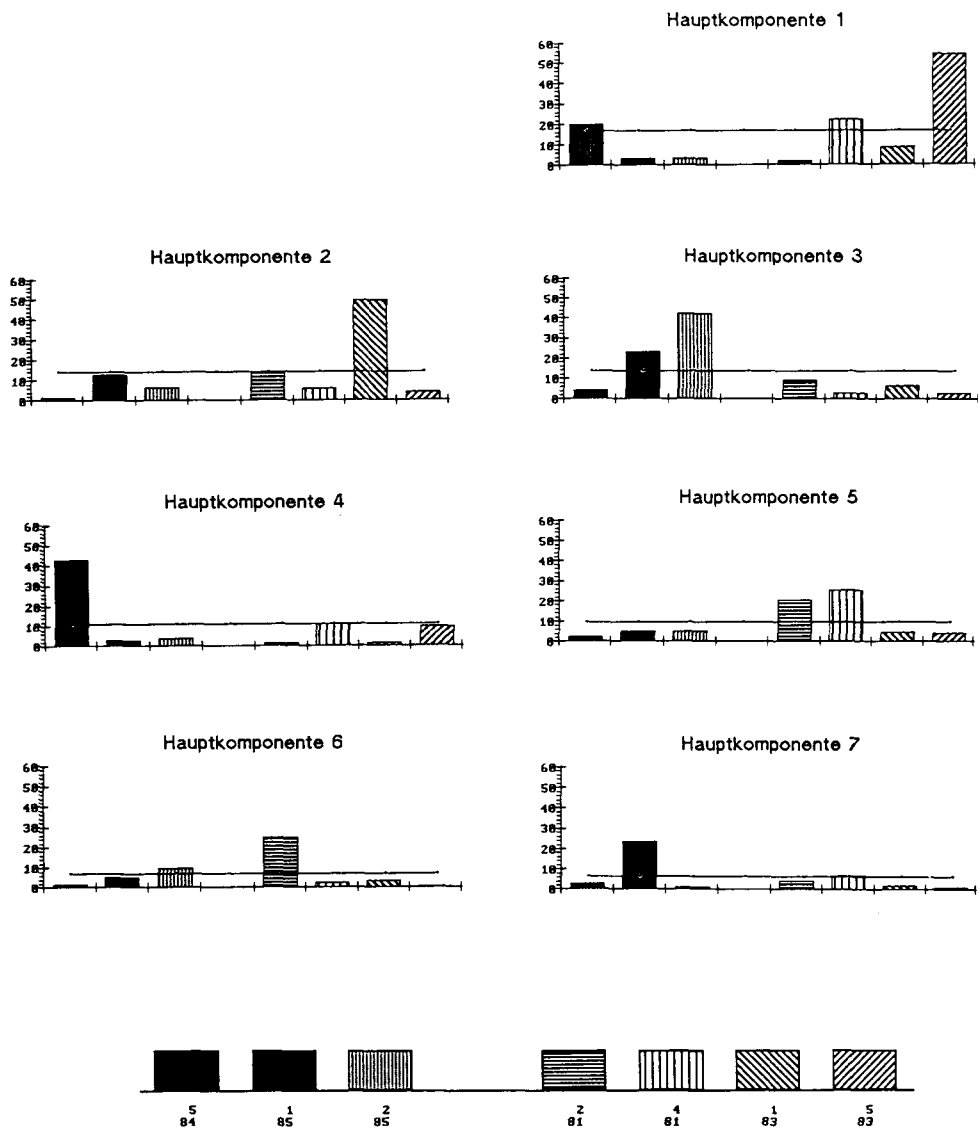


Abb. 14: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa-Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) in Nordost-Brasilien (Gesamtwert als Gerade)

Westliche Zonalkomponenten über Nordost-Brasilien dominieren auch in Hauptkomponente 5 und 6, die in den beiden weiteren anomal trockenen Monaten Februar und April 1981 überdurchschnittlich hervortreten (nach Abb. B10 beide abschnittsweise alternativ im Februar, Nummer 5 auch im April mit Nachfolge von Nummer 1). Hauptkomponente 6 zeigt im äquatorialen Bereich zwar schon im Zentralpazifik westliche Winde, ihre Fortsetzung bis in den Atlantik verdankt sich aber einem mächtigen Zyklonenpaar, das sich aus einer südhemisphärischen Zelle über Ost-Brasilien und einer in Abschnürung von einem Kanaren-Trog begriffenen Zelle über dem Nordatlantik zusammensetzt. Auffällig ist überdies die stromabwärts der ost-südamerikanischen Konfluenz sich anschließende großräumige Diffluenz mit nordhemisphärisch antizyklonaler Divergenz, die dem äquatornahen Ostatlantik verstärkte Konvektionsimpulse eingetragen hat. Hauptkomponente 5 dagegen ist durch eine Wellenbewegung gekennzeichnet, die in hohem Maße von einem gegensinnigen Zellenpaar im zentralamerikanischen Längenbereich gesteuert wird: eine Hochdruckzelle über der nördlichen Golfküste und ein südlich anschließendes, wahrscheinlich abgeschnürtes Höhentief, die gemeinsam eine typische Situation der diffluenten Blockierung erzeugen. Dabei wird der eine Ast westlicher Höhenwinde weit polwärts um die blockierende Hochdruckzelle herumgeführt, der andere Ast nach Süden abgelenkt (in unserem Fall bis über den Äquator hinweg) und um die abgeschnürte Zyklonalzelle herumgesteuert. In ihrem Lee entsteht eine nördlich gerichtete Rückführungswelle, aus der jedoch auch ein Ast südhemisphärisch verbleibender Westwinde abzweigt, die über Nordost-Brasilien noch eine leichte zyklonale Auslenkung durch eine weiter südlich liegende Tiefdruckzelle aufgeprägt bekommen. Zyklonale Höhenwinde über Nordost-Brasilien sind auch anderenorts als Begleitmoment trockener Verhältnisse aufgezeigt worden (RAO et al., 1986).

Die Hauptkomponenten 3, 4 und 7, die in anomal feuchten Monaten überdurchschnittlich hervortreten, sind dagegen alle durch östliche Höhenwindkomponenten im Bereich Nordost-Bra-

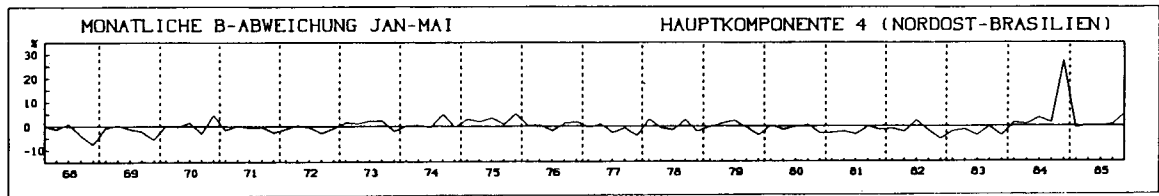
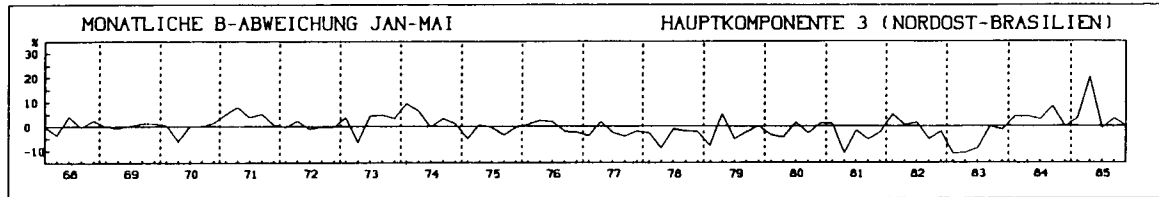
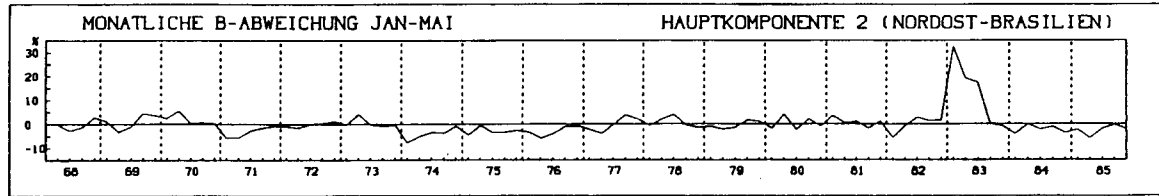
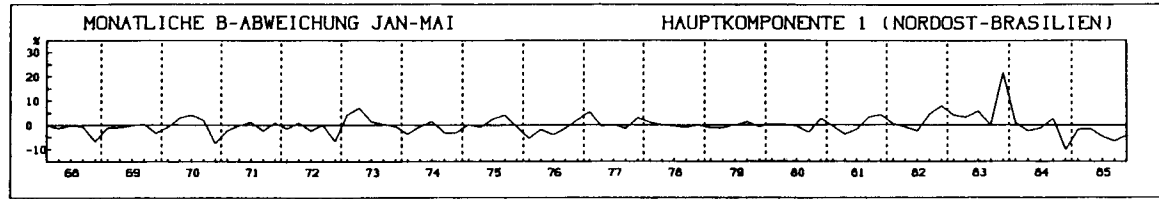
siliens gekennzeichnet. In Hauptkomponente 3, die nach Abb. B10 vor allem im Februar 1985, aber auch bereits gegen Ende des vorangehenden Monats bestimmend in Erscheinung tritt, sind sie Bestandteil eines breit entwickelten Bandes tropischer Ostwinde, die sich von Afrika bis in den Ostpazifik erstrecken und im atlantisch-südamerikanischen Bereich von rund 20°S bis 15°N reichen. Die Westwindzonen beider Hemisphären werden über dem Ostpazifik in relativ äquatorferne Breiten gelenkt und verlaufen im Süden stark zonalisiert, im Norden leicht mäandrierend abseits der ostwindbeherrschten Tropen. Zuvor tritt im Januar 1985 Hauptkomponente 7 verstärkt in Erscheinung (Abb. B10), die durch ein betont zelluläres Strömungsmuster gekennzeichnet ist: nordwestlich einer südostpazifischen Antizyklone ein interhemisphärisches Zyklonenpaar mit äquatorialen Höhenwestwinden im östlichen Zentralpazifik, weiter östlich ein ebensolches Antizyklonenpaar, das die östlichen Höhenwinde über dem äquatorialen Südamerika erzeugt, und weiter südlich nochmals eine zyklonale Zelle in subtropischen Breiten. Nordost-Brasilien liegt im Bereich antizyklonalen Ausströmens in der Höhe und erfährt dadurch erneut konvektionsbelebende Impulse; erst weiter östlich über dem Atlantik herrscht an der Stirnseite eines großamplitudigen westmediterranen Höhentrogs wieder ein hochtroposphärisches Westwindregime. Die gesamte Strömungsanordnung erinnert an die Abfolge unterschiedlich orientierter Walker-Zellen, wobei die bodennahen zonalen Windkomponenten jeweils entgegengesetzt zur Höhenströmungsrichtung verlaufen und zwischen den absteigenden Ästen über dem Ostpazifik und dem Ostatlantik Nordost-Brasilien in den Bereich des aufsteigenden Astes zu liegen kommt. Über die Gründe einer derartigen großräumigen Lageanordnung läßt sich an dieser Stelle nur spekulieren, sie können von planetarischen Wellenmustern bis zu spezifischen Meeresoberflächentemperaturanomalieverteilungen reichen.

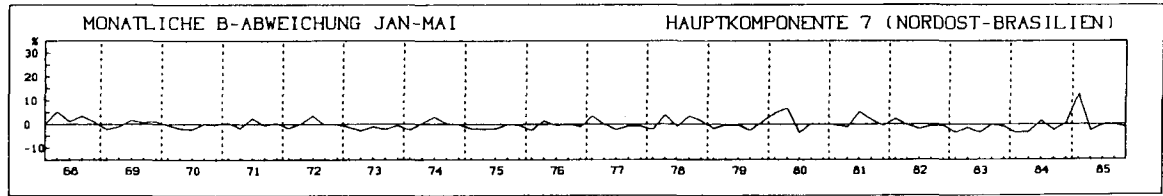
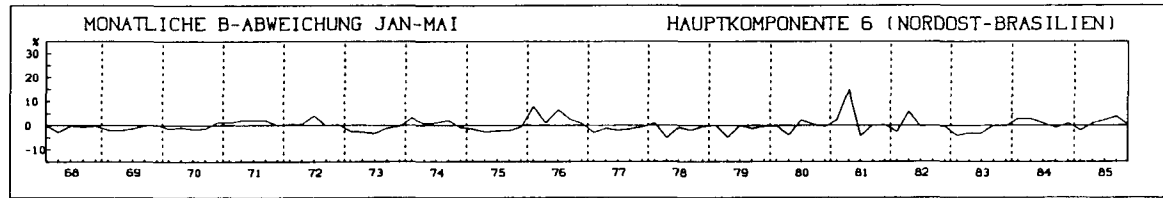
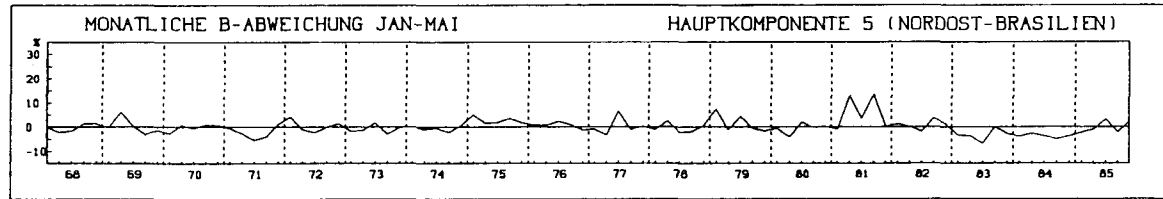
Ebenfalls unter dem Einfluß östlicher Höhenwinde steht Nordost-Brasilien bei Hauptkomponente 4, die im anomal feuchten Mai 1984 bestimmend hervortritt. Man erkennt einen Wandel in der südhemisphärischen Zirkulationsform: vom Pazifik bis Süd-

amerika herrscht eine meridionalisierte Form mit großamplitudigem Höhentrog vor der Westküste Südamerikas und einer kräftigen Antizyklone über dem Kontinentinneren, östlich davon schließt sich über dem Südatlantik und Südafrika eine eher zonalisierte Form an. In diesem Bereich ist in Äquatornähe eine Zone tropischer Ostwinde ausgebildet, die sich unter dem Einfluß einer nordatlantischen Antizyklone und des südamerikanischen Hochs noch über dem Kontinent fortsetzt, während sie vor dem südostpazifischen Höhentrog aussetzt. Nordost-Brasilien gelangt so noch in den Bereich niederschlagsgünstiger Höhenostwinde.

Die vorliegende Analyse kann keinen durchgehenden Zusammenhang nordostbrasilianischer Niederschlagsanomalien mit bestimmten Zustandsentwicklungen im Nordatlantik bestätigen (gesteigertes Zyklonalregime bei Neufundland während positiver, blockierende Hochs während negativer Anomalien, vgl. Teil 1.4.), wie er (mit unterschiedlicher Ursache-Wirkungs-Verkettung) von NAMIAS (1972) oder MARKHAM und MCLAIN (1977) diskutiert worden ist. Dagegen ist die Bindung an das Vorzeichen der hochtroposphärischen Zonalkomponente eindeutig (westlich bei negativen, östlich bei positiven Niederschlagsanomalien), allerdings in einer größeren Anzahl unterschiedlicher großräumiger Strömungskonfigurationen. Wie Abb. 15 zeigt, sind diese auch tatsächlich anomaliespezifisch, denn in den jahresgangbereinigten Repräsentanzabweichungen der Hauptkomponenten in den Höhenströmungsfeldern aller betrachteten Regenzeit-Monate treten neben den direkt analysierten Monaten nur noch Februar und März 1983 bei Hauptkomponente 2 mit höheren Werten hervor; dies entspricht jedoch der Persistenz der damaligen El-Niño-Anomalie (die im April 1983 auf 0

Abb. 15: Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Januar bis Mai
(200 hPa Strömungsanalyse Nordost-Brasilien).





sinkenden Werte gehen auf größere Lücken in den Rohdaten zurück).

In den ausgewählten Darstellungen der weiteren Zirkulationsparameter (Abb. B18) zeigt der Mai 1984 eine für anomal feuchte Monate recht charakteristische Verteilung. Die Häufigkeiten überdurchschnittlicher Zyklonalwelligkeitsindizes in der unteren Troposphäre sind großräumig erhöht (außer im südlichen äquatornahen Breitenstreifen über dem Pazifik, wo in der dominierenden Höhenströmungs-Hauptkomponente schon westliche Windrichtungen herrschen), bleiben jedoch gerade im Bereich Nordost-Brasilien nur auf mittlerem Niveau. Hier liegt jedoch bezeichnenderweise auch dessen absolutes Minimum zwischen Ostpazifik und Äquatorialafrika, ein Hinweis auf die relativ geringe Rolle, die niedertroposphärische Zyklonalwellen im Niederschlagsgeschehen dieser semi-ariden äquatornahen Region zu spielen scheinen. Der dennoch bemerkenswerte Einschnitt im ansonsten erhöhten Häufigkeits-Niveau vom Mai 1984 geht anscheinend auf stark abgeflaute Winde im 700 hPa-Niveau dieser Region zurück (hier nicht abgebildet), die auch während anderer anomal feuchter Monate festgestellt worden sind (KOUSKY, 1985). Ansonsten ergeben sich durchaus niederschlagsgunstkonforme Konstellationen: verbreitet positive Wirbelgrößenanomalien über dem gesamten nördlichen Südamerika mit Kern im äußersten Osten, sogar im monatlichen Mittel noch ein kleines nordostbrasilianisches Aufstiegsgebiet inmitten einer weiten atlantisch-ostsüdamerikanischen Absinkregion, die in groben Zügen mit dem Einflußbereich der südatlantischen Höhenwestwinde und der beiden Antizyklonen in Hauptkomponente 4 zusammenfällt, sowie konforme Veränderungen der 200 hPa-Zonalkomponente, wenn man die Verteilung ihrer mittleren Werte berücksichtigt (östliche Winde erst über einem kleinen Teil des Ostpazifiks und von Afrika aus im äquatorialen Ostatlantik auslaufend, vgl. Abb. B18). Im April treten dagegen im Mittel östliche Höhenwinde über dem äquatornahen Südamerika auf. Diese waren noch verstärkt im April 1985, einem ebenfalls anomal feuchten Monat im nördlichen Nordost-Brasilien. Dieser Monat bleibt zwar in der Höhenströmungsana-

lyse unauffällig, zeigt in den zusätzlichen Parameterverteilungen aber teils markantere Ausprägungsformen als der zuvor erläuterte Beispielsmonat: jetzt sogar weit überdurchschnittliche WI_{zyk}^* -Häufigkeiten gerade im ansonsten so schwach vertretenen nordostbrasilianischen Bereich und vertikale Aufstiegsgebiete, die den ganzen Ostteil des äquatorialen Südamerika überdecken und sich weiter bis zur westafrikanischen Küste erstrecken. Die 700 hPa-Wirbelgrößenanomalien dagegen zeigen im Bezugsgebiet wieder ähnliche Züge wie im Mai 1984. Insgesamt kann der April 1985 als ein Monat angesehen werden, in dem offensichtlich starke zyklonale Impulse in der unteren Troposphäre stärker an der Erzeugung einer positiven Niederschlagsanomalie beteiligt waren als dezidierte Höhenströmungskonstellationen.

Ungewöhnlich markant für die Parameterverteilungen eines anomal trockenen Monats in Nordost-Brasilien ist das Bild im El Niño-Monat Mai 1983. Zwischen den WI_{zyk}^* -Häufigkeitsmaxima über dem Ostpazifik und über Afrika sinken die Werte im Umkreis Nordost-Brasiliens ganz oder nahezu auf Null. Ein riesenhaftes Gebiet negativer Wirbelgrößenanomalien zieht sich aus dem Südostpazifik über das gesamte nördliche Südamerika hinweg bis in den nördlichen und südlichen Ostatlantik. Mittlere monatliche Absinkbewegung herrscht vom oberen Amazonasbecken über das östliche Südamerika hinweg bis in weiteste Teile des gesamten Atlantiks (nur an der Vorderseite der in Hauptkomponente 1 erkennbaren Höhenträge vor der Westküste Afrikas und vor der Ostküste Nordamerikas herrscht aufsteigende Luftbewegung, ebenso natürlich im äquatorialen Ostpazifik und schließlich auch noch im südlicheren Südamerika unterhalb der zyklonal ausgelenkten Höhenwestdrift aus Hauptkomponente 1). Die Anomalien der 200 hPa-Zonalkomponente bestätigen überdies die maßgeblichen Höhenströmungsmuster der dominierenden Hauptkomponente 1: verstärkte Ostwinde über dem äquatorialen Ostpazifik zwischen zwei Antizyklonalzellen, verstärkte Westwinddrift nördlich und vor allem südlich davon und auch verstärkte Westwinde über dem östlichen Südamerika und dem äquatornahen Südatlantik.

Nicht immer sind die Parameterverteilungen jedoch so eindeutig wie in diesem außergewöhnlichen Fall. April 1981 etwa zeigt uns einen anomal trockenen Monat, der zwar umfassende tropische Verstärkungen der westlichen Zonalkomponenten in der Höhe (indirekt auch durch vorzeichenwechselnde Abschwächungen der äquatorialen Ostwinde Südamerikas) und negative Wirbelgrößenanomalien in der unteren Troposphäre insbesondere über Nordost-Brasilien ausweist, beim Maß der mittleren Vertikalbewegung jedoch gerade auch dort aufwärts gerichtete Werte verzeichnet. Ohne schlüssige Beweise dafür zu haben, könnte ein derartiges Phänomen z.B. dadurch zustandekommen, daß bei stärkerer äquatorwärtiger Vertikalachsenneigung der südatlantischen Antizyklone das Hauptniveau der Luftmassenkonvergenz nicht in der oberen, sondern bereits in der mittleren Troposphäre zur Ausbildung gelangt, während im 200 hPa-Niveau bereits wieder Divergenz vorherrscht, wie es von MARQUES et al. (1983) für das Trockenjahr 1976 gezeigt worden ist; bei relativ tiefliegendem Divergenzmaximum in der unteren Troposphäre könnten dann die Differenzen der Horizontaldivergenzen im 200 und 700 hPa-Niveau positiv werden, obwohl der anomaliebestimmende Vorgang eine allerdings in niedrigere Schichten versetzte Absinkbewegung ist.

Abschließend vermerkt sei, daß die verbleibenden und bislang nicht erwähnten selektierten Anomalie Monate (feucht: März 1974, April 1984, März 1985; trocken: Mai 1980) zwar von der Tendenz ähnliche wie die gezeigten, jedoch nicht markant ausgeprägte Parameterverteilungen aufweisen; die eigenständige Mitwirkung hier nicht erfaßter oder erfaßbarer Faktoren scheint gerade in diesen Monaten bedeutsamer zu sein.

6.3.5. Beispielfall Südafrika

In dieser Analyse werden die selektierten Anomalie Monate eines kontinentalen und eines östlich daran anschließenden eher ozeanisch beeinflussten Gebietes der südafrikanischen Tropen zusammengefaßt (Abb. 7). Die Höhenströmungsanalyse liefert

sieben sinnhaft extrahierbare Hauptkomponenten (Abb. B19) mit über 82% Gesamtvarianzerklärungsanteil, die in den acht zugrundeliegenden Einzelmonaten wiederum klar nach anomal feuchten und trockenen Fällen differenzierte Gewichtungsunterschiede aufweisen (Abb. 16). Hauptkomponente 1, die in den beiden anomal feuchten Hochsommermonaten von 1972 weitgehend dominiert (vgl. Abb. B10), ist gekennzeichnet von einer zonalisierten Zirkulationsform der südhemisphärischen Westwinddrift und von einem großräumigen Hochdruckgebiet mit Kern östlich von Natal, an dessen äquatorwärtiger Flanke eine breit entwickelte tropische Ostströmung über dem afrikanischen Längsbereich vom Äquator bis über den Wendekreis hinaus reicht. Aber nicht nur derartige Intensivierungen des sommermonsunalen Grundzustandes der troposphärischen Höhenströmung führen zu überdurchschnittlicher Konvektions- und Niederschlagsaktivität, sondern auch spezielle Strömungsanordnungen ohne kontinuierliches großräumiges Ostwindband: in Hauptkomponente 3, die im März 1984 bestimmend hervortritt (Abb. B10), erkennt man eine stärker meridionalisierte südhemisphärische Westwinddrift mit Höhentrog über dem westlichen Südatlantik, dem westlichen indischen Ozean und Westaustralien. Jeweils dazwischen liegen antizyklonale Wellenphasen, wobei die Horizontalachse des ost-südatlantischen Höhenrückens diagonal geneigt ist und sich in der großräumigen "Strömungslücke" über Südafrika eine kleine sekundäre Antizyklone herausbildet, die für das konvektionsbelebende divergente Ausströmen in der Höhe verantwortlich ist. Hauptkomponente 5, die den größten Teil des Dezembers 1978 dominiert (Abb. B10), zeigt eine ähnliche Antizyklone über dem Zentrum des Kontinents, die allerdings in eine andere großräumige Strömungskonfiguration eingebettet ist: nach zonalisiertem Verlauf der außertropischen Westwinddrift über dem Südatlantik entsteht eine flache Antizyklonalwelle im Längsbereich des östlichen Südafrika, bevor über dem zentralen indischen Ozean mit einem großamplitudigen Höhentrog eine Umstellung zur meridionalen Zirkulationsform erfolgt. In die flache Antizyklonalwelle eingebettet liegt die südafrikanische Antizyklone, deren höhendivergentes Strömungsfeld erneut zur Kon-

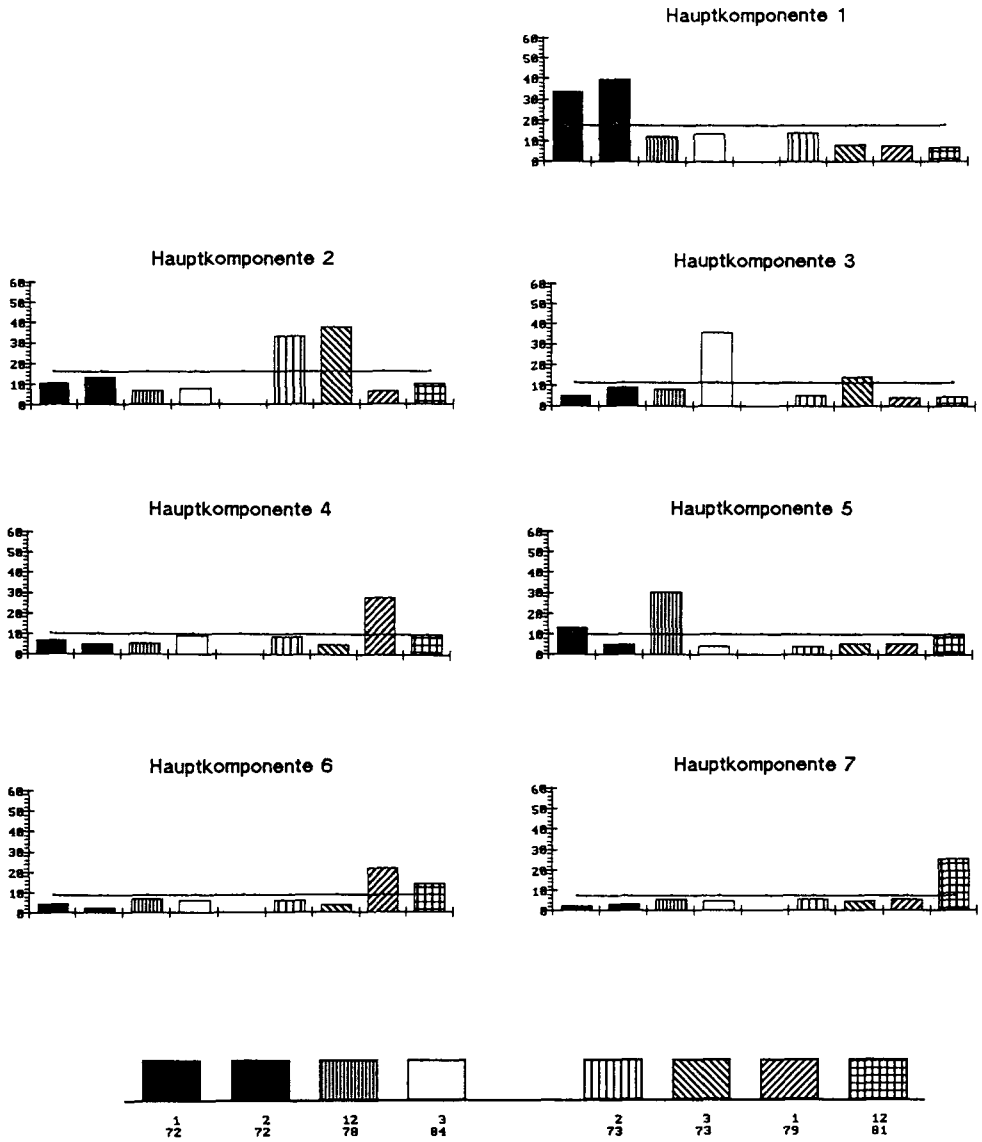


Abb. 16: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sieben Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) in Südafrika (Gesamtwert als Gerade)

vektionsbelebung führt. Bemerkenswert ist die räumliche Differenzierung der verschiedenen Niederschlagssteigerungen: Hauptkomponente 1 bewirkt in ihrer breit angelegten tropischen Ostströmung positive Anomalien sowohl über dem kontinentalen als auch über dem ozeanischen Teilgebiet; Hauptkomponente 3 hat diesen Schwerpunkt über dem südafrikanischen Kontinent, wo ein wesentlicher antizyklonal gesteuerter Abfluß in einen äquatornahen östlichen Strömungsast erfolgt; Hauptkomponente 5 schließlich zeigt auch einen derartigen Strömungsast nicht und induziert die positiven Konvektions- und Niederschlagsanomalien vor allem über dem ozeanischen Teil, wo diffluente Höhenströmungsverhältnisse zwischen der Trogrückseitenströmung und dem antizyklonal umgelenkten östlichen Strömungsast entstehen.

Gänzlich andersartige Verhältnisse herrschen in den anomal trockenen Monaten. Hauptkomponente 2, im Februar und März 1973 bestimmend entwickelt (Abb. B10), zeigt östliche Strömungen im Unterschied zu Hauptkomponente 1 nur in äquatornäheren Bereichen, von wo sie in antizyklonalem Bogen in westliche Winde über dem Südteil des Kontinents umgelenkt werden. Weder wellenbegünstigende hochreichende Ostwinde noch antizyklonale Höhendivergenzen, sondern bis rund 20°S reichende Westwinde prägen dabei das Höhenströmungsfeld bis in den Bereich unserer Bezugsregionen.

Hauptkomponente 7, die ihre stärkste Gewichtung zu Beginn einer Sommermonsunzeit im Dezember 1981 findet (Abb. B10), zeigt ebenfalls westliche Höhenwinde über Südafrika, wie es einer verspäteten Entwicklung des Sommermonsuns entspricht. Auffällig ist das allmähliche Südwärtspendeln des Höhenwestwindmaximums vom äquatorialen Atlantik über eine Breitenlage von ca. $20\text{-}30^{\circ}\text{S}$ im Bereich Südafrikas und des indischen Ozeans bis ins Gebiet südlich von Australien. Andersartig geprägt ist der Hochsommermonat Januar 1979, in dem Hauptkomponente 4 und 6 ihre maximale Repräsentanz finden (Abb. 16). Wie Abb. B10 zeigt, geschieht das im Monatsablauf alternierend, und die zugehörigen Höhenströmungsfelder (Abb. B19)

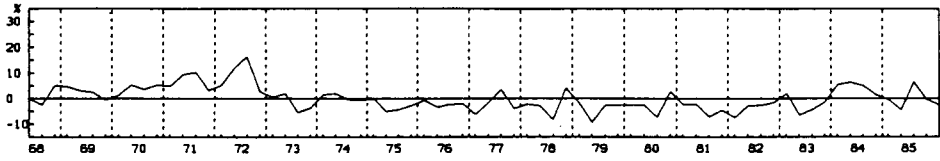
bieten eine schlüssige Interpretation dafür an: offensichtlich handelt es sich um eine meridionalisierte Zirkulationsform mit wandernden Wellen, wobei die Höhenträge von Hauptkomponente 4 über dem westlichen Südatlantik und südlich von Madagaskar in Hauptkomponente 6 bis vor die Westküste Südafrikas bzw. in den zentralen indischen Ozean weitergewandert sind und anschließend unter weiterer Wellenverlagerung ein neuer Höhentrog östlich von Südamerika erscheint (erneut Hauptkomponente 4). Für die südafrikanischen Tropen hat diese Wellenabfolge bei den implizierten großen Amplituden mit Trogstirnseiten bei etwa 20°S die Konsequenz einer nachhaltigen Störung des monsonalen Zirkulationssystems: in Hauptkomponente 4 ergeben sich insgesamt nur mehr äußerst geringe resultierende Windgeschwindigkeiten nördlich des Höhentrogs, in Hauptkomponente 6 zusätzliche westliche Komponenten und eine über dem Zentrum des Kontinents gerade nicht vollendete antizyklonale Drehung der vielmehr zyklonal wieder in westliche Richtungen zurückgeführten Höhenwinde. Wie schon im Einführungskapitel beschrieben (Teil 1.3.), sind wandernde Wellenstörungen in der außertropischen Westwinddrift im Unterschied zu quasistationären Wellenphasenanordnungen oftmals eher ein Stimulationsmoment tropischer Wellenentwicklung oder sogar eine Bildungsvoraussetzung tropischer Depressionen, wie etwa von RAMAN et al. (1980) für den Golf von Bengalen betont. Dabei handelt es sich allerdings zumeist um rascher wandernde Wellen mit kleinerer Amplitude in einer wesentlich weniger bis kaum meridionalisierten Zirkulationsform. Ein derartiges Beispiel konnte mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse in anderem Zusammenhang auch tatsächlich herauskristallisiert werden, ist aber im Kollektiv der selektierten Anomalie Monate nicht enthalten. Im Falle der wechselweise sich ablösenden Hauptkomponenten 4 und 6 handelt es sich jedoch um großamplitudige und relativ langsam wandernde Mäanderwellen in einer meridionalisierten Zirkulationsphase, die über die geschilderten Auswirkungen auf die tropische Zirkulation zu anomal trockenen Verhältnissen in Südafrika führen.

Untersucht man die jahresgangbedingte Repräsentanz der Haupt-

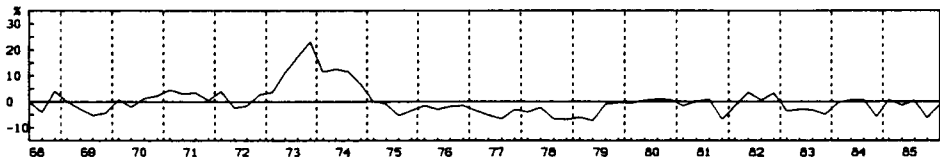
komponenten in den Höhenströmungsfeldern aller verfügbaren Sommermonsunmonate (Abb. 17), ergeben sich drei weitere Monate mit mehr als 10% positiver Abweichung bei einer 'feuchten' Hauptkomponente (Februar 1971 bei Nummer 1, Dezember 1977 und Januar 1983 bei Nummer 5), vier bei der 'trockenen' zweiten: dabei kann der Januar 1973 noch als 'Vorlauf' zu der weiteren Steigerung bis in den März hinein angesehen werden, während die darauffolgende Phase der nächsten Sommermonsunzeit zumindest teilweise in einen anomal feuchten Zeitabschnitt fällt (Februar und März 1974), der in der vorliegenden Höhenströmungsanalyse zunächst unauffällig geblieben ist. In einer andersartig zusammengesetzten Analyse bildet die in Südafrika verbreitet anomal feuchte Hauptmonsunzeit von 1974 jedoch überdurchschnittliche Gewichtungen einer Hauptkomponente aus, die im Vergleich zur Hauptkomponente 2 das antizyklonale Steuerungszentrum weiter südlich und dementsprechend weiter polwärts reichende tropische Ostwinde zeigt (JACOBET, 1989). Dieser Unterschied ist wesentlich sogar für das Vorzeichen südafrikanischer Niederschlagsabweichungen, schält sich aber in der vorliegenden Analyse deswegen nicht heraus, weil in Hauptkomponente 1 bereits eine ähnliche Antizyklonalposition ausgewiesen wird. Daß die drei besagten Monate der Sommermonsunzeit 1973/74 in Abb. 17 dennoch nicht bei dieser ersten, sondern bei der zweiten Hauptkomponente überdurchschnittliche Positivabweichungen zeigen, liegt vor allem an deren unterschiedlichem Wellencharakter in der außertropischen Westwinddrift. Fehldiagnosen dieser Art lassen sich jedoch nicht prinzipiell für alle Einzelfälle ausschließen, sondern nur durch eine Vielzahl alternativer Analysen aufdecken und nachträglich vergleichend korrigieren.

Abb. 17: Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Dezember bis März
(200 hPa Strömungsanalyse Südafrika).

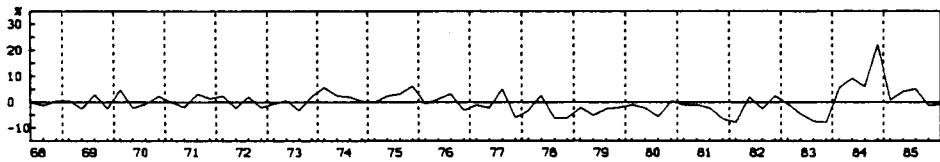
MONATLICHE B-ABWEICHUNG DEZ-MÄRZ HAUPTKOMPONENTE 1 (SÜDAFRIKA)



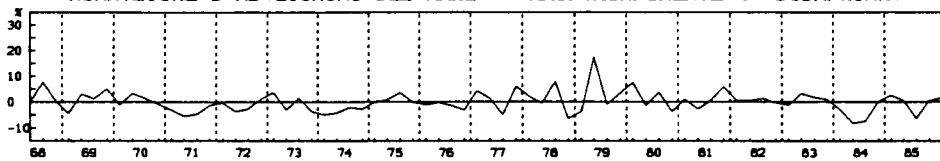
MONATLICHE B-ABWEICHUNG DEZ-MÄRZ HAUPTKOMPONENTE 2 (SÜDAFRIKA)



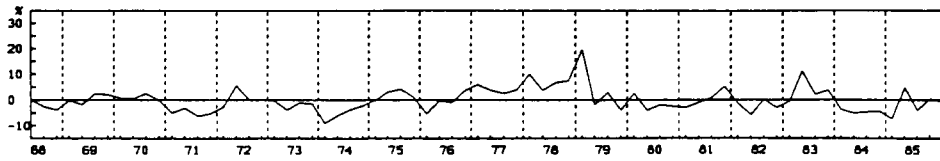
MONATLICHE B-ABWEICHUNG DEZ-MÄRZ HAUPTKOMPONENTE 3 (SÜDAFRIKA)

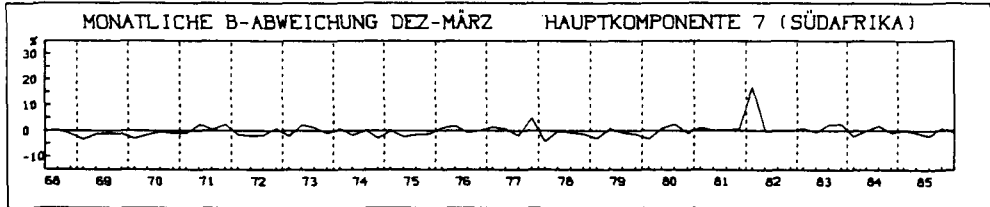
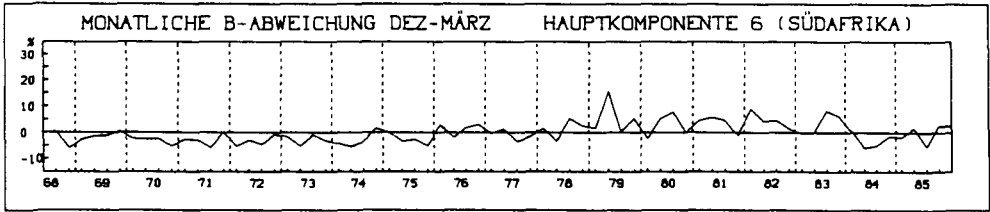


MONATLICHE B-ABWEICHUNG DEZ-MÄRZ HAUPTKOMPONENTE 4 (SÜDAFRIKA)



MONATLICHE B-ABWEICHUNG DEZ-MÄRZ HAUPTKOMPONENTE 5 (SÜDAFRIKA)





In den Darstellungen zusätzlicher Zirkulationsparameter (Abb. B20) zeigt der stellvertretend ausgewählte Februar 1974 auch durchaus niederschlagsgünstige Verteilungen über dem randtropischen Kontinent: neben einer Abschwächung der südhemisphärischen Westdrift auch über Südafrika (nicht Verstärkung, wie Hauptkomponente 2 nahelegen würde!) vor allem eine quer über den Kontinent laufende Zone positiver Wirbelgrößenanomalien in der unteren Troposphäre. Die parallele Positivabweichung der WI_{zyk}^* -Häufigkeiten ist zwar nicht besonders eindrucksvoll, läßt über Südafrika aber immerhin noch eine Wellenaktivitäts-Verlagerung vom äquatornäheren in den äquatorfernen Breitenstreifen erkennen. Die mittlere Vertikalbewegung ist allerdings nur im Westteil des Kontinents aufwärts gerichtet, der bereits außerhalb unseres Bezugsgebietes liegt.

Noch eindeutiger sind die Verteilungen im Februar 1972, der nach den positiven Konvektions- und Niederschlagsanomalien über dem Kontinent im Januar nun ihren Schwerpunkt im ozeanisch beeinflussten Teilgebiet ausbildet: dort zentrieren sich auch mittlere Aufstiegsbereiche sowie positive Wirbelgrößenanomalien und überdurchschnittliche WI_{zyk}^* -Häufigkeiten in der unteren Troposphäre. Die 200 hPa Zonalkomponentenanomalien bestätigen das erwartete Bild verstärkter Ost- und abgeschwächter Westwinde. Während im Dezember 1978 weitgehend

ähnliche Verteilungen vorzufinden sind, lassen die anomal feuchten Monate März 1984 und Januar 1985 (letzterer auch bereits unauffällig in der Höhenströmungsanalyse) keine spezifischen Strukturen erkennen.

Unter den anomal trockenen Monaten zeigt insbesondere der Dezember 1981 weitgehend konforme Verteilungen über Südafrika (Abb. B20): abgeschwächte Ost- und verstärkte Westwinde bei den hochtroposphärischen Zonalkomponentenanomalien, die erst weiter südlich wieder negativ werden (typische high-index-Form in niederen Breiten); abwärts gerichtete mittlere Vertikalbewegung über dem gesamten Ostteil des Kontinents (nicht dagegen im Westen und bei Madagaskar); negative Wirbelgrößenanomalien in der unteren Troposphäre über dem Kernraum des Kontinents (positive erst in Äquatornähe und weiter südlich); unterdurchschnittliche W_{zyk}^* - Häufigkeiten im randtropischen Breitenstreifen, die jetzt auch keine Gegenläufigkeit zwischen kontinentalem und ozeanischem Bereich wie in den beiden Februar-Monaten mehr erkennen lassen. Mit abgeschwächter Prägnanz, aber ähnlicher Grundtendenz sind die Parameterwerte auch in den beiden analysierten Monaten des Jahres 1973 sowie im ebenfalls anomal trockenen Dezember 1972 verteilt, der zuvor keine Höhenströmungsbesonderheit gezeigt hat.

Etwas abweichend stellt sich die Situation im Januar 1979 dar, dem Monat mit der wandernden großamplitudigen Wellenordnung: zwar zeigt sich in der oberen Troposphäre erneut das bekannte Bild abgeschwächter tropischer Ostwinde, anschließend verstärkter und erst weiter südlich wieder abgeschwächter Westwinde, doch ist die mittlere Vertikalbewegung über weiten Teilen der südafrikanischen Tropen aufwärts gerichtet und das Maß stärkerer Zyklonalwellen in der unteren Troposphäre im randtropischen Breitenstreifen zumindest in der westlichen Hälfte leicht überdurchschnittlich. Beides deutet darauf hin, daß in der Abfolge wandernder Wellen über den gesamten Monat hinweg die im Zusammenhang mit den Höhentrogen auftretenden zyklonalen Phasen insgesamt kräftiger ausgebildet oder zeitlich länger wirksam gewesen sind. Insbesondere

die Vorderseiten westlicher Höhenträge sind Gebiete starker Höhendivergenz, die zumindest für den Bereich unserer Bezugsgebiete damit auch das positive Vorzeichen im Vertikalbewegungsmaß verständlich machen. Daß dennoch dadurch keine überdurchschnittliche Niederschlagsaktivität ausgelöst wird, liegt wohl wieder an der bekannten Vertikalneigung der Stirnseiten, die den jeweiligen Trog in der unteren Troposphäre weniger weit äquatorwärts reichen läßt als in der Hochtroposphäre. Ein deutlicher Hinweis darauf sind die offensichtlich stark scherungsbedingten negativen 700 hPa-Wirbelgrößenanomalien über unseren Bezugsgebieten, wie sie gerade vor der Stirnseite entwickelter Zyklonalwellen systematisch auftreten.

Im Januar 1984, einem in der Höhenströmungsanalyse unauffälligen anomal trockenen Monat über dem kontinentalen Teilgebiet, zeigt sich schließlich noch eine andere Modifikation: die tropische Ostströmung ist entgegen der allgemeinen Erwartung nicht abgeschwächt, sondern verstärkt, und das im gesamten Bereich von Indonesien bis in den Ostatlantik (über dem indischen Ozean auch noch weiter polwärts ausgedehnt). Gleichzeitig ist das Vorhandensein stärkerer niedertroposphärischer Zyklonalwellen im Breitenstreifen 10-20°S ebenfalls großräumig überentwickelt, vom zentralen indischen Ozean noch bis ins Zentrum des südafrikanischen Kontinents reichend. Auf der anderen Seite zeigt sich ein Keil negativer 700 hPa-Wirbelgrößenanomalien, der vom Ostatlantik bis in unser kontinentales Bezugsgebiet reicht, sowie ein umfangreiches Gebiet absinkender Luftbewegung im Südosten des Kontinents, das sich ebenfalls bis dorthin erstreckt. Die resultierende Dämpfung der Konvektions- und Niederschlagsaktivität geht anscheinend auf spezielle Überlagerungen von unteren Divergenz- und oberen Konvergenzgebieten zurück, deren großräumige Anordnungssystematik mangels eines eigenen Strömungsmusters jedoch nicht spezifiziert werden kann.

Insgesamt verbleibt nur ein einziger anomal trockener Monat (März 1980), über den mit den vorhandenen Mitteln zirkulati-

onsdifferenzierend überhaupt nichts gesagt werden kann.

6.3.6. Beispielsfall Australien

Die letzte vorgestellte regionale Höhenströmungsanalyse erbringt sechs Hauptkomponenten mit fast 75% Gesamtvarianzerklärungsanteil, die bei den acht bis zuletzt in der Analyse verbleibenden Anomalie Monaten erneut ihre überdurchschnittlichen Anteile entweder nur in anomal feuchten oder nur in anomal trockenen Monaten ausbilden (Abb. 18). Hauptkomponente 1 dominiert mit fast 60% Varianzerklärungsanteil im Januar 1974 ganz unangefochten, erscheint nach Abb. B10 aber auch in allen anderen anomal feuchten Einzelmonaten in verschiedenen Zeitabschnitten an führender Stelle mit allerdings etwas geringerer Gewichtung (im Januar 1981 in den letzten beiden Monatsdritteln, im Februar 1982 in den ersten beiden, im Dezember 1975 am Ende des Monats). Der Hochsommer 1974 war bereits weiter oben (Teil 5.) als ausgesprochenes Anti-El-Niño-Ereignis in Erscheinung getreten, also als Verstärkung des 'normalen' Grundzustandes intakter Konvektionsaktivität im indonesisch-australischen Raum und stark reduzierter im zentralen und östlichen Äquatorialpazifik. In Übereinstimmung damit gewinnt Hauptkomponente 1 gerade im Januar 1974 besonders starke Gewichtung; in bereits bekannter Weise zeigt sie westlich des zentralpazifischen Zyklonenpaars mit äquatorialen Höhenwestwinden zwei großräumige Antizyklonen über dem nordhemisphärischen Westpazifik und über Süd-Australien, die eine breit und kräftig entwickelte tropische Ostströmung in diesem Längensbereich antreiben (Abb. B21). Nicht ganz so mächtig sind diese Druckgebilde und die dazwischenliegende Ostströmung in Hauptkomponente 6 ausgebildet, die im Februar 1982 noch eine komplementäre Rolle spielt (Abb. B10). Der Kern der australischen Antizyklone liegt überdies mehr über dem Zentrum des Kontinents und im Gegensatz zu Hauptkomponente 1 an der Stirnseite eines außertropischen Höhentrogs. Nochmals andersartig ist die Wellenanordnung in Hauptkomponente 5, die den größeren Teil des Dezembers 1975 bestimmt (Abb. B10). In der mäandrierenden Westwinddrift der Südhemisphäre liegt

jetzt die Achse eines Höhentroggs etwa im Längenbereich der Westküste Australiens, während sich südöstlich des Kontinents ein geneigter Höhenrücken anschließt. Dieser scheint eine aktive Rolle bei der Abschnürung einer Höhenzyklone vom darauffolgenden Höhentrog zu spielen, der mit reduzierter Amplitude zurückbleibt. Die frisch abgeschnürte Höhenzyklone beeinflusst mit ihrer Rückseite noch den Osten Australiens, wo unter der bei derartigen Gebilden zu erwartenden Wetterwirksamkeit (sei es durch thermisch bedingte Labilisierung von oben oder durch Aufprägung einer zyklonalen Zirkulation auch auf die unteren Schichten) die im Ostteil des tropischen Australiens konzentrierten überdurchschnittlichen Niederschlagsmengen fallen.

Anomal trockene Verhältnisse erzeugen dagegen die übrigen Hauptkomponenten. In den Hochsommermonaten von 1983 begegnet uns wieder ein typisches El-Niño-Strömungsmuster (Hauptkomponente 2 mit jeweils über 40% Varianzerklärungsanteil), das westlich des zentralpazifischen Antizyklonenpaars mit den zugehörigen äquatorialen Höhenostwinden weitverbreitet westliche Zonalkomponenten zeigt. Über dem Nordteil Australiens verläuft mit leichter Schwingung das teils von der außertropischen Westwinddrift abgehobene und für die Jahreszeit ungewöhnlich weit nördlich positionierte Band des subtropischen Höhenwestwindmaximums, das im Verein mit der Höhenkonvergenz gegenüber den auslaufenden äquatorialen Ostwinden und dem damit etablierten absteigenden Ast der invertierten pazifischen Walker-Zelle für die Restriktion der Konvektions- und Niederschlagsaktivität verantwortlich ist.

Ebenfalls westliche Höhenwinde über Australien sind in Hauptkomponente 3 zu beobachten, die den Januar 1975 wiederum mit über 40% Varianzerklärungsanteil dominiert. Gerade über Westaustralien ergibt sich eine äquatorwärtige Ausdehnung des Westwindbandes, während über dem östlichen Teil eine Höhenantizyklone wirksam wird, deren divergentes Strömungsfeld (stärkere Abfuhr mit den kräftigen Westwinden als Zufuhr mit den schwächeren Ostwinden) zum Aussetzen der negativen Niederschlagsanomalien im nordöstlichen Landesteil führt.

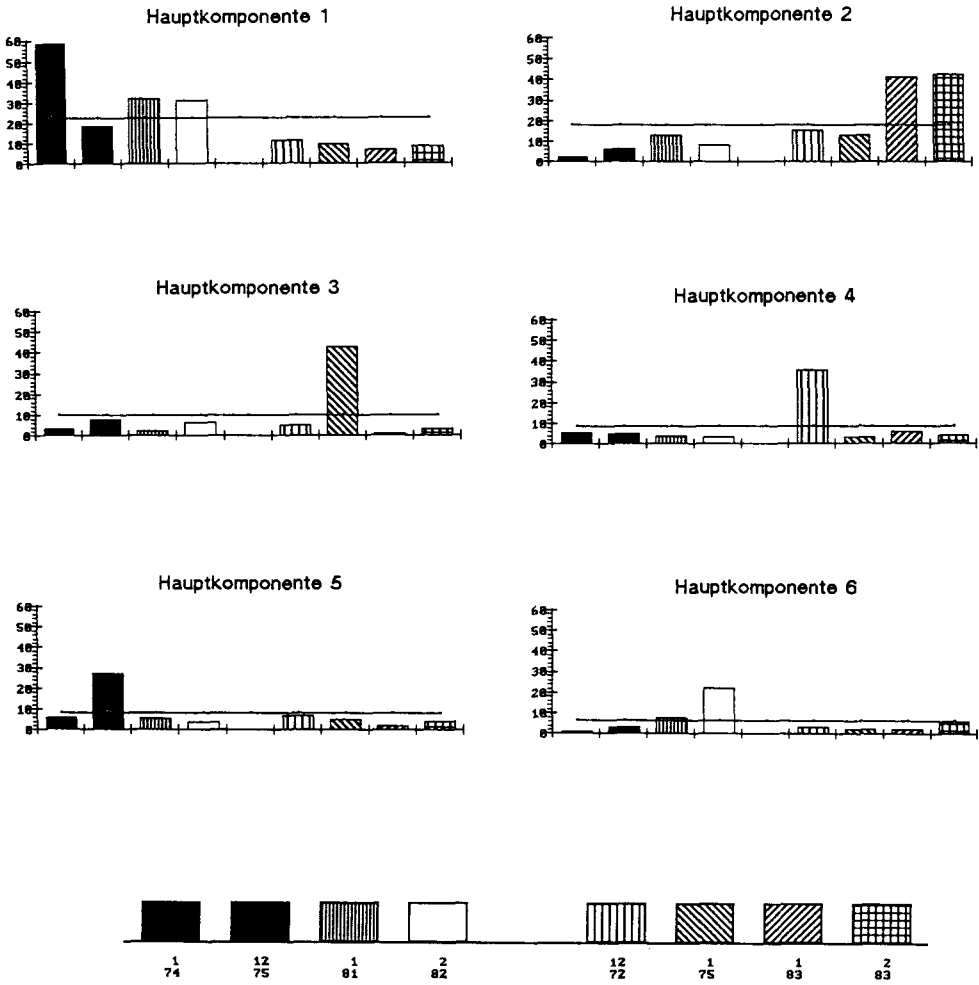
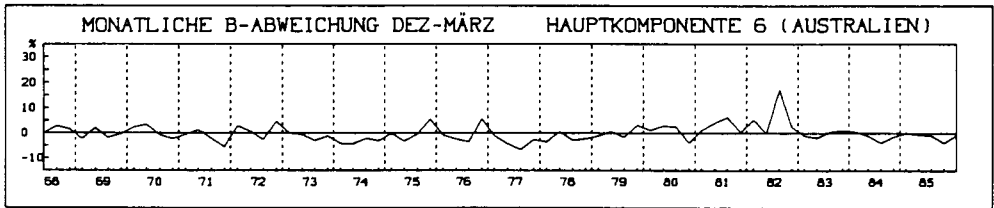
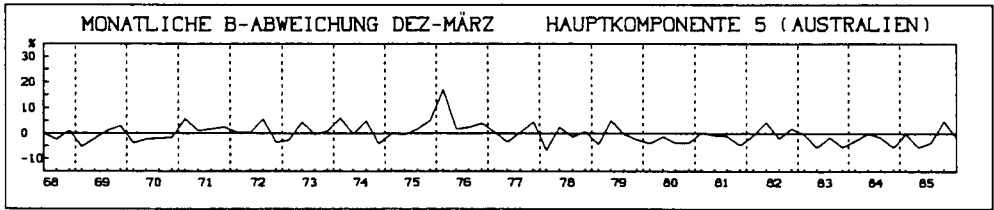
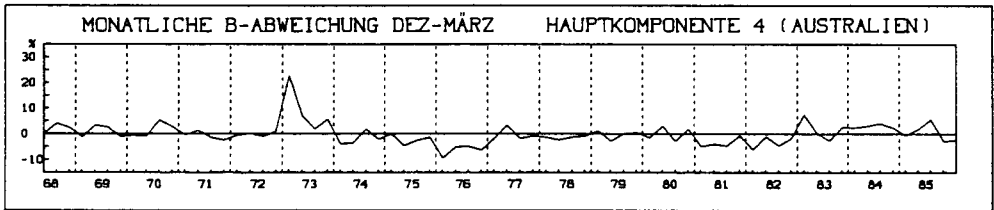
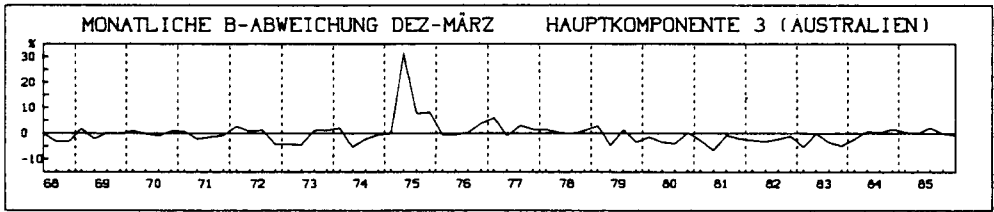
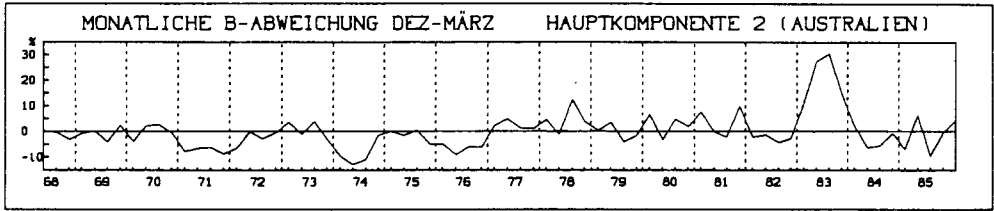
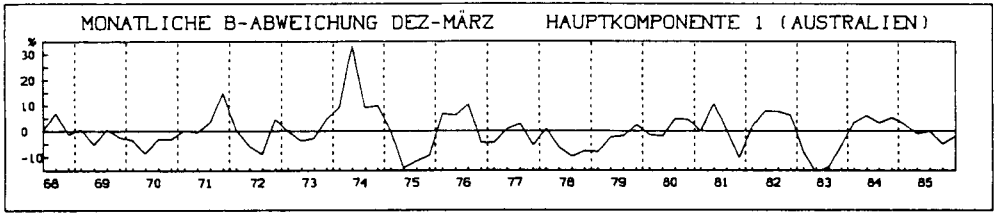


Abb. 18: Prozentuale Varianzerklärungsanteile der ersten sechs Hauptkomponenten der 200 hPa- Strömung anomal feuchter (linker Diagramm-Teil) und anomal trockener Monate (rechter Diagramm-Teil) in Australien (Gesamtwert als Gerade)

Schließlich bleibt noch Hauptkomponente 4, die im Dezember 1972 bestimmend hervortritt. Hier zeigt sich ein großamplitudiger Höhentrog mit seiner Rückseite über der östlichen Hälfte Australiens, während im Südwesten eine stark meridionalisierte Antizyklonalwelle liegt. Trotz der kräftigen Zufuhr direkt aus südlichen Richtungen im zentralen Längsbereich kommt es offensichtlich nicht zu größeren kaltfrontalen oder thermisch labilisierenden Prozessen, das tropische Australien bleibt verbreitet anomal trocken. Ein wesentlicher Grund dafür dürften die Höhenkonvergenzen an der Trogrückseite sein, die durch ein eigenständiges Band westlicher Winde nachhaltig verstärkt werden, das aus einer kleinen Antizyklone südwestlich von Indonesien abzweigt und auch die antizyklonale Wellenauslenkung über West-Australien nicht mitvollzieht; über dem tropischen Australien erfolgt die Integration in die Primärströmung des Höhentrogs mit konvergenzsteigerndem und konvektionsdämpfendem Gesamteffekt.

Betrachtet man die jahresgangbereinigten Repräsentanzabweichungen der Hauptkomponenten in den Höhenströmungsfeldern aller verfügbaren Sommermonatsmonate (Abb. 19), ergeben sich neben den Spitzen in den unmittelbar analysierten Monaten noch einige weitere auffällige Abweichungen: Hauptkomponente 1 erscheint zusätzlich überdurchschnittlich vertreten im März 1971, im Februar 1976 sowie in der übrigen Sommermonsunzeit von 1974 (im März noch einmal +10% Abweichung überschreitend); letzteres kann als begleitender Auf- bzw. Abbau der im Januar kulminierenden Gewichtung angesehen werden, ersteres ist ein weiteres Indiz für die starken Grundzustands-Anteile in Hauptkomponente 1, die leichter zu überdurchschnittlichen Affinitäten mit beliebigen Strömungsfeldern führen können als

Abb. 19: Monatliche Abweichung des monatsgemittelten prozentualen Bestimmtheitsmaßes B zwischen Original- und Hauptkomponenten-Windfeldern vom jeweils zugehörigen monatlichen Mittelwert 1968-1985 für die Regenzeit-Monate Dezember bis März (200 hPa Strömungsanalyse Australien).



betont anomale Konfigurationsmuster. Hauptkomponente 2 zeigt in Abb. 19 vier weitere Monate mit wenigstens 10% höheren Werten: Februar 1978 und März 1981 sind dabei Fälle tatsächlich anomal trockener Monate, die in der Hauptkomponentenanalyse zunächst nicht auffällig erscheinen; erst nach Jahresgangbereinigung zeigen sie ihre primären Affinitäten, die allerdings immer noch wesentlich geringer bleiben als in den beiden "Hauptmonaten" des außergewöhnlichen El-Niño-Jahres 1983. Die benachbarten Monate in dieser Sommermonsunzeit liegen im Auf- bzw. Abbau der kulminierenden Gewichtung und bleiben ebenfalls noch über der 10%-Marke. Bemerkenswert ist der Umstand, daß im März 1983 trotz dieser noch anhaltenden Überbetonung von Hauptkomponente 2 in Australien bereits wieder anomal feuchte Verhältnisse herrschen. Die Trägheiten der Höhenströmungskonfigurationen müssen sich also nicht immer in analogen Trägheiten der mit ihnen verbundenen sonstigen atmosphärischen Zustandsformen niederschlagen.

In die Darstellungen zusätzlicher Zirkulationsparameter (Abb. B22) sind die Verteilungen der 200 hPa- Zonalkomponentenanomalien nicht mitaufgenommen worden, da sie keine wesentlichen Zusatzinformationen beinhalten. Stattdessen soll noch ein Beispiel für die komplementären Häufigkeitsverteilungen der überdurchschnittlichen 700 hPa-Antizyklonalwelligkeitsindizes WI_{azyk}^* gegeben werden. Beide Parameter zeigen im Mittel ziemlich flache Verteilungskurven mit nur wenig ausgeprägten Maxima und Minima. Die zyklonalen Werte erreichen im randtropischen Breitenstreifen ein flaches mittleres Maximum im Bereich Nordost-Australiens, im äquatornahen Breitenstreifen im Bereich der indonesischen Inselwelt; die antizyklonalen Werte steigen im randtropischen Breitenstreifen zum Gebiet östlich der Datumsgrenze hin an und sinken im äquatornahen Breitenstreifen in gleicher Richtung ab. Dies deckt sich im wesentlichen mit allgemein klimatologischen Vorstellungen über Subtropenhoch- und ITC-Positionen. Wichtiger sind jedoch in vorliegendem Zusammenhang die davon abweichenden Verteilungen in unterschiedlichen Einzelsituationen. Dezember 1975 repräsentiert einen anomal feuchten Sommermonsunmonat, in dem die

WI_{zyk}^{*} - Häufigkeiten im äquatornahen Breitenstreifen westlich von Indonesien signifikant erhöht, östlich davon signifikant erniedrigt sind; gleichzeitig sind diese Häufigkeiten über Nord-Australien deutlich erhöht, ebenso wie die antizyklonalen nördlich davon. Offensichtlich hat hier eine Verschiebung antizyklonaler Einflüsse äquatorwärts, zyklonaler Einflüsse polwärts stattgefunden, wie es sich auch am Verteilungsbild der Wirbelgrößenanomalien bestätigt: negative Vorzeichen im Raum von Neuguinea, die sich noch weit in den Pazifik hinaus erstrecken, sowie positive Werte über Nord-Australien, die sich in Richtung westliches Indonesien verlängern. Die im Dezember 1975 zeitweise steuernde Höhenströmungs-Hauptkomponente 5 mit ihrer abgeschnürten Höhenzyklone östlich von Australien paßt sich wie oben erläutert in dieses niedertroposphärische Verteilungsbild bei Australien ein.

Mehr im Westteil konzentriert sind die positiven Niederschlagsanomalien im März 1984, der keiner dezidierten Höhenströmungskonfiguration zugeordnet werden kann. Aber die mittlere Vertikalbewegung zeigt großräumige Aufstiegsgebiete im gesamten westpazifisch-indonesischen Raum, die auch Nord-Australien mit Ausnahme seines östlichen Teils mitumfassen. Auch die niedertroposphärischen Wirbelgrößenanomalien sind über der Westhälfte Australiens positiv, über seiner Osthälfte vorwiegend negativ. Die Häufigkeiten überdurchschnittlicher Welligkeitsindizes weichen bei beiden Vorzeichen gleichsinnig vom jeweiligen Mittelwert ab (fast durchgehend auch in beiden Breitenstreifen rund um Australien): dies kann als Indiz einer generell gesteigerten Wellenentwicklung in der unteren Troposphäre angesehen werden, die beide Wellenphasen (zyklonal und antizyklonal) gleichermaßen umfaßt und dabei insbesondere zu einer im monatlichen Saldo gesteigerten Niederschlagsbilanz führen kann.

Nicht immer verändern sich aber zyklonale und antizyklonale Wellenentwicklungen gleichsinnig, wie das Beispiel des vor allem im Westteil anomal trockenen Januar 1972 zeigt (im Er-

gebnis der Höhenströmungsanalyse ebenfalls nicht explizit vertreten): die WI_{zyk}^* -Häufigkeiten sind dort im äquatornahen Breitenstreifen erhöht, im äquatorferneren Breitenstreifen deutlich erniedrigt; die WI_{azyk}^* -Häufigkeiten dagegen genau umgekehrt (bei etwas östlicherer Lage des randtropischen Überentwicklungsmaximums). Hier scheint eher eine Substitution in den bevorzugten Wellenphasenanordnungen stattgefunden zu haben, wie es sich auch in der breitendifferenzierten Verteilung der Wirbelgrößenanomalien und der mittleren Vertikalbewegung niederschlägt (positive Werte in Äquatornähe, negative südlich davon über dem Westteil unseres Bezugsgebiets). Leider lassen sich keine vorherrschenden Strömungsmuster spezifizieren, die diese charakteristische Umverteilung oder auch die auffällige Neutral-Nivellierung der mittleren Vertikalbewegung über dem gesamten südlichen Indik großräumig einordnen könnten.

Als letztes Beispiel sei der auf ganzer Längenerstreckung Nord-Australiens anomal trockene März 1981 präsentiert, der bei den jahresgangbereinigten Repräsentanzabweichungen von Abb. 19 noch ein bedeutenderes Hervortreten von Hauptkomponente 2 ausweist. Am deutlichsten wird die weitgespannte Restriktion niederschlagsförderlicher Bedingungen (in Hauptkomponente 2 durch den weit äquatorwärts verschobenen Verlauf des subtropischen Höhenwestwindmaximums markiert) in der Zone negativer 700 hPa-Wirbelgrößenanomalien, die sich von Madagaskar quer über den indischen Ozean bis zur Ostküste Nord-Australiens zieht. Die mittlere Vertikalbewegung in der gleichen Zone ist von einigen Unterbrechungen südlich von Sumatra und über Arnhemland abgesehen ebenfalls negativ, also abwärts gerichtet. Die randtropischen WI_{zyk}^* -Häufigkeiten der unteren Troposphäre sind bis östlich von Australien unterdurchschnittlich, die komplementären WI_{azyk}^* -Häufigkeiten bis West-Australien überdurchschnittlich. Bezeichnenderweise werden derartig weitgespannte Anomaliezusammenhänge gerade in solchen Zeitabschnitten ausgebildet, die eine erkennbare Überrepräsentanz großräumig übergreifender Strömungskonfigurationen zeigen, wie es für die bei nochmals gesteigerter Ge-

wichtung bereits El-Niño-typische Hauptkomponente 2 der Fall ist.

Tendentiell ähnliche, wenngleich teils stärker nivellierte Verteilungen als in den ausgewählten Beispielen zeigen die restlichen Anomalie Monate unter Einschluß drei weiterer trockener Fälle (Februar 1973, März 1978, Januar 1985), die ohne spezifische Auffälligkeit in der Höhenströmungsanalyse geblieben sind. Lediglich ein weiterer anomal trockener Monat (März 1980) läßt sich mit den angewandten Mitteln zirkulationsdynamisch überhaupt nicht charakterisieren.

7. Gesamtbewertung und Schlußfolgerungen

Um zu einer zusammenfassenden Bewertung der vorgelegten Ergebnisse gelangen zu können, seien einige Grundsatzbemerkungen vorangestellt. Ziel der Gesamtuntersuchung sollte keine Aufdeckung von Anordnungsgesetzmäßigkeiten tropischer Niederschlagsanomalien sein; dazu wäre räumlich verdichteteres und zeitlich ausgedehnteres Datenmaterial notwendig, wie es etwa den Raummuster-Studien von NICHOLSON (1980, 1986b) im Bereich des nord- wie auch des südhemisphärischen Afrika zugrundeliegt. Lediglich die satellitenbildgestützten Angaben über das tägliche Auftreten stark reflektierender Bewölkung (HRC) in den Tropen konnten zur Ausweisung von Anomalieverteilungen organisierter Konvektion genutzt werden, wie es in erdumspannender Erstreckung für ausgewählte Breitenstreifen (Teil 3.) und für die gesamten Tropen zur jeweiligen Sommermonsunzeit geschehen ist (Teil 5). Ebenfalls nicht Ziel der Gesamtuntersuchung konnte es sein, Sequenzen im Auftreten bestimmter Anomalien zu analysieren, wofür erneut zeitlich ausgedehnteres Datenmaterial erforderlich gewesen wäre. Die Darstellung von Gebietsniederschlagsanomalien in Teil 2. eröffnet lediglich einen Überblick über die Anomaliephasen im begrenzten knapp 20-jährigen Untersuchungszeitraum, wie sie sich auf der Grundlage eines eigens entwickelten Gebietsindex' zur adäquaten Bestimmung von Niederschlagsanomalien ergeben (Teil 2.). Kernstück der vorliegenden Untersuchung sollte hingegen sein, Aufschlüsse über atmosphärische Zustandsformen zu erhalten, die das Auftreten rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen verursachen, begünstigen oder ermöglichen. Dabei lag das Augenmerk nicht auf variablen Randbedingungen (z.B. Meeresoberflächentemperaturen) oder auf möglichen externen Einflüssen (solarer, vulkanogener oder anthropogener Art), sondern auf den vielgestaltigen atmosphärischen Zirkulationsprozessen, die mit derartigen Anomalien einhergehen. Wie wir mittlerweile wissen, gehen auch von den höheren Atmosphärenstockwerken Einflüsse auf die bodennahen Zustandsformen aus (EBDON (1975) etwa zeigt dies für die quasi-zweijährige Oszillation in der Stratosphäre und korrespondie-

rende Bodenluftdruckanomalien in den Tropen); in der vorliegenden Arbeit konnten jedoch nur troposphärische Winddaten verarbeitet werden, die sich auf repräsentative Niveaus verschiedener Troposphärenschichten beziehen. Mittels der in Teil 4. erläuterten Methoden gelang es, für zuvor bestimmte anomal feuchte oder trockene Monate in sechs ausgewählten und über die globalen Tropen verteilten Beispielsregionen (Teil 6.2.) großräumige Zirkulationsmuster herauszuarbeiten, die sich als anomaliespezifisch erweisen, also (von wenigen meist erklärbaren Ausnahmen abgesehen) tatsächlich nur im Zusammenhang mit derartigen Anomalien und nicht etwa beliebig verteilt auftreten. Die Bedeutsamkeit solcher Zirkulationsmuster über die Einzelfälle hinaus, anhand derer sie erarbeitet worden sind, ergibt sich aus der theoretisch formulierten (FLOHN, 1973a, S.85) und empirisch belegbaren (TYSON, 1988) Eigenschaft der Atmosphäre, auf unterschiedlichen Zeitskalen immer wieder ähnliche anomale Zustandsformen auszubilden; das, was auf monatlicher oder saisonaler Zeitskala über atmosphärische Zirkulationsanomalien gelernt werden kann, ist also prinzipiell auch übertragbar auf andere zeitliche Betrachtungsdimensionen, zumindest solange, wie die generellen Randbedingungen für die Atmosphäre oder das gesamte Klimasystem keine grundsätzlich anderen sind (eukryogene oder akryogene Bedingungen etwa). Bei der Erarbeitung anomaliespezifischer Zirkulationsmuster sind faktorenanalytische Verfahrensweisen zur Anwendung gelangt, die keine realen Windfelder erzeugen, sondern als grundlegende und voneinander unabhängige Steuerungstendenzen zu verstehende abstrakte Strömungskonfigurationen, die erst in variabel gewichteter Überlagerung die tatsächlichen Strömungsverhältnisse ergeben. Dies ermöglicht ein genaueres Studium der unterschiedlichen Steuerungstendenzen, als es an den resultierenden Überlagerungen möglich wäre. Auf der anderen Seite ist eine eindeutige klimatologische Bewertung der Gewichtungsunterschiede, die den Anomaliebezug herstellen, nicht universal zu erreichen: die stärkere Gewichtung einer bestimmten Hauptkomponente in einem realen Windfeld indiziert zwar eine entsprechende Betonung der zugehörigen Steuerungstendenz, gewährleistet aber keine

zweifelsfreie Aussage über den tatsächlichen Effekt dieser Betonung. Dazu wird man stets auf Zusatzinformationen angewiesen sein, wie es in vorliegender Arbeit etwa mittels weiterer Zirkulationsparameter versucht worden ist. Insgesamt können also nur variable Tendenzen, keine definitiven Zustandsalternativen aufgezeigt werden. Selbst dies geht aber ganz erheblich über die Aussagemöglichkeiten ohne faktorenanalytische Zerlegung der betrachteten Windfeldkollektive hinaus. An die Grenzen des Verfahrens stößt man jedoch dort, wo klimatologische Substanz und numerisches Erfordernis konfliktieren: leicht verschobene Trogachsenpositionen, kleinere Amplitudenveränderungen oder begrenzt modifizierte Zellenanordnungen, die für unmittelbar benachbarte Regionen hochsignifikante Auswirkungen haben können, laufen bei großräumiger Betrachtung und relativ nahegelegenen Alternativenordnungen Gefahr, im Zwang des numerischen Verfahrens zur Ausweisung linear unabhängiger Grundmuster nicht mehr eigenständig berücksichtigt zu werden und entweder klimatologisch falsche oder überhaupt keine signifikanten Ladungspräferenzen mehr zu entwickeln. Zwei derartige Einzelfälle waren auch in den vorgelegten Analysen zu verzeichnen (innerhalb der Beispielfälle Karibischer Raum und Südafrika, Teil 6.3.), die sich nur durch Alternativenanalysen vergleichend korrigieren lassen. Der Wert des Gesamtverfahrens wird dadurch aber nicht in Frage gestellt, wie auch die Tatsache zeigt, daß unter Einbezug der zusätzlichen Zirkulationsparameter nur wenige Anomalie Monate gänzlich unerklärt bleiben (vgl. Teil 6.3.). Für diese Residuen sind folgende Gründe denkbar: i) Konzentration der anomalieerzeugenden Zustandsform auf kürzere Teilzeiträume innerhalb des betreffenden Monats mit Kompensation der Zirkulationsstrukturen im längeren Restzeitraum unter Beibehaltung einer gesamtmonatlichen HRC- und Niederschlagsanomalie; ii) Zirkulationsanomalien, die sich einer Erfassung durch die hier verwendeten Größen entziehen (stratosphärische Einflußmomente oder Entwicklungen, die in anderen Niveaus oder Schichten der Troposphäre besser zu identifizieren wären); iii) Variabilitäten von Internparametern (z.B. Feuchtigkeitsgehalt in verschiedenen Atmosphärenschichten) oder Randbedin-

gungen (z.B. Meeresoberflächentemperaturen), die sich nicht primär in einer erkennbaren Veränderung der großräumigen Strömungsverhältnisse niederschlagen, sondern die niederschlagsrelevanten Charakteristika der bestehenden Strömungsanordnung intern modifizieren ("within-type changes" nach BARRY und PERRY, 1973, S.377). Hinsichtlich der hier erarbeiteten Teilergebnisse lassen sich jedoch folgende zusammenfassende Aussagen treffen:

1.) Die überragende Rolle der troposphärischen Höhenströmung, wie sie etwa bei TYSON (1988) hervorgehoben wird, bestätigt sich auch in der Gesamtheit der vorgelegten und im Hintergrund zusätzlich ausgeführten Untersuchungen in allen Teilgebieten der globalen Tropen. Bei allen Hauptkomponentenanalysen in verschiedenen Teilgebieten und in verschiedenen Troposphärenniveaus sind die Ergebnisse bei der 200 hPa- Strömung nicht nur numerisch die günstigsten (relativ wenige Hauptkomponenten mit relativ hohem Gesamtvarianzerklärungsanteil bei zeitlich relativ deutlichen Gewichtung-Unterschieden), sondern mit Abstand auch diejenigen, denen am leichtesten, am umfangreichsten und mit stärkster Bindung an beobachtete Konvektions- und Niederschlagsanomalien eine schlüssige zirkulationsdynamische Interpretation zugeordnet werden kann. Nicht alle Anomalie Monate zeigen aber signifikant überdurchschnittliche Gewichtungen spezifischer Höhenströmungsmuster, über die bereits angesprochenen, generell mit den angewandten Methoden nicht erfassbaren Fälle hinaus auch jeweils immer einige Monate, die gleichwohl bei den zusätzlichen Zirkulationsparametern mehr oder weniger deutliche anomaliebezogene Verteilungsspezifika aufweisen (besonders ausgeprägt etwa im April 1985 beim Beispielsfall Nordost-Brasilien, vgl. Teil 6.3.4.). Dabei mag es sich um typinterne Veränderungen eines prinzipiell gleichartigen Zirkulationsmodus' handeln oder aber auch um eigenständige Entwicklungen vor allem in der unteren Troposphäre, die unabhängig von der Höhenströmungskonstellation vonstatten gehen. In gewisser Weise scheint dies sogar regelmäßig aufzutreten, bedingt durch jeweils unterschiedliche Trägheiten atmosphärischer Zustandsmodi in verschiedenen Höhenschichten: so begegnen uns in der vorliegen-

den Untersuchung sowohl Fälle, in denen bei (wenngleich schon abgeschwächtem) Fortbestand einer bestimmten Höhenströmungskonstellation bereits andersartige oder gar gegenteilige Zustandsformen in der unteren Troposphäre angenommen werden (z.B. März 1983 Australien, vgl. Teil 6.3.6.), als auch Fälle, in denen noch nach bereits weitgehendem Abbau einer spezifischen Höhenströmungskonfiguration die vormals assoziierten Zustandsbedingungen in der unteren Troposphäre weiter andauern (z.B. September 1983 Indien, vgl. Teil 6.3.2.). In den meisten Fällen herrscht jedoch eine weitgehende Korrespondenz zwischen hoch- und niedertroposphärischen Verhältnissen, wobei der höhenströmungsbedingten Anordnung der großräumigen Konvergenz- und Divergenzgebiete sowie den in Abhängigkeit von den jeweiligen Höhenströmungskonstellationen variablen Bildungsbedingungen troposphärischer Wellen ausschlaggebende Bedeutung zukommt.

2.) Gerade im Niveau der Höhenströmung wird der nachhaltige Einfluß der Außertropen auf die tropische Zirkulation direkt erkennbar: unter sämtlichen präsentierten Höhenströmungsmustern sind nur wenige zu finden, bei denen die Westdrift der Außertropen so weit polwärts liegt, daß keine unmittelbaren Strömungsbeeinflussungen bis in die Tropen festzustellen sind (z.B. die südhemisphärischen Teile von Hauptkomponente 1 Südafrika (Abb. B19) oder von Hauptkomponente 3 Nordost-Brasilien (Abb. B17)). Zumeist stellt sich eine mehr oder weniger enge Verzahnung tropischer, subtropischer und außertropischer Strömungsäste ein, über die die hemisphärischen und zum Teil sogar planetarischen Wechselwirkungen vermittelt sind und über die insbesondere die Einwirkung außertropischer Zirkulationseinflüsse stattfindet. Dabei spielt nicht nur das Eindringen einzelner Strömungselemente bis in die Tropen (großamplitudige Höhenträge oder abgeschnürte Höhenzyklonen etwa) eine wichtige Rolle, sondern auch die gesamte außertropische Wellenanordnung, die Einfluß auf die räumliche Verteilung der unterschiedlichen Einzelsteuerungen nimmt. Davon werden selbst quasistationäre Gebilde wie etwa das steuernde Tibet-Hoch betroffen: so zeigen die Hauptkomponenten der Höhenströmungsanalyse im Beispielsfall Indien (Abb. B13) unterschied-

liche Positionen dieser Antizyklonalzelle in verschiedenen Wellenphasenanordnungen, verstärkte oder abgeschwächte Ausbildungsformen und auch ein völliges Verschwinden im großräumig zonalisierten Strömungsmuster. Das bedeutet, daß das thermisch induzierte Tibet-Hoch je nach Betonung einer der unterschiedlichen Basissteuerungen, die mit verschiedenen Wellenanordnungen einhergehen, Tendenzen der Abschwächung oder der Verstärkung, der Verlagerung oder der Positionsstabilität entwickeln wird. Als Motor der indisch-afrikanischen Monsunzirkulation (vgl. Teil 1.3.) übt es in seiner Variabilität dann auch entsprechende Einflüsse auf die resultierende Monsuneffektivität aus.

3.) Keinerlei Berechtigung besteht für vereinfachende Verursachungsannahmen tropischer Niederschlagsanomalien wie etwa generellen Verlagerungen der planetarischen Druck- und Windgürtel (WINSTANLEY, 1973b). Abgesehen von ihrer längst erfolgten Widerlegung (siehe Teil 1.4.) genügen derartige Vorstellungen in keiner Weise der komplexen Vielgestaltigkeit atmosphärischer Zustandsformen, wie sie selbst wiederum nur ausschnittsweise in den vorgelegten Strömungsmustern und Parameterverteilungen zum Ausdruck kommt. Mit aller gebotenen Vorsicht sollen deshalb im folgenden die zusammenfassenden Aussagen formuliert sein.

4.) Auffällig in den gesamten Analysen ist die äußerst geringe Rolle, die die Variabilitäten der Meridional Komponente im gesamten Schwankungsspektrum spielen. Das zeigt sich sowohl in der Unergiebigkeit meridional Komponentenspezifischer Hauptkomponentenanalysen (vgl. Teil 4.3.1.3.) als auch in den kaum differenzierenden Meridional Komponenterverteilungen der Zusatzparameter; der einzige mitaufgenommene Beispielfall Sahel (Abb. B12) zeigt neben unterschiedlichen außertropischen Trogpositionen innerhalb der afrikanischen Tropen nur die eine differenzierende Besonderheit südlicher Komponenten über Südafrika während der im Sahel nicht-trockenen Beispielsmonate (August 1976 und 1977). Anders dagegen spielen die Abweichungen der Zonal Komponente eine herausragende Rolle (vgl. Teil 6.3.), wobei als häufigster Fall eine Verstärkung der Ostströmung in anomal feuchten Abschnitten, eine Abschwä-

chung in anomal trockenen bei gegenläufigen Veränderungen der unmittelbar anschließenden Westströmung zu beobachten ist. Allerdings ist dieser Zusammenhang nicht zwingend, wie das sahelische Beispiel vom Juni 1971 zeigt, wo sich unter dem Einfluß eines relativ südlich gelegenen Subtropenhochs (Hauptkomponente 3 (Sahel)) verstärkte Ostwinde und antizyklonal trockene Bedingungen miteinander verbinden. In den Höhenströmungsmustern der Hauptkomponenten wird die Bedeutsamkeit der Zonalkomponente ebenfalls offensichtlich, zeigen doch sehr viele der 41 Windfelder östliche Richtungen bei 'feuchter', westliche Richtungen bei 'trockener' Betonungscharakteristik. Besonders deutlich ist dieser Unterschied über Nordost-Brasilien, wo jede Hauptkomponente, die in anomal feuchten Monaten bestimmend hervortritt, östliche Zonalkomponenten zeigt, jede, die in anomal trockenen Monaten bestimmend hervortritt, jedoch westliche Zonalkomponenten. Auch dieser einfache Zusammenhang darf allerdings nicht generalisiert werden, wie einige typische Beispiele weiter unten zeigen. Neben Intensitäts- und Richtungsänderungen sind auch Ausweitungen, Einengungen und Verschiebungen in der Breitenerstreckung der tropischen Ostwinde zu beobachten, die allerdings in den Störungsmustern der steuernden Hauptkomponenten meist stärker ausfallen als in den resultierenden Überlagerungsprodukten der realen Windfelder. Insgesamt kann das Resümee von STOECKENIUS (1981) bestätigt werden, daß Intensitätsschwankungen der zonalen Walker-Zellen für die beobachteten interannuellen Niederschlagsschwankungen wesentlich bedeutsamer sind als Schwankungen der meridionalen Hadley-Zirkulation.

5.) Aus den Höhenströmungsmustern der regionalen Hauptkomponentenanalysen ergibt sich kein Hinweis darauf, daß bei den beobachteten tropischen Niederschlagsanomalien primär Veränderungen in der Länge der Regenzeit ausschlaggebend sind. Zwar resultieren einige Strömungsmuster, die aufgrund ihrer Beschaffenheit und ihrer Betonungspräferenzen am Beginn bzw. am Ende der Regenzeit eine Verkürzung derselben im betreffenden Einzelfall indizieren (weit äquatorwärts reichende Westwinde in Hauptkomponente 2 (Sahel), 5 (Indien) und 7 (Süd-

afrika), ein erst in Aufbau befindliches Tibet-Hoch in Hauptkomponente 6 (Indien)), in der Gesamtheit der Analysen spielen aber Strömungsmuster eine weit größere Rolle, die die Effektivität des monsonalen Zirkulationssystems unabhängig von Zeitpunkt oder Zeitdauer seiner Etablierung maßgeblich beeinflussen.

6.) Als stärkstes Signal derartiger Effektivitätsbeeinflussung erweist sich die bekannte El-Niño-Anomalie, nicht nur in den regionalen Analysen von Nordost-Brasilien oder Australien, sondern gerade auch in der erdumspannenden Analyse der südhemisphärischen Sommermonsunzeit (Teil 5.1.), deren resultierende Strömungsmuster in jeweils verschiedenen Zustandsphasen der assoziierten Southern Oscillation ihre maximale Gewichtung erlangen. Die sommermonsunale Nordhemisphäre kennt ein vergleichbar starkes Signal nicht und entwickelt nur wenige grundlegende Muster in erdumspannendem Zusammenhang (Teil 5.2.).

7.) In allen regionalen Analysen wird mindestens eine Hauptkomponente ausgebildet, die durch eine kontinuierlich und kräftig entwickelte tropische Ostströmung über dem jeweiligen Bezugsgebiet ausgezeichnet ist (Hauptkomponente 1 und 5 (Sahel), 3 (Indien), 4 (Karibischer Raum), 3 und 4 (Nordost-Brasilien), 1 (Südafrika), 1 (Australien)). Innerhalb der Tropen können diese einfachen Muster als Verstärkungen des ungestörten Grundzustandes regenzeitlicher Höhenströmung aufgefaßt werden. Sie erreichen auch allesamt ihre überdurchschnittlichen Gewichtungen in nicht-trockenen Monaten, ihre höchsten Gewichtungen in anomal feuchten Monaten. Nur drei von ihnen (Hauptkomponente 3 (Nordost-Brasilien), 1 (Südafrika), 1 (Australien)) sind mit einer deutlich zonalisierten Westwinddrift der Außertropen verknüpft, ansonsten herrschen eher wellenartige oder zelluläre Zirkulationsformen, die zum Teil am Antrieb der tropischen Ostströmung direkt beteiligt sind.

8.) Neben dieser verstärkten Grundform tropischer Ostströmung treten jedoch noch eine Reihe weiterer Konfigurationen auf, die zu anomal feuchten Verhältnissen führen:

a) der unmittelbare Einfluß einer Höhenantizyklone, unterhalb deren divergentem Ausströmbereich es zu einer Stimulierung

konvektiver Prozesse kommt (Hauptkomponente 7 (Karibischer Raum), 7 (Nordost-Brasilien), 3 und 5 (Südafrika)). Derartige Zustandsformen können sich offensichtlich sowohl in zonalierten, in meridionalisierten als auch in zellulären Zirkulationsstrukturen herausbilden.

b) Der direkte Einfluß einer zyklonalen Höhenzirkulation, die sich bis in tiefere Atmosphärenschichten durchsetzt und ein vertikal mächtiges Störungssystem aufbaut (Hauptkomponente 2 (Indien), 3 (Karibischer Raum), 5 (Australien)). Dies vermag sich sowohl innerhalb der Tropen selbst als auch im Zusammenhang mit einer abgeschnürten Höhenzyklone zu entwickeln.

c) Der direkte Einfluß außertropischer Kaltluft in meridionalen Strömungssituationen (Hauptkomponente 2 und 6 (Karibischer Raum)). Dabei können kaltfrontale Prozesse oder Labilisierungen von oben stattfinden, aber auch im Vorfeld des Höhentrog oder Kaltlufttropfens durch erzwungenes antizyklonales Drehen und damit verbundenes divergentes Ausströmen Konvektionsverstärkungen induziert werden.

d) Selbst ausgesprochen westliche Höhenströmungen können mitunter mit tropischen Konvektionsbelebungen einhergehen, wie die El-Niño-Hauptkomponente 2 der südhemisphärisch sommermonunalen Analyse zeigt (Abb. B7). Im südlicheren Teil der südamerikanischen Tropen treten positive Konvektionsanomalien auf (Abb. B6), bei denen möglicherweise mit gehäuften frontalen Einflüssen zu rechnen ist.

9.) Abgesehen von dem letztgenannten Sonderfall treten in den regionalen Analysen jedoch immer anomal trockene Verhältnisse auf, wenn Hauptkomponenten mit einer westlichen Höhenströmung über dem jeweiligen Bezugsgebiet signifikant überdurchschnittliche Gewichtungen erhalten (Hauptkomponente 2 (Sahel), 5 (Indien), 7 (Karibischer Raum), 1 (Nordost-Brasilien), 2 und 7 (Südafrika), 2 (Australien)). Dabei kann es sich um weit äquatorwärts vorgeschobene außertropische Westwinde oder subtropische Höhenwestwindmaxima, um eigenständige Entwicklungen innerhalb der Tropen (z.B. in Zusammenhang mit invertierten oder verschobenen Walker-Zellen) oder um in sehr niederen Breiten antizyklonal umgelenkte Höhenwinde handeln. Immer werden Entwicklungen einer intakten Monsunalzirkulation

gestört und anomal trockene Verhältnisse induziert.

10.) Neben dieser allgemein verbreiteten Form monsunaler Beeinträchtigung treten jedoch wieder eine Reihe weiterer Konfigurationen auf, die zu anomal trockenen Verhältnissen führen:

a) der Einfluß subtropisch-randtropischer Antizyklonen in ungewöhnlich niedriger Breitenlage (Hauptkomponente 3 (Sahel), 5 (Karibischer Raum)), sei es durch großräumige Absinkbewegungen, die für derartige vertikal mächtige Druckgebilde charakteristisch sind, oder durch Höhenkonvergenzen zwischen zwei relativ nah nebeneinandergelegenen Zellen mit der entsprechenden Dämpfungswirkung auf konvektive Prozesse.

b) Der unmittelbare Einfluß einer Höhenzyklone (Hauptkomponente 6 (Nordost-Brasilien)), die keine zyklonale Zirkulation bis in tiefere Schichten durchsetzt, sondern über konvergentes Einströmen in der Höhe oder anomale Höhenwestwinde über den Tropen konvektionsbeeinträchtigend wirkt.

c) Der Einfluß großamplitudiger Höhenträge aus den Außertropen (Hauptkomponente 4 und 7 (Sahel), 1 und 4 (Indien), 4 und 6 (Südafrika)): dabei darf kein direktes Eindringen von Kaltfronten oder labilisierenden Kaltluftschichten in der Höhe stattfinden, sondern lediglich eine Behinderung oder Unterbindung der 'normalen' Entwicklung tropischer Höhenostwinde. Derartige Wirkungen sind vor allem bei quasistationären oder nur langsam wandernden Trögen zu erwarten, während rasch wandernde Zyklonalwellen eher einen störungsinduzierenden Impuls aussenden. Treffen eigenständige Höhenwestwinde in den Tropen auf die Rückseitenströmung selbst weit in die Tropen hineinreichender Höhenträge (Hauptkomponente 2 (Nordost-Brasilien), 4 (Australien)), werden auch deren störungsinduzierende Potentiale durch die verstärkte Höhenkonvergenz an der Rückseite unterdrückt und insgesamt anomal trockene Verhältnisse begünstigt.

d) Auch bei östlichen Höhenwinden können Niederschlagsdefizite auftreten, wie das Beispiel von Hauptkomponente 4 (Sahel) zeigt: nach wie vor existiert zwar eine tropische Ostströmung, die aber im randtropischen Bereich stark abgeschwächt oder unter dem Einfluß eines Höhentrogges an einer westwärti-

gen Ausbreitung gehindert ist und keine hinreichenden Bildungsbedingungen für wirksame tropische Störungen mehr gewährleisten kann.

e) Sehr häufig treten bei Hauptkomponenten, die in anomal trockenen Zeitabschnitten ihre stärkste Gewichtung erlangen, generell gradientschwache Verhältnisse im Höhenströmungsfeld auf (Hauptkomponente 6 und 7 (Sahel), 1, 4 und 6 (Indien), 1 (Karibischer Raum), 4 (Südafrika)). Dies kann sowohl im Vorfeld außertropischer Höhentöpfe, die die Entwicklung einer intakten Monsunzirkulation hemmen, als auch in Nachbarschaft polwärts gelegener Hochdruckgebiete geschehen, die keine großräumige Ostströmung anzutreiben vermögen.

11.) Abschließend erwähnt seien noch einmal typinterne Veränderungen, die bei prinzipiell gleichartigen Strömungskonfigurationen durch graduelle Modifikationen einzelner Strömungsbestandteile oder niederschlagsrelevanter Internparameter ein andersartiges atmosphärisches Gesamtverhalten bewirken. Beispiele hierfür sind uns begegnet im August 1982 im karibischen Raum, wo typinterne konvektive Impulse auch bei Hervortreten der 'trockenen' Hauptkomponente 1 noch mittelwertsnähere Niederschlagsverhältnisse aufrechterhalten, oder im August 1976 im Sahel, wo eine typinterne Amplitudenvergrößerung eines zentralmediterranen Höhentrogs das niederschlagsgünstige Hervortreten der 'feuchten' Hauptkomponente 1 neutralisiert und höchstens noch mittelwertsnähere Niederschlagssummen zuläßt.

Im Gesamtüberblick hat die vorliegende Untersuchung eine weitgehende Bestätigung einiger einfacher grundlegender zirkulationsdynamischer Zusammenhänge sowie eine zusätzliche Vielzahl unterschiedlichster Einzelmuster erbracht, deren systematisierende Zusammenfassung bislang nur in dieser allgemeinen und vorläufigen Weise geschehen kann. Weitere Aspekte einer fortzusetzenden Untersuchung rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen mögen abschließend in vier Punkten skizziert sein: i) der Einbezug täglicher anstatt monatlicher Niederschlagswerte; dies ist nicht primär wegen einer Verkürzung der Zeitskala wünschenswert, sondern

um die starren Grenzen der zugrundeliegenden Zeitintervalle zu überwinden, denen natürliche keinerlei zirkulationsdynamische Signifikanz zukommt. ii) Die Ausweitung der Betrachtung über die monsonalen Regenzeiten hinaus; insbesondere die Übergangsjahreszeiten mit ihren gehäuften und intensivierten Wechselwirkungsprozessen zwischen tropischer und außertropischer Zirkulation spielen dabei eine herausragende Rolle (vgl. NICHOLSON, 1979a). iii) Die numerische Einbeziehung kritischer Randbedingungen für das atmosphärische Zirkulationsgeschehen; in erster Linie ist dabei an Meeresoberflächentemperaturen zu denken (vgl. OWEN und FOLLAND, 1988), über die mittlerweile auch umfangreiche Datenkollektive zur Verfügung stehen. iv) Die Erforschung zugrundeliegender Ursachen für die beobachteten oder analysierten Schwankungen und Anomalien der atmosphärischen Zirkulation; dabei ist nicht nur an externe Einflußgrößen zu denken (Solaraktivität, stratosphärischer Vulkanstaub, anthropogene Eingriffe), sondern auch an das interne Schwankungsverhalten des gesamten Klimasystems, dessen einzelne Bestandteile bei unterschiedlichen Reaktionszeiten wechselwirkend miteinander verkoppelt sind. Insbesondere erscheint die Frage von grundlegender Wichtigkeit, ob die alternativen atmosphärischen Zustandsformen, die mit beobachteten Klimaanomalien einhergehen, in eindeutiger Weise an bestimmte signifikant unterschiedliche Randbedingungen gebunden sind (und wenn ja, an welche), oder ob bei nahezu gleichen Randbedingungen prinzipiell auch mehrere alternative Systemzustände angenommen werden können, deren tatsächliche zeitliche Aufeinanderfolge nach Zeitpunkt und Zeitdauer nur mehr von kritischen Anfangsbedingungen abhängt, die sich im Schwankungsspektrum lediglich im Bereich des sog. Hintergrundrauschens bewegen. Diese Frage nach einer möglichen Fast-Intransitivität des Klimasystems wird mit Bezug auf die pazifischen El-Niño-Anomalien z.B. bei FLOHN (1973b) diskutiert und stellt eine der größten Herausforderungen der heutigen Klimaforschung dar.

8. Zusammenfassung

Die Untersuchung rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen basiert auf folgenden Datengrundlagen:

- a) monatliche Niederschlagssummen von 429 über die globalen Tropen verteilten Meßstationen für den Zeitraum 1968-1985;
- b) satellitenbildgestützte Angaben über das tägliche Auftreten stark reflektierender Bewölkung (HRC) in $1^\circ \times 1^\circ$ -Auflösung zwischen 25°N und 25°S für den (maximal zugänglichen) Zeitraum 1971-1985;
- c) tägliche Gitternetzpunktfelder der horizontalen Windkomponenten im 200, 500 und 700 hPa-Niveau in angenäherter $5^\circ \times 5^\circ$ -Auflösung zwischen 48°N und 48°S für den Zeitraum 1968-1985;
- d) mittlere monatliche Bodenluftdruckwerte von Tahiti (Gesellschaftsinseln) und Darwin (Nord-Australien) für den Zeitraum 1968-1985.

Nach einigen grundlegenden Aussagen zur Zirkulation und Niederschlagsgenese in den Tropen (Teil 1.3.) sowie einer gedrängten Literaturübersicht zum Themenkreis der Arbeit (Teil 1.4.) werden in einem ersten Schritt geeignete Indizes zur Bestimmung von Niederschlagsanomalien entwickelt (Teil 2.). Dies umfaßt sowohl einen Einzelstations-Index, der unterschiedliche allgemeine Niederschlagsniveaus ausgleicht und dennoch unterschiedliche Schwankungsbeträge verschiedener Stationen beibehält, als auch einen Gebietsindex, der einen Ausgleich für die unterschiedliche Güte von Gebietszusammenfassungen leistet und den variablen Repräsentationsgrad der mittleren Anomalien für das jeweilige Gebiet als ganzes berücksichtigt. In einer schematischen Gesamtabbildung werden die monatlich zusammenhängenden Phasen von Niederschlagsanomalien in allen festgelegten Teilgebieten während des Zeitraums 1968-1985 auf der Basis dieses neuen Gebietsindex' dargestellt.

In einem zweiten Schritt werden erdumspannende Anomalieverteilungen der organisierten Konvektion mittels zeitlich zusammengefaßter HRC-Häufigkeiten dargestellt: einmal als Zonalprofil in ausgewählten 10° -Breitenstreifen für charakte-

ristische monatliche Verteilungen (Teil 3.), zum anderen als global-tropische Isanomalienfelder für typrepräsentierende Hauptmonsunzeiten der Süd- und der Nordhemisphäre (Teil 5.).

In Teil 4. wird eine eingehende Erläuterung der anschließenden zirkulationsdynamischen Berechnungen gegeben, die folgende Momente umfassen: i) Hauptkomponentenanalysen der 200 hPa-Strömung zur Erzeugung von Grundmustern der Höhenströmungskonfiguration, deren zeitlich variable Gewichtungen in Bezug zu Konvektions- und Niederschlagsanomalien betrachtet werden; ii) monatlich gemittelte Verteilungen der zonalen und meridionalen 200 hPa- Windkomponenten; iii) Berechnung eines vereinfachten Maßes der mittleren monatlichen Vertikalbewegung; iv) Bestimmung der mittleren monatlichen 700 hPa-Wirbelgrößenanomalien (vertikale Komponente der relativen Vorticity); v) Berechnung der monatlichen Häufigkeiten überdurchschnittlicher 700 hPa-Werte eines eigens entwickelten Welligkeitsindex'.

In einem dritten Schritt werden in Teil 5. zunächst für die global-tropischen HRC-Isanomalienfelder erdumspannende Muster der assoziierten Höhenströmungskonfigurationen errechnet und in ihrer Aussagekraft einzuschätzen versucht. In Teil 6. schließen sich zirkulationsdynamische Analysen in sechs global-tropisch verbreiteten Beispielsregionen besonderer Gewichtigkeit an (Sahel, Indien, Karibischer Raum, Nordost-Brazilien, Südafrika, Australien), die sich auf zuvor faktorenanalytisch selektierte Regenzeit-Monate mit übereinstimmenden signifikant positiven oder negativen großräumigen Anomalien bei Konvektion und Niederschlag beziehen. Die Überprüfung des anomaliespezifischen Charakters der resultierenden Strömungsmuster erfolgt durch nachträgliche Korrelationen der Hauptkomponenten mit allen Originalwindfeldern des betreffenden Gesamtzeitraums. In Teil 7. werden die wichtigsten Ergebnisse zur Zirkulationsdynamik anomal feuchter und trockener Zeitabschnitte in den Tropen übergreifend zu systematisieren versucht.

LITERATURVERZEICHNIS

- ADEFOLALU, D.O., 1985: Observational studies since the field phase of WAMEX.
GARP Special Report, No. 44, S. VIII 1-27.
- ADEJOKUN, J.A., 1978: West African precipitation and dominant atmospheric mechanisms.
Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie, Serie A, 27, S. 289-310.
- ADLER, R.F. (u.) A.J. NEGRI, 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall.
Journal of Applied Meteorology, 27, S. 30-51.
- ALEXANDER, B., et al., 1974: Pacific equatorial pressure gradient and Indian monsoon rainfall.
Nature, 252, S. 463-464.
- ANANTHAKRISHNAN, R., 1977: Some aspects of the monsoon circulation and monsoon rainfall.
Pure and Applied Geophysics, 115, S. 1209-1249.
- ANANTHAKRISHNAN, R. (u.) P.J. RAJAGOPALACHARI, 1964: Pattern of monsoon rainfall distribution over India and neighbourhood.
In: Hutchings, J.W. (Ed.): Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology, Rotorua, New Zealand. Wellington, S. 192-200.
- ANGELL, J.K., 1981: Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific.
Monthly Weather Review, 109, S. 230-243.
- ANYADIKE, R.N.C., 1987: A multivariate classification and regionalization of West African climates.
Journal of Climatology, 7, S. 157-164.
- ARAKAWA, H., (Ed.), 1969: Climates of Northern and Eastern Asia.
World Survey of Climatology, 8, 1969.
- ARKIN, P.A., 1982: The relationship between interannual variability in the 200 mb tropical wind field and the Southern Oscillation.
Monthly Weather Review, 110, S. 1393-1404.
- ARKIN, P.A. (u.) P.J. WEBSTER, 1985: Annual and interannual variability of tropical-extratropical interaction: an empirical study.
Monthly Weather Review, 113, S. 1510-1523.

- ASPLIDEN, C.K., Y. TOURRE (u.) J.B. SABINE, 1976: Some climatological aspects of West African disturbance lines during GATE.
Monthly Weather Review, 104, S. 1029-1035.
- AYOADE, J.O., 1976: A preliminary study of the magnitude, frequency and distribution of intense rainfall in Nigeria.
Hydrological Science Bulletin, 21, S. 419-429.
- AYOADE, J.O., 1983: Introduction to Climatology for the Tropics.
Chichester/ New York/ Brisbane/ Toronto/ Singapore, 1983.
- BAHRENBERG, G. u. E. GIESE, 1975: Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie.
Stuttgart, 1975.
- BAHRENBERG, G., E. GIESE u. J. NIPPER, 1985: Statistische Methoden in der Geographie. Band 1: Univariante und bivariate Statistik.
Stuttgart, 1985.
- BARNETT, T.P., 1977: An attempt to verify some theories of El Niño.
Journal of Physical Oceanography, 7, S. 633-647.
- BARNETT, T.P., 1983: Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part I: the equatorial zone.
Monthly Weather Review, 111, S. 756-773.
- BARNETT, T.P., 1984a: Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part II: the tropical band.
Monthly Weather Review, 112, S. 2380-2387.
- BARNETT, T.P., 1984b: Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part III: a partial anatomy of the Southern Oscillation.
Monthly Weather Review, 112, S. 2388-2400.
- BARNSTON, A.G. (u.) R.E. LIVEZEY, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns.
Monthly Weather Review, 115, S. 1083-1126.
- BARRETT, E.C., 1970: The estimation of monthly rainfall from satellite data.
Monthly Weather Review, 98, S. 322-327.
- BARRETT, E.C., 1974: Climatology from satellites.
London, 1974.
- BARRY, R.G. (u.) R.J. CHORLEY, 1982: Atmosphere, weather and climate.
London/ New York, 1982.

- BARRY, R.G. (u.) A.H. PERRY, 1973: Synoptic climatology.
London, 1973.
- BATES, J.R., 1972: Tropical disturbances and the general circulation.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 98, S. 1-16.
- BEDIENT, H.A., W.G. COLLINS (u.) G. DENT, 1967: An operational tropical analysis system.
Monthly Weather Review, 95, S. 942-949.
- BEHREND, H., 1984: Teleconnections of tropical rainfall anomalies and the Southern Oscillation.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 31, S. 1-50.
- BERGMAN, K.H., 1979: Multivariate analysis of temperature and winds using optimum interpolation.
Monthly Weather Review, 107, S. 1423-1444.
- BHALME, H.N. (u.) S.K. JADHAV, 1984: The Southern Oscillation and its relation to the monsoon rainfall.
Journal of Climatology, 4, S. 509-520.
- BHALME, H.N. (u.) D.A. MOOLEY, 1980: Large-scale droughts/floods and monsoon circulation.
Monthly Weather Review, 108, S. 1197-1211.
- BHALME, H.N., D.A. MOOLEY (u.) S.K. JADHAV, 1983: Fluctuations in the drought/flood area over India and relationships with the Southern Oscillation.
Monthly Weather Review, 111, S. 86-94.
- BIJLSMA, S.J., L.M. HAFKENSCHIED (u.) P. LYNCH, 1986: Computation of the streamfunction and velocity potential and reconstruction of the wind field.
Monthly Weather Review, 114, S. 1547-1551.
- BJERKNES, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature.
Tellus, 18, S. 820-828.
- BJERKNES, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific.
Monthly Weather Review, 97, S. 163-172.
- BLÜTHGEN, J. u. W. WEISCHET, 1980: Allgemeine Klimageographie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, Band 2.
Berlin/New York, 1980.
- BORCHERT, G., 1978: Klimageographie in Stichworten.
Kiel, 1978.

- BUNTING, A.H. et al., 1976: Rainfall trends in the West African Sahel.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 102, S. 59-64.
- BURPEE, R.W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere in North Africa.
Journal of the Atmospheric Sciences, 29, S. 77-90.
- BURPEE, R.W., 1974: Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969.
Journal of the Atmospheric Sciences, 31, S. 1556-1570.
- CADET, D.L., 1985: The Southern Oscillation over the Indian Ocean.
Journal of Climatology, 5, S. 189-212.
- CADET, D.L. (u.) B.C. DIEHL, 1984: Interannual variability of surface fields over the Indian Ocean during recent decades.
Monthly Weather Review, 112, S. 1921-1931.
- CADET, D.L. (u.) P. OLORY-TOGBE, 1977: The propagation of tropical disturbances over the Indian Ocean during the summer monsoon.
Monthly Weather Review, 105, S. 700-708.
- CARLSON, T.N., 1969: Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic.
Monthly Weather Review, 97, S. 716-726.
- CARLSON, T.N. (u.) J.M. PROSPERO, 1972: The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic.
Journal of Applied Meteorology, 11, S. 283-297.
- CAVIEDES, C.N., 1973: Secas and El Niño: two simultaneous climatical hazards in South America.
Proceedings of the Association of American Geographers, 5, S. 44-49.
- CAVIEDES, C.N., 1981: Rainfall in South America. Seasonal trends and spatial correlations.
Erdkunde, 35, S. 107-118.
- CAVIEDES, C.N., 1982: On the genetic linkages of precipitation in South America.
Freiburger Geographische Hefte, 18, S. 55-77.
- CAVIEDES, C.N., 1988: The effects of ENSO events in some key regions of the South American continent.
In: Gregory, S. (Ed.): Recent Climatic Change.
London/New York, 1988, S. 252-266.

- CHANG, C.P., 1970: Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs.
Journal of the Atmospheric Sciences, 27, S. 133-138.
- CHANG, C.P. (u.) K.M. LAU, 1980: Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part II: planetary-scale aspects.
Monthly Weather Review, 108, S. 298-312.
- CHANG, C.P. (u.) K.M. LAU, 1982: Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitudes during northern winter. Part I: Contrasts between active and inactive periods.
Monthly Weather Review, 110, S. 933-946.
- CHANG, C.P. (u.) K.G. LUM, 1985: Tropical-midlatitude interactions over Asia and the western Pacific Ocean during the 1983/84 northern winter.
Monthly Weather Review, 113, S. 1345-1358.
- CHANG, C.P. (u.) C.R. MILLER III, 1977: Comparison of easterly waves in the tropical Pacific during two contrasting periods of sea surface temperature anomalies.
Journal of the Atmospheric Sciences, 34, S. 615-628.
- CHANG, C.P., K.M. LAU (u.) H. LIM, 1985: Midlatitude-tropical interaction associated with the winter monsoon.
GARP Special Report, 44, S. VI 37-52.
- CHANG, J.-H., 1962: Comparative climatology of the tropical western margins of the northern oceans.
Annals of the Association of American Geographers, 52, S. 221-228.
- CHANG, J.-H., 1972: Atmospheric circulation systems and climates.
Hawaii, 1972.
- CHARNEY, J.G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101, S. 193-202.
- CHAUVELIER, F., 1975: Lignes de grains et précipitations au Sénégal.
Travaux et documents de géographie tropicale, 19, S. 143-177.
- CHEN, W.Y., 1982: Fluctuations in northern hemisphere 700 mb height field associated with the Southern Oscillation.
Monthly Weather Review, 110, S. 808-823.
- CHEN, W.Y., 1983: The climate of spring 1983 - a season with persistent global anomalies associated with El Niño.
Monthly Weather Review, 111, S. 2371-2384.

- CHIU, W.-C. (u.) A. LO, 1979: A preliminary study of the possible statistical relationship between the tropical Pacific sea surface temperature and the atmospheric circulation. Monthly Weather Review, 107, S. 18-25.
- CHRISTENSEN, W.I. Jr. (u.) R.A. BRYSON, 1966: An investigation of the potential of component analysis for weather classification. Monthly Weather Review, 94, S. 697-709.
- CHU, P.-S., 1983: Diagnostic studies of rainfall anomalies in northeast Brazil. Monthly Weather Review, 111, S. 1655-1664.
- CHU, P.-S., 1984: Time and space variability of rainfall and surface circulation in the Northeast Brazil- tropical Atlantic sector. Journal of the Meteorological Society of Japan, 26, S. 363-369.
- CHU, P.-S., 1985: A contribution to the upper-air climatology of tropical South America. Journal of Climatology, 5, S. 403-416.
- CHUNG, J.C., 1982: Correlations between the tropical Atlantic trade winds and rainfall in northeastern Brazil. Journal of Climatology, 2, S. 35-46.
- COHEN, S.J., 1983: Classification of 500 mb height anomalies using obliquely rotated principal components. Journal of Climate and Applied Meteorology, 22, S. 1975-1988.
- COVEY, D.L. (u.) S. HASTENRATH, 1978: The Pacific El Niño phenomenon and the Atlantic circulation. Monthly Weather Review, 106, S. 1280-1287.
- CRADDOCK, J.M. (u.) S. FLINTOFF, 1970: Eigenvector representations of northern hemispheric fields. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 96, S. 124-129.
- CRADDOCK, J.M. (u.) C.R. FLOOD, 1969: Eigenvectors for representing the 500 mb geopotential surface over the northern hemisphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 95, S. 576-593.
- DOBERITZ, R., 1968: Cross spectrum analysis of rainfall and sea temperature of the equatorial Pacific Ocean. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 8, 1968.
- DOBERITZ, R., 1969: Cross spectrum and filter analysis of monthly rainfall and wind data in the tropical Atlantic region. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 11, 1969.

- DOBERITZ, R., H. FLOHN (u.) K. SCHÜTTE, 1967: Statistical investigations of the climatic anomalies of the equatorial Pacific.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 7, 1967.
- DOMRÖS, M., 1968: Untersuchungen der Niederschlagshäufigkeit auf Ceylon nach Jahresabschnitten.
Jahrbuch des Südasien-Instituts der Universität Heidelberg, S. 70-84.
- DOMRÖS, M., 1972: Zur Frage des Monsuns als "Regenbringer", untersucht am Beispiel der Insel Ceylon.
Meteorologische Rundschau, 25, S. 51-54.
- DONGUY, J.R. (u.) C. HENIN, 1980: Climatic teleconnections in the western South Pacific with El Niño phenomenon.
Journal of Physical Oceanography, 10, S. 1952-1958.
- DOUGLAS, A.V., 1983: The Mexican summer monsoon of 1982.
Proceedings of the Seventh Annual Climate Diagnostic Workshop, U.S. Department of Commerce, S. 70-79.
- DYER, T.G.J., 1975: The assignment of rainfall stations into homogeneous groups: an application of principal component analysis.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101, S. 1005-1013.
- DYER, T.G.J., 1979: Rainfall along the east coast of southern Africa, the Southern Oscillation and the latitude of the subtropical high pressure belt.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 105, S. 445-451.
- EBDON, R.A., 1975: The quasi-biennial oscillation and its association with tropospheric circulation patterns.
Meteorological Magazine, 104, S. 282-297.
- EGGER, J., 1977: Zur linearen Theorie des Einflusses von Anomalien der Oberflächentemperatur des Meeres auf die atmosphärische Zirkulation.
Annalen der Meteorologie, N.F., 12, S. 54-56.
- EICKERMANN, W. u. H. FLOHN, 1962: Witterungszusammenhänge über dem äquatorialen Südatlantik.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 1, 1962.
- ESTOQUE, M.A. (u.) M. DOUGLAS, 1978: Structure of the inter-tropical convergence zone over the GATE area.
Tellus, 30, S. 55-61.
- FECHNER, H., 1978: Darstellung meteorologischer Felder mit endlichem Definitionsgebiet durch Reihen orthogonaler Funktionen.
Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel, 44, 1978.

- FINDLATER, J., 1969: Interhemispheric transport of air in the lower troposphere over the western Indian Ocean. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 95, S. 400-403.
- FLEER, H.E., 1981a: Teleconnections of rainfall anomalies in the tropics and subtropics. In: Lighthill, J. (u.) R.P. Pearce (Eds.): Monsoon dynamics. Cambridge, S. 5-18.
- FLEER, H.E., 1981b: Large-scale tropical rainfall anomalies. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 26, 1981.
- FLOHN, H., 1960a: Monsoon winds and general circulation. Monsoons of the World, New Dehli, S. 65-74.
- FLOHN, H., 1960b: Climatic fluctuations and their physical causes, especially in the tropics. In: Bargman, D.J. (Ed.): Tropical Meteorology in Africa. Nairobi, S. 270-282.
- FLOHN, H., 1964a: Investigations on the Tropical Easterly Jet. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 4, 1964.
- FLOHN, H., 1964b: The Tropical Easterly Jet and other regional anomalies of the tropical circulation. In: Hutchings, J.W. (Ed.): Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology, Rotorua, New Zealand. Wellington, S. 160-172.
- FLOHN, H., 1964c: Large-scale circulation patterns in the tropics. WMO Technical Note (WMO 159. T.P. 77), S. 13-20.
- FLOHN, H., 1964d: Tropical weather types and climates. WMO Technical Note (WMO 159. T.P. 77), S. 30-33.
- FLOHN, H., 1964e: Über die Ursachen der Aridität Nordost-Afrikas. Würzburger Geographische Arbeiten, 12, S. 25-41.
- FLOHN, H., 1965a: Contributions to a synoptic climatology of the Red Sea Trench and adjacent areas. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 5, S. 2-35.
- FLOHN, H., 1965b: Equatorial westerlies over Africa, their extension and significance. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 5, S. 36-48.
- FLOHN, H., 1965c: Intertropical convergence zone and meteorological equator. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 5, S. 49-57.
- FLOHN, H., 1965d: Klimaprobleme am Roten Meer. Erdkunde, 19, S. 179-191.

- FLOHN, H., 1965e: Warum ist die Sahara trocken?
Zeitschrift für Meteorologie, 17, S. 316-320.
- FLOHN, H., 1965f: Contributions to a synoptic climatology of NE-Africa.
WMO Technical Note, 69, S. 236-244.
- FLOHN, H., 1970: Elements of a synoptic climatology of the Indo-Pakistan subcontinent.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 14, S. 5-28.
- FLOHN, H., 1971: Tropical circulation patterns.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 15, 1971.
- FLOHN, H., 1973a: Globale Energiebilanz und Klimaschwankungen.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 19, 1973.
- FLOHN, H., 1973b: Remarks on climatic intransitivity and the 1972 Pacific anomaly.
Atmosphere, 11, S. 134-140.
- FLOHN, H., 1975: Tropische Zirkulationsformen im Lichte der Satellitenaufnahmen.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 21, 1975.
- FLOHN, H., 1984: Zonal surface winds and rainfall in the equatorial Pacific and Atlantic.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 31, S. 57-66.
- FLOHN, H., D. HENNING (u.) H.C. KORFF, 1965: Studies on the water-vapour transport over northern Africa.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 6, 1965.
- FOLLAND, C.K., T.N. PALMER (u.) D.E. PARKER, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures 1901-85.
Nature, 320, S. 602-607.
- FRANK, N.L., 1969: The inverted V cloud pattern - an easterly wave?
Monthly Weather Review, 97, S. 130-140.
- FRANK, W.M., 1983: The structure and energetics of the East Atlantic intertropical convergence zone.
Journal of the Atmospheric Sciences, 40, S. 1916-1929.
- FU, C. (u.) J.O. FLETCHER, 1985: The relationship between Tibet - Tropical Ocean thermal contrast and interannual variability of Indian monsoon rainfall.
Journal of Climate and Applied Meteorology, 24, S. 841-847.
- GARCIA, O., 1981: A comparison of two satellite rainfall estimates for GATE.
Journal of Applied Meteorology, 20, S. 430-438.

- GARCIA, O., 1983: Equatorial Pacific convective activity during the last three ENSO events.
Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, 21, S. 6-7.
- GARCIA, O. (u.) R. GROSSMAN, 1983 : A preliminary investigation of the relationship between tropical convection and subtropical jetstream variability over the southwestern Pacific Ocean.
Proceedings of the Seventh Annual Climate Diagnostic Workshop, U.S. Department of Commerce, S. 247-251.
- GEISLER, J.E. et al., 1985: Sensitivity of January climate response to the magnitude and position of equatorial Pacific sea surface temperature anomalies.
Journal of the Atmospheric Sciences, 42, S. 1037-1049.
- GENTILLI, J., (Ed.), 1971: Climates of Australia and New Zealand.
World Survey of Climatology, 13, 1971.
- GIESE, E., 1978: Kritische Anmerkungen zur Anwendung faktorenanalytischer Verfahren in der Geographie.
Geographische Zeitschrift, 66, S. 161-182.
- GRANGER, O.E., 1985: Caribbean climates.
Progress in Physical Geography, 9, S. 16-43.
- GRAY, T.I., Jr. (u.) P.F. CLAPP, 1978: An interaction between low- and high-latitude cloud bands recorded on GOES-1 imagery.
Bulletin of the American Meteorological Society, 59, S. 808-809.
- GREGORY, S., 1975: On the delimitation of regional patterns of recent climatic fluctuations.
Weather, 30, S. 276-287.
- GREGORY, S., 1988a: Studies of recent climatic change - setting the scene.
In: Gregory, S. (Ed.): Recent Climatic Change.
London/New York, 1988, S. 1-4.
- GREGORY, S., 1988b: El Niño years and the spatial pattern of drought over India, 1901-70.
In: Gregory, S. (Ed.): Recent Climatic Change.
London/New York, 1988, S. 226-236.
- GRIFFITH, C.G. et al., 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - visible and infrared studies.
Monthly Weather Review, 106, S. 1153-1171.
- GRIFFITHS, J.F., (Ed.), 1972: Climates of Africa.
World Survey of Climatology, 10, 1972.

- GROSSMAN, R.L. (u.) O. GARCIA, 1983: A seven year mean distribution of monsoon convective cloud and its variability. Proceedings of the Seventh Annual Climate Diagnostic Workshop, U.S. Department of Commerce, Washington, S. 172-179.
- GRUBER, A., 1972: Fluctuations in the position of the ITCZ in the Atlantic and Pacific Oceans. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, S. 193-197.
- GRUBER, A., L. HERMAN (u.) A.F. KRUEGER, 1971: The use of satellite cloud motions for estimating the circulation over the tropics. *Monthly Weather Review*, 99, S. 739-743.
- GUTZLER, D.S. (u.) D.E. HARRISON, 1987: The structure and evolution of seasonal wind anomalies over the near-equatorial eastern Indian and western Pacific oceans. *Monthly Weather Review*, 115, S. 169-192.
- HACKERT, E.C. (u.) S. HASTENRATH, 1986: Mechanisms of Java rainfall anomalies. *Monthly Weather Review*, 114, S. 745-757.
- HAHN, D.G. (u.) J. SHUKLA, 1976: An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, S. 2461-2462.
- HALPERT, M.S. (u.) C.F. ROPELEWSKI, 1987: The global climate for June - August 1986: dry conditions plague parts of the northern hemisphere. *Monthly Weather Review*, 115, S. 705-720.
- HALTINER, G.J., L.C. CLARKE (u.) G.E. LAWNICZAK, Jr., 1963: Computation of the large scale vertical velocity. *Journal of Applied Meteorology*, 2, S. 242-259.
- HAMILTON, K., 1988: A detailed examination of the extratropical response to tropical El Niño/Southern Oscillation events. *Journal of Climatology*, 8, S. 67-86.
- HANTEL, M., 1970: Monthly charts of surface wind vergence over the tropical Indian Ocean. *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, 14, S. 31-79.
- HARRISON, D.E., 1984: The appearance of sustained equatorial surface westerlies during the 1982 Pacific warm event. *Science*, 224, S. 1099-1102.
- HARRISON, M.S.J., 1984a: A generalized classification of South African summer rain-bearing synoptic systems. *Journal of Climatology*, 4, S. 547-560.
- HARRISON, M.S.J., 1984b: Comparison of rainfall time series over South Africa generated from real data and through principal component analysis. *Journal of Climatology*, 4, S. 561-564.

- HASSELMANN, I. and R. TERSTERICH, 1977: Klima und Klimavorhersage. *Annalen der Meteorologie*, N.F., 12, S. 42-46.
- HASTENRATH, S., 1976: On general circulation and energy budget in the area of the Central American Seas. *Journal of Atmospheric Sciences*, 23, S. 694-711.
- HASTENRATH, S., 1977: A study of the atmospheric circulation between 10°N and 60°N during the winter and summer seasons. *Pure and Applied Geophysics*, 77, S. 207-225.
- HASTENRATH, S., 1976: Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical Americas. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, S. 202-215.
- HASTENRATH, S., 1977: Zirkulationsschwankungen und Klimaanomalien in niederen Breiten. *Annalen der Meteorologie*, N.F., 12, S. 84-86.
- HASTENRATH, S., 1978: On modes of tropical circulation and climate anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, S. 2222-2231.
- HASTENRATH, S., 1984: Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. *Monthly Weather Review*, 112, S. 1097-1107.
- HASTENRATH, S. (u.) L. HELLER, 1977: Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103, S. 77-92.
- HASTENRATH, S. (u.) E.B. KACZMARCZYK, 1981: On spectra and coherence of tropical climate anomalies. *Tellus*, 33, S. 453-462.
- HASTENRATH, S. (u.) P.J. LAMB, 1977: Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic. *Monthly Weather Review*, 105, S. 1019-1023.
- HASTENRATH, S. (u.) M.C. WU, 1982: Oscillations of upper-air circulation and anomalies in the surface climate of the tropics. *Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology*, Ser. B, 31, S. 1-37.
- HAVLIK, D., 1982: Ein Beitrag zur Niederschlagsstruktur des südwestlichen Sahel. *Freiburger Geographische Hefte*, 18, S. 79-100.
- HEDDINGHAUS, TH.R. (u.) A.F. KRUEGER, 1981: Annual and interannual variations in outgoing longwave radiation over the tropics. *Monthly Weather Review*, 109, S. 1208-1218.

- HENSE, A., 1986: Multivariate statistical investigations of the northern hemisphere circulation during the El Niño event 1982/83. *Tellus*, 38A, S. 189-204.
- HERRMANN, R., 1973: Eine multivariate statistische Klimagliederung Nordhessens und angrenzender Gebiete. *Marburger Geographische Schriften*, 60, S. 37-55.
- HINGANE, L.S., S.D. PATIL (u.) K.R. KUMAR, 1985: Global features of upper-tropospheric zonal wind and thermal fields during anomalous monsoon situations. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*, 94, S. 211-217.
- HOFFMANN, L., 1980: Möglichkeit einer Klimaklassifikation mit Hilfe der zweimaligen Anwendung der Faktorenanalyse. *Dissertation, Hamburg 1980*.
- HOFMEYR, W.L. (u.) V.C. GOUWS, 1964: A statistical and synoptic analysis of wet and dry conditions in north-western Transvaal. *Notos*, 13, S. 37-48.
- HOGG, R.V. (u.) A.T. CRAIG, 1978: *Introduction to mathematical statistics*. New York/London, 1978.
- HOLLAND, G.J., 1986: Interannual variability of the Australian summer monsoon at Darwin: 1952-82. *Monthly Weather Review*, 114, S. 594-604.
- HOLTON, J.R., 1979: *An introduction to dynamic meteorology*. *International Geophysics Series*, 23, 1979.
- HOREL, J.D., 1981: A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field. *Monthly Weather Review*, 109, S. 2081-2092.
- HOREL, J.D., 1984: Complex principal component analysis: theory and examples. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, S. 1660-1673.
- HOREL, J.D. (u.) J.M. WALLACE, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 109, S. 813-829.
- HOREL, J.D., V.E. KOUSKY (u.) M.T. KAGANO, 1986: Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983 and 1984. *Nature*, 322, S. 248-251.
- HUBERT, L.F., A.F. KRUEGER (u.) J.S. WINSTON, 1969: The double intertropical convergence zone - fact or fiction? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26, S. 771-773.

- HUBERT, L.F. (u.) L.F. WHITNEY, Jr., 1971: Wind estimation from geostationary satellite pictures. Monthly Weather Review, 99, S. 665-672.
- HULME, M., 1988: Changes in wet season structure in central Sudan, 1900-86. In: Gregory, S. (Ed.): Recent Climatic Change. London/New York, 1988, S. 179-192.
- HÜSTER, H., 1980: Ein objektiver Luftdrucklagenkatalog zur Untersuchung von Schwankungen der allgemeinen Zirkulation im atlantisch-europäischen Sektor. Annalen der Meteorologie, N.F., 15, S. 209-210.
- JACKSON, I.J., 1986: Relationships between raindays, mean daily intensity and monthly rainfall in the tropics. Journal of Climatology, 6, S. 117-134.
- JACOBET, J., 1985: Die Analyse großräumiger Strömungsverhältnisse als Grundlage von Niederschlagsdifferenzierungen im Mittelmeerraum. Würzburger Geographische Arbeiten, 63, 1985.
- JACOBET, J., 1987: Variations of trough positions and precipitation patterns in the Mediterranean area. Journal of Climatology, 7, S. 453-476.
- JACOBET, J., 1988: Inter-annual variations of tropical rainfall and upper circulations. In: Gregory, S. (Ed.): Recent Climatic change. London/New York, 1988, S. 217-225.
- JACOBET, J., 1989: Zirkulationsbedingte Verteilungsmuster von Niederschlagsanomalien im tropischen Bereich von Südafrika bis Australien. Erdkunde, 43, S. 106-118.
- JAGANNATHAN, P. (u.) B. PARTHASARATHY, 1973: Trends and periodicities of rainfall over India. Monthly Weather Review, 101, S. 371-375.
- JANOWIAK, J.E., 1988: An investigation of interannual rainfall variability in Africa. Journal of Climate, 1, S. 240-255.
- JANOWIAK, J.E., O.F. ROPELEWSKI (u.) M.S. HALPERT, 1986: The precipitation anomaly classification: a method for monitoring regional precipitation deficiency and excess on a global scale. Journal of Climate and Applied Meteorology, 25, S. 565-574.

- JECKSTRÖM, W., 1977: Eine Entwicklung des Geopotentialfeldes der 500 mb- Fläche im Winter der Nordhalbkugel in natürliche Orthogonalfunktionen und eine Interpretation der Ergebnisse im Zusammenhang mit tatsächlichen synoptischen großskaligen Wetterlagen.
Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel, 36, 1977.
- JOHNSON, D.H., 1964: Weather systems of west and central Africa. In: Hutchings, J.W. (Ed.): Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology, Rotorua, New Zealand. Wellington, S. 339-346.
- JOHNSON, D.H., 1969: The role of the tropics in the global circulation. In: Corby, G.A. (Ed.): The Global Circulation of the Atmosphere, London, S. 113-136.
- JOSEPH, P.V., 1976: Monsoon rainfall and cyclone tracks in relation to 500 mb altitudes 1955-1974. Proceedings of the Symposium on Tropical Monsoons, Pune, 1976, S. 494-504.
- JULIAN, P.R., 1985: Tropical data sets: Archives, inventories, problems and usage. GARP Special Report No. 44, S. I 1-14.
- JULIAN, P.R. (u.) R.M. CHERVIN, 1978: A study of the Southern Oscillation and Walker circulation phenomenon. Monthly Weather Review, 106, S. 1433-1451.
- KANAMITSU, M. (u.) T.N. KRISHNAMURTI, 1978: Northern summer tropical circulations during drought and normal rainfall months. Monthly Weather Review, 106, S. 331-347.
- KANAMITSU, M., T.N. KRISHNAMURTI (u.) C. DEPRADINE, 1972: On scale interaction in the tropics during northern summer. Journal of the Atmospheric Sciences, 29, S. 698-706.
- KATZ, R.W. (u.) M.H. GLANTZ, 1986: Anatomy of a rainfall index. Monthly Weather Review, 114, S. 764-771.
- KEEN, R.A., 1982: The role of cross-equatorial tropical cyclone pairs in the Southern Oscillation. Monthly Weather Review, 110, S. 1405-1416.
- KEMPER, F.J. u. W. SCHMIEDECKEN, 1977: Faktorenanalyse zum Klima Mitteleuropas. Ein Beitrag zum Problem der Kontinentalität sowie zur Aussagefähigkeit von Faktorenwerten. Erdkunde, 31, S. 255-272.
- KERR, R.A., 1985: Fifteen years of African drought. Science, 227, S. 1453-1454.

- KESHAVAMURTY, R.N., 1982: Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and teleconnections of the Southern Oscillation.
Journal of the Atmospheric Sciences, 39, S. 1241-1259.
- KESHAVAMURTY, R.N. (u.) S.T. AWADE, 1974: Dynamical abnormalities associated with drought in the Asiatic summer monsoon.
Indian Journal of Meteorology and Geophysics, 25, S. 257-264.
- KESSLER, A., 1968: Globalbilanzen von Klimaelementen.
Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der TH Hannover, Nr. 3, 1968.
- KEY, J. (u.) R.G. CRANE, 1986: A comparison of synoptic classification schemes based on "objective" procedures.
Journal of Climatology, 6, S.375-388.
- KIDSON, J.W., 1975a: Eigenvektor analysis of monthly mean surface data.
Monthly Weather Review, 103, S. 177-186.
- KIDSON, J.W., 1975b: Tropical eigenvektor analysis and the Southern Oscillation.
Monthly Weather Review, 103, S. 187-196.
- KIDSON, J.W., 1977: African rainfall and its relation to the upper air circulation.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 103, S. 441-456.
- KIDSON, J.W., D.G. VINCENT (u.) R.E. NEWELL, 1969: Observational studies of the general circulation of the tropics: long-term mean values.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 95, S. 258-287.
- KILADIS, G.N. (u.) H.F. DIAZ, 1986: An analysis of the 1877-78 ENSO episode and comparison with 1982-83.
Monthly Weather Review, 114, S. 1035-1047.
- KILONSKY, B.J. (u.) C.S. RAMAGE, 1976: A technique for estimating tropical open-ocean rainfall from satellite observations.
Journal of Applied Meteorology, 15, S. 972-975.
- KLAUS, D., 1971: Zusammenhänge zwischen Wetterlagenhäufigkeit und Niederschlagsverteilung im zentralmexikanischen Hochland.
Erdkunde, 25, S. 81-90.
- KLAUS, D., 1975a: Niederschlagsgenese und Niederschlagsverteilung im Hochbecken von Puebla-Tlaxcala.
Bonner Geographische Abhandlungen, 53, 1975.

- KLAUS, D., 1975b: Periodische und statistische Beziehungen zwischen den jährlichen Häufigkeiten der Großwetterlagen Europas und der räumlichen Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen in Teilen Westafrikas. *Erdkunde*, 29, S. 248-267.
- KLAUS, D., 1978: Spatial distribution and periodicity of mean annual precipitation south of the Sahara. *Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie, Ser. B*, 26, S. 17-27.
- KLAUS, D., 1981: Klimatologische und klima-ökologische Aspekte der Dürre im Sahel. *Erdwissenschaftliche Forschung*, XVI, 1981.
- KOTESWARAM, P., 1958: The easterly jet stream in the tropics. *Tellus*, 10, S. 43-57.
- KOUSKY, V.E., 1979: Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107, S. 1140-1153.
- KOUSKY, V.E., 1985: Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. *Monthly Weather Review*, 113, S. 1951-1957.
- KOUSKY, V.E. (u.) P.S. CHU, 1978: Fluctuations in annual rainfall for Northeast Brazil. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 56, S. 457-465.
- KOUSKY, V.E. (u.) M.A. GAN, 1981: Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33, S. 538-551.
- KOUSKY, V.E., M.T. KAGANO (u.) I.F.A. CAVALCANTI, 1984: A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, 36 A, S. 490-504.
- KRAUS, E.B., 1972: Atmosphere-Ocean interaction. Oxford, 1972.
- KRAUS, E.B., 1977a: Subtropical droughts and cross-equatorial energy transports. *Monthly Weather Review*, 105, S. 1009-1018.
- KRAUS, E.B., 1977b: The seasonal excursion of the intertropical convergence zone. *Monthly Weather Review*, 105, S. 1052-1055.
- KRAUS, H., 1984: Was ist Klima? *Erdkunde*, 38, S. 249-258.

- KRISHNAMURTI, T.N., 1971a: Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer.
Journal of Applied Meteorology, 10, S. 1066-1096.
- KRISHNAMURTI, T.N., 1971b: Tropical east-west circulations during the northern summer.
Journal of the Atmospheric Sciences, 28, S. 1342-1347.
- KRISHNAMURTI, T.N., 1978: Large-scale features of the tropical atmosphere.
In: Shaw, D.B. (Ed.): Meteorology over the Tropical Oceans, Bracknell, S. 31-56.
- KRISHNAMURTI, T.N., 1979: Tropical Meteorology.
Compendium of Meteorology, Vol. II, Part 4, 1979.
- KRISHNAMURTI, T.N. (u.) H.N. BHALME, 1976: Oscillations of a monsoon system.
Part I: Observational aspects.
Journal of the Atmospheric Sciences, 33, S. 1937-1954.
- KRISHNAMURTI, T.N. (u.) M. KANAMITSU, 1981: Northern summer planetary-scale monsoons during drought and normal rainfall months.
In: Lighthill, J. (u.) R.P. Pearce (Eds.): Monsoon dynamics. Cambridge, S. 19-48.
- KRISHNAMURTI, T.N. et al., 1973a: Tibetan high and upper tropospheric tropical circulation during northern summer.
Bulletin of the American Meteorological Society, 54, S. 1234-1249.
- KRISHNAMURTI, T.N. et al., 1973b: Tropical east-west circulations during the northern winter.
Journal of the Atmospheric Sciences, 30, S. 780-787.
- KRISHNAMURTI, T.N. et al., 1977: Downstream amplification and formation of monsoon depressions.
Monthly Weather Review, 105, S. 1281-1297.
- KRUEGER, A.F., 1977: Circulation over the tropics during 1976-77 as related to that at middle latitudes.
Proceedings of the Second Annual Climate Diagnostic Workshop, U.S. Department of Commerce, Washington, S. 15/ 1-9.
- KRUEGER, A.F., 1983: The climate of autumn 1982 - with a discussion of the major tropical Pacific anomaly.
Monthly Weather Review, 111, S. 1103-1118.
- KRUEGER, A.F., (u.) T.I. GRAY, Jr., 1969: Long-term variations in equatorial circulations and rainfall.
Monthly Weather Review, 97, S. 700-711.

- KRUEGER, A.F. (u.) J.S. WINSTON, 1974: A comparison of flow over the tropics during two contrasting circulation regimes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, S. 358-370.
- KRUEGER, A.F. (u.) J.S. WINSTON, 1975: Large-scale circulation anomalies over the tropics during 1971-1972. *Monthly Weather Review*, 103, S. 465-473.
- KRUEGER, A.F. (u.) J.S. WINSTON, 1979: Further analysis of recent fluctuations in circulation and cloudiness (rainfall) over the tropics. *Proceedings of the Fourth Annual Climate Diagnostic Workshop*, U.S. Department of Commerce, Washington, S. 84-93.
- KRUIZINGA, S., 1979: Objective classification of daily 500 mb patterns. In: *American Meteorological Society (Hrsg.): Sixth Conference on probability and statistics in Atmospheric Science*, S. 126-129.
- KRUSE, H.A. (u.) H.v. STORCH, 1986: A step towards long range weather prediction: the exceptional atmospheric circulation of January 1983 and its relation to El Niño. *Meteorologische Rundschau*, 39, S. 152-160.
- KUIPERS, W.J.A., 1970: An experiment on numerical classification of scalar fields. *Idöjaras*, 74, S. 296-306.
- KUO, L.H., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 22, S. 40-63.
- KUTZBACH, J.E., 1967: Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America.
- LAMB, P.J., 1977: On the surface climatology of the tropical Atlantic. *Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie*, Ser. B., 25, S. 21-31.
- LAMB, P.J., 1978: Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, 106, S. 482-491.
- LAMB, P.J., 1978: Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, 30, S. 240-251.
- LAMB, P.J., 1980: Sahelian drought. *New Zealand Journal of Geography*, 68, S. 12-16.

- LAMB, P.J., R.A. PEPPLER (u.) S. HASTENRATH, 1986: Interannual variability in the tropical Atlantic. *Nature*, 322, S. 238-240.
- LANDSBERG, H.E., 1975: Sahel drought: change of climate or part of climate? *Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie, Ser. B*, 23, S. 193-200.
- LATIF, M., 1986: El Niño - eine Klimaschwankung wird erforscht. *Geographische Rundschau*, 38, S. 90-95.
- LAU, K.M. (u.) J.S. BOYLE, 1987: Tropical and extra-tropical forcing of the large-scale circulation: a diagnostic study. *Monthly Weather Review*, 115, S. 400-428.
- LAU, N.C. (u.) A.H. OORT, 1981: A comparative study of observed northern hemisphere circulation statistics based on GFDL and NMC analyses. Part I: The time-mean fields. *Monthly Weather Review*, 109, S. 1380-1403.
- LAUER, W., 1975: Vom Wesen der Tropen. Klimaökologische Studien zum Inhalt und zur Abgrenzung eines irdischen Landschaftsgürtels. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse*, 1975.
- LEGLER, D.M., 1983: Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the tropical Pacific region. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64, S. 234-241.
- LIEBMANN, B. (u.) D.L. HARTMANN, 1982: Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during 1974-78. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, S. 1153-1162.
- LINDESAY, J.A., 1988: South African rainfall, the Southern Oscillation and a southern hemisphere semi-annual cycle. *Journal of Climatology*, 8, S. 17-30.
- LOCKWOOD, J.G., 1984: The Southern Oscillation and El Niño. *Progress in Physical Geography*, 8, S. 102-110.
- LOCKWOOD, J.G., 1986: The causes of drought with particular reference to the Sahel. *Progress in Physical Geography*, 10, S. 111-119.
- LOUGH, J.M., 1986: Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in subSaharan Africa. *Monthly Weather Review*, 114, S. 561-570.

- LOVEJOY, S. (u.) G.L. AUSTIN, 1979: The sources of error in rain amount estimation schemes from GOES visible and IR satellite data.
Monthly Weather Review, 107, S. 1048-1054.
- LUMB, R.E., 1973: Upper tropospheric disturbances of the equatorial atmosphere and their influence on rainfall near the equator.
Meteorological Magazine, 102, S. 269-272.
- MANABE, S. (u.) D.G. HAHN, 1977: Simulation of the tropical climate of an ice age.
Journal of Geophysical Research, 82, S. 3889-3911.
- MARKHAM, C.G. (u.) D.R. McLAIN, 1977: Sea surface temperature related to rain in Ceará, Northeastern Brazil.
Nature, 265, S. 320-323.
- MARQUES, V.S., V.B. RAO (u.) L.C.B. MOLION, 1983: Interannual and seasonal variations in the structure and energetics of the atmosphere over Northeast Brazil.
Tellus, 35 A, S. 136-148.
- MARTIN, D.W. (u.) M.R. HOWLAND, 1986: Grid history: a geostationary satellite technique for estimating daily rainfall in the tropics.
Journal of Climate and Applied Meteorology, 25, S. 184-195.
- MARTIN, D.W. (u.) W.D. SCHERER, 1973: Review of satellite rainfall estimation methods.
Bulletin of the American Meteorological Society, 54, S. 661-674.
- MEEHL, G.A., 1987: The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions.
Monthly Weather Review, 115, S. 27-74.
- MEISNER, B.N. (u.) P.A. ARKIN, 1983: Tropical precipitation estimates from geostationary satellite data.
Proceedings of the Seventh Annual Climate Diagnostic Workshop, U.S. Department of Commerce, Washington, S. 163-171.
- MILES, M.K. (u.) C.K. FOLLAND, 1974: Changes in the latitude of the climatic zones of the Northern Hemisphere.
Nature, 252, S. 616.
- MIRON, O. (u.) J.A. LINDESAY, 1983: A note on changes in airflow patterns between wet and dry spells over South Africa, 1963 to 1979.
The South African Geographical Journal, 65, S. 141-147.
- MIRON, O. (u.) P.D. TYSON, 1984: Wet and dry conditions and pressure anomaly fields over South Africa and the adjacent oceans, 1963-1979.
Monthly Weather Review, 112, S. 2127-2132.

- MO, K.C. (u.) R.E. LIVEZEY, 1986: Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the northern hemisphere winter.
Monthly Weather Review, 114, S. 2488- 2515.
- MOOLEY, D.A. (u.) B. PARTHASARATHY, 1983a: Indian summer monsoon and El Niño.
Pure and Applied Geophysics, 121, S. 339-352.
- MOOLEY, D.A. (u.) B. PARTHASARATHY, 1983b: Variability of the Indian summer monsoon and tropical circulation features.
Monthly Weather Review, 111, S. 967-978.
- MOOLEY, D.A. (u.) B. PARTHASARATHY, 1984: Fluctuations in all-India summer monsoon rainfall during 1871-1978.
Climatic Change, 6, S. 287-301.
- MOOLEY, D.A., B. PARTHASARATHY (u.) G.B. PANT, 1986: Relationship between Indian summer monsoon rainfall and location of the ridge at the 500 mb level along 75°E.
Journal of Climate and Applied Meteorology, 25, S. 633-640.
- MOOLEY, D.A., B. PARTHASARATHY (u.) N.A. SONTAKKE, 1985: Relationship between all-India summer monsoon rainfall and Southern Oscillation/ eastern equatorial Pacific sea surface temperature.
Proceedings of the Indian Academy of Sciences, 94, S. 199-210.
- MOTHA, R.P. et al., 1980: Precipitation patterns in West Africa.
Monthly Weather Review, 108, S. 1567-1578.
- MOTHE, P.D. de la (u.) P.B. WRIGHT, 1969: The onset of the Indian southwest monsoon and extratropical 500 mb trough and ridge patterns over Europe and Asia.
Meteorological Magazine, 98, S. 145-155.
- MOURA, A.D. (u.) J. SHUKLA, 1981: On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model.
Journal of the Atmospheric Sciences, 38, S. 2653-2675.
- MURAKAMI, M., 1976: Analysis of summer monsoon fluctuations over India.
Journal of the Meteorological Society of Japan, 54, S. 15-31.
- MURAKAMI, M., 1980: Empirical orthogonal function analysis of satellite observed outgoing longwave radiation during summer.
Monthly Weather Review, 108, S. 205-222.
- MURAKAMI, T., 1975: Interannual cloudiness changes.
Monthly Weather Review, 103, S. 996-1006.
- MURAKAMI, T. (u.) M.S. UNNINAYAR, 1977: Atmospheric circulation during December 1970 through February 1971.
Monthly Weather Review, 105, S. 1024-1038.

- NAMIAS, J., 1963: Interactions of circulation and weather between hemispheres.
Monthly Weather Review, 91, S. 482-486.
- NAMIAS, J., 1972: Influence of Northern Hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil.
Tellus, 24, S. 336-343.
- NAMIAS, J., 1976: Some statistical and synoptic characteristics associated with El Niño.
Journal of Physical Oceanography, 6, S. 130-138.
- NEGRI, A.J., R.F. ADLER (u.) P.J. WETZEL, 1984: Rain estimation from satellites: an examination of the Griffith-Woodley technique.
Journal of Climate and Applied Meteorology, 23, S. 102-116.
- NEWELL, R.E. (u.) J.W. KIDSON, 1984: African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods.
Journal of Climatology, 4, S. 27-33.
- NEWELL, R.E. et al., 1972, 1974: The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes.
Massachusetts Institute of Technology, Vol.1, 1972;
Vol.2, 1974.
- NICHOLLS, N., 1977: Tropical-extratropical interactions in the Australian region.
Monthly Weather Review, 105, S. 826-832.
- NICHOLSON, S.E., 1979a: Statistical typing of rainfall anomalies in subSaharan Africa.
Erdkunde, 33, S. 95-103.
- NICHOLSON, S.E., 1979b: Revised rainfall series for the West African subtropics.
Monthly Weather Review, 107, S. 620-623.
- NICHOLSON S.E., 1980: The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa.
Monthly Weather Review, 108, S. 473-487.
- NICHOLSON, S.E., 1981: Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa.
Monthly Weather Review, 109, S. 2191-2208.
- NICHOLSON, S.E., 1983: Sub-Saharan rainfall in the years 1976-80: evidence of continued drought.
Monthly Weather Review, 111, S. 1646-1654.
- NICHOLSON, S.E., 1985: Sub-Saharan rainfall 1981-1984.
Journal of Climate and Applied Meteorology, 24, S. 1388-1391.

- NICHOLSON, S.E., 1986a: The spatial coherence of African rainfall anomalies: interhemispheric teleconnections.
Journal of Climate and Applied Meteorology, 25, S. 1365-1381.
- NICHOLSON, S.E., 1986b: The nature of rainfall variability in Africa south of the equator.
Journal of Climatology, 6, S. 515-530.
- NIEUWOLT, S., 1968: Uniformity and variation in an equatorial climate.
Journal of Tropical Geography, 27, S. 23-39.
- NIEUWOLT, S., 1977: Tropical climatology.
London/New York/Sydney/Toronto, 1977.
- NITTA, T., 1970: Statistical study of tropospheric wave disturbances in the tropical Pacific region.
Journal of the Meteorological Society of Japan, 48, S. 47-60.
- NITTA, T. (u.) M. YANAI, 1969: A note on the barotropic instability of the tropical easterly current.
Journal of the Meteorological Society of Japan, 47, S. 127-130.
- NOBRE, C.A., 1984: The Amazon and Climate.
In: Proceedings of the Climate Conference for Latin America and the Caribbean, WMO No. 632, S. 409-416.
- NORTH, G.R. et al., 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions.
Monthly Weather Review, 110, S. 699-706.
- OBLED, CH. (u.) J.D. CREUTIN, 1986: Some developments in the use of empirical orthogonal functions for mapping meteorological fields.
Journal of Climate and Applied Meteorology, 25, S. 1189-1204.
- OGALLO, L.J., 1988: Relationships between seasonal rainfall in East Africa and the Southern Oscillation.
Journal of Climatology, 8, S. 31-43.
- OLIVER, V.J. (u.) R.K. ANDERSON, 1969: Circulation in the tropics as revealed by satellite data.
Bulletin of the American Meteorological Society, 50, S. 702-707.
- OORT, A.H., 1983: Global atmospheric circulation statistics 1958-1973.
NOAA Professional Paper 14, 1983.
- OORT, A.H. (u.) E.M. RASMUSSEN, 1970: On the annual variation of the monthly mean meridional circulation.
Monthly Weather Review, 98, S. 423-442.

- OSMAN, O.E. (u.) S. HASTENRATH, 1969: On the synoptic climatology of summer rainfall over central Sudan.
Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie, Ser. B., 17, S. 297-324.
- OVERLAND, J.E. (u.) R.W. PREISENDORFER, 1982: A significance test for principal components applied to a cyclone climatology.
Monthly Weather Review, 110, S. 1-4.
- OWEN, J.A. (u.) C.K. FOLLAND, 1988: Modelling the influence of sea-surface temperatures on tropical rainfall.
In: Gregory, S. (Ed.): Recent Climatic Change.
London/New York, 1988, S. 141-153.
- PAEGLE, J., J.N. PAEGLE (u.) F.P. LEWIS, 1983: Large-scale motions of the tropics in observations and theory.
Pure and Applied Geophysics, 421, S. 947-982.
- PALMEN, E. (u.) C.W. NEWTON, 1969: Atmospheric circulation systems.
International Geophysics Series, 13, 1969.
- PALMER, T.N., 1986: Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall.
Nature, 322, S. 251-253.
- PALMER, T.N. (u.) J.A. OWEN, 1986: A possible relationship between some "severe" winters in North America and enhanced convective activity over the tropical West Pacific.
Monthly Weather Review, 114, S. 648-651.
- PAN, Y.H. (u.) A.H. OORT, 1983: Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958-73 period.
Monthly Weather Review, 111, S. 1244-1258.
- PARKER, D.E., C.K. FOLLAND (u.) M.N. WARD, 1988: Sea-surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa.
In: Gregory, S. (Ed.): Recent Climatic Change.
London/New York, 1988, S. 166-178.
- PAYNE, S.W. (u.) M.M. MCGARRY, 1977: The relationship of satellite inferred convective activity to easterly waves over West Africa and the adjacent ocean during phase III of GATE.
Monthly Weather Review, 105, S. 413-420.
- PAZAN, S.E. (u.) G. MEYERS, 1982: Interannual fluctuations of the tropical Pacific wind field and the Southern Oscillation.
Monthly Weather Review, 110, S. 587-600.
- PEDGLEY, D.E., 1972: Desert depressions over North-east Africa.
Meteorological Magazine, 101, S. 228-244.

- PEDGLEY, D.E. (u.) T.N. KRISHNAMURTI, 1976: Structure and behaviour of a monsoon cyclone over West Africa. Monthly Weather Review, 104, S. 149-167.
- PERRY, A.H., 1970: Filtering climatic anomaly fields using principal component analysis. Transactions of the Institute of British Geographers, 50, S. 55-72.
- PERRY, A.H., 1983: Growth points in synoptic climatology. Progress in Physical Geography, 7, S. 90-96.
- PETROSSIANTS, M.A., (u.) E.K. SEMENOV, 1985: The mean zonal and meridional wind fields over the tropics. GARP Special Report No. 44, S. I 88-101.
- PITTOCK, A.B., 1975: Climatic change and the patterns of variation in Australian rainfall. Search, 6, S. 498-504.
- PLESSER, TH., 1988: Formbildende Dynamik in Chemie und Mathematik. Spektrum der Wissenschaft, März 1988, S. 40-41.
- PROSPERO, J.M. (u.) R.T. NEES, 1977: Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic: Possible relationship to the Sahelian drought. Science, 196, S. 1196-1198.
- QUINN, W.H. et al., 1978: Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. Fishery Bulletin, 76, S. 663-678.
- QUIROZ, R.S., 1983: The climate of the "El Niño" winter of 1982-83 - a season of extraordinary climatic anomalies. Monthly Weather Review, 111, S. 1685-1706.
- RAGHAVAN, K., 1973: Break-monsoon over India. Monthly Weather Review, 101, S. 33-43.
- RAKHECHA, P.R. (u.) B.N. MANDAL, 1981: The use of empirical orthogonal functions for rainfall estimates. In: Lightill, J. (u.) R.P. Pearce (Eds.): Monsoon dynamics. Cambridge, S. 627-638.
- RAMAGE, C.S., 1969: Summer drought over Western India. Yearbook of the Association of Pacific Coast Geographers, 30, S. 41-54.
- RAMAGE, C.S., 1971: Monsoon meteorology. International Geophysics Series, 15, 1971.
- RAMAGE, C.S., 1973: An unfashionable view of the interactions between the tropics and middle latitudes. Australian Meteorological Magazine, 21, S. 89-91.

- RAMAGE, C.S., 1986: El Niño.
Spektrum der Wissenschaft, August 1986, S. 92-100.
- RAMAN, C.V.R. (u.) Y.P. RAO, 1981: Blocking highs over Asia and monsoon droughts over India.
Nature, 289, S. 271-273.
- RAMAN, C.R.V., Y.P. RAO (u.) S.M.A. ALVI, 1980: The role of interaction with middle latitude circulation in the behaviour of the southwest monsoon of 1972 and 1979.
Current Science, 49, S. 123-129.
- RAMASWAMY, C., 1962: Breaks in the Indian summer monsoon as a phenomenon of interaction between the easterly and the subtropical westerly jet streams.
Tellus, 14, S. 337-349.
- RAMASWAMY, C. (u.) R.S. PAREEK, 1978: The southwest monsoon over India and its teleconnections with the middle and upper tropospheric flow patterns over the Southern Hemisphere.
Tellus, 30, S. 126-135.
- RAO, M.S.V., 1984: Retrieval of worldwide precipitation and allied parameters from satellite microwave observations.
Advances in Geophysics, 26, S. 237-336.
- RAO, M.S.V. (u.) J.S. THEON, 1977: New features of global climatology revealed by satellite-derived oceanic rainfall maps.
Bulletin of the American Meteorological Society, 58, S. 1285-1289.
- RAO, M.S.V., W.V. ABBOTT III (u.) J.S. THEON, 1976: Satellite-derived global oceanic rainfall atlas (1973 and 1974).
NASA, Washington, 1976.
- RAO, V.B., P. SATYAMURTI (u.) J.I.B. de BRITO, 1986: On the 1983 drought in North-east Brazil.
Journal of Climatology, 6, S. 43-51.
- RAO, Y.P. (u.) B.N. DESAI, 1973: Conditions for normal summer monsoon rainfall and causes of droughts over western India.
Indian Journal of Meteorology and Geophysics, 24, S. 131-136.
- RASMUSSEN, J.L., 1984a: Climate Applications - General.
In: Proceedings of the Climate Conference for Latin America and the Caribbean, WMO No. 632, S. 83-102.
- RASMUSSEN, J.L., 1984b: Meteorological aspects of the 1982-83 El Niño/Southern Oscillation episode.
In: Proceedings of the Climate Conference for Latin America and the Caribbean, WMO No. 632, S. 104-127.
- RASMUSSEN, E.M. (u.) T.H. CARPENTER, 1982: Variations in tropical sea surface temperatures and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El Niño.
Monthly Weather Review, 110, S. 354-384.

- RASMUSSEN, E.M. (u.) T.H. CARPENTER, 1983: The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. Monthly Weather Review, 111, S. 517-528.
- REED, R.J., 1978: The structure and behaviour of easterly waves over West Africa and the Atlantic. In: Shaw, D.B. (Ed.): Meteorology over the Tropical Oceans, Bracknell, S. 57-72.
- REED, R.J. (u.) E.E. RECKER, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial Western Pacific. Journal of the Atmospheric Sciences, 28, S. 1117-1133.
- REED, R.J., D.C. NORQUIST (u.) E.E. RECKER, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. Monthly Weather Review, 105, S. 317-333.
- REITER, E.R., 1978a: Long-term wind variability in the tropical Pacific, its possible causes and effects. Monthly Weather Review, 106, S. 324-330.
- REITER, E.R., 1978b: The interannual variability of the ocean-atmosphere system. Journal of the Atmospheric Sciences, 35, S. 349-370.
- REITER, E.R., 1979: Trade-wind variability, Southern Oscillation and quasi-biennial Oscillation. Archiv für Meteorologie, Geophysik, Bioklimatologie, Serie A, 28, S. 113-126.
- REITER, E.R., 1983a: Teleconnections with tropical Pacific and Indian monsoon precipitation variability. Proceedings of the Seventh Annual Climate Diagnostic Workshop, U.S. Department of Commerce, S. 211-222.
- REITER, E.R., 1983b: Teleconnections with tropical precipitation surges. Journal of the Atmospheric Sciences, 40, S. 1631-1647.
- REITER, E.R. (u.) Y.-H. DING, 1980/81: The role of Qinghai-Xizang plateau in feedback mechanisms affecting the planetary circulation. Scientia Atmospherica Sinica, 4, 1980, S. 300-309 und 5, 1981, S. 9-22.
- RENNICK, M.A., 1976: The generation of African waves. Journal of the Atmospheric Sciences, 33, S. 1955-1969.
- REYNOLDS, R., 1985: Tropical meteorology. Progress in Physical Geography, 9, S. 157-186.

- RHODE, H. (u.) H. VIRJI, 1975: Trends and periodicities in East African rainfall data.
Monthly Weather Review, 104, S. 307-315.
- RICHARDS, F. (u.) P. ARKIN, 1981: On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation.
Monthly Weather Review, 109, S. 1081-1093.
- RICHMAN, M.B., 1981: Obliquely rotated principal components: an improved meteorological map typing technique?
Journal of Applied Meteorology, 20, S. 1145-1159.
- RICHMAN, M.B., 1986: Rotation of principal components.
Journal of Climatology, 6, S. 293-335.
- RIEHL, H., 1969: On the role of the tropics in the general circulation of the atmosphere.
Weather, 24, S. 288-308.
- RIEHL, H., 1973: Controls of the Venezuela rainy season.
Bulletin of the American Meteorological Society, 54, S. 9-12.
- RIEHL, H., 1977a: Venezuelan rain systems and the general circulation of the summer tropics I: rain systems.
Monthly Weather Review, 105, S. 1402-1420.
- RIEHL, H., 1977b: Venezuelan rain systems and the general circulation of the summer tropics II: relations between low and high latitudes.
Monthly Weather Review, 105, S. 1421-1433.
- RIEHL, H., 1978: Recent tropical experiments in the general context of tropical meteorology.
In: Shaw, D.B. (Ed.): Meteorology over the Tropical Oceans. Bracknell, S. 9-30.
- RIEHL, H., 1979: Climate and weather in the tropics.
London/New York/San Francisco, 1979.
- RIEHL, H. et al., 1973: Precipitation characteristics during the Venezuela rainy season.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 99, S. 746-757.
- ROGERS, J.C., 1988: Precipitation variability over the Caribbean and Tropical Americas associated with the Southern Oscillation.
Journal of Climate, 1, S. 172-182.
- ROGNON, P., 1979: Mécanismes climatiques actuels et paléoclimats au Sahara.
Palaeoecology of Africa, 11, S. 1-12.

- ROSEN, R.D. (u.) D.A. SALSTEIN, 1980: A comparison between circulation statistics computed from conventional data and NMC Hough analyses.
Monthly Weather Review, 108, S. 1226-1247.
- ROWNTREE, P.R., 1972: The influence of tropical East Pacific ocean temperatures on the atmosphere.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 98, S. 290-321.
- RUDLOFF, W., 1967: Analysemodelle tropischer Luftdruckfelder.
Meteorologische Rundschau, 20, S. 161-164.
- RUPRECHT, E., 1970: A quantitative investigation on the aridity of the desert of Thar.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 14, S. 81-99.
- SADLER, J.C., 1972: Global circulation patterns and their relation to tropical cyclone activity.
In: Young, J.A. (Ed.): Dynamics of the Tropical Atmosphere. Boulder, S. 220-230.
- SADLER, J.C., 1975: The upper tropospheric circulation over the global tropics.
UHMET-75-05, Department of Meteorology, University of Hawaii, 1975.
- SADLER, J.C., 1978: Comments on "A study of the Southern Oscillation and Walker circulation phenomenon."
Monthly Weather Review, 108, S. 825-828.
- SAHA, K.R., 1973: Global distribution of double cloud bands over the tropical oceans.
Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society, 99, S. 551-555.
- SAHA, K.R. (u.) S.N. BAVADEKAR, 1973: Water vapour budget and precipitation over the Arabian Sea during the northern summer.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 99, S. 273-278.
- SCHÖNWIESE, CH.-D., 1985: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.
Berlin/Stuttgart, 1985.
- SCHUPELIUS, G.D., 1976: Monsoon rains over West Africa.
Tellus, 28, S. 533-537.
- SCHÜTTE, K., 1968: Untersuchungen zur Meteorologie und Klimatologie des El Niño-Phänomens in Ecuador und Nordperu.
Bonner Meteorologische Abhandlungen, 9, 1968.
- SCHWERDTFEGGER, W.(Ed.), 1976: Climates of Central and South America.
World Survey of Climatology, 12, 1976.

- SEFE, F.T.K., 1986: An index method for analysing precipitation surplus or deficit: preliminary developments. *Journal of Climatology*, 6, S. 563-570.
- SHUKLA, J., 1987: Interannual variability of monsoons. In: Fein, J.S. (u.) P.L. Stephens (Eds.): *Monsoons*. New York, 1987, S. 399-463.
- SHUKLA, J. (u.) M. MISRA, 1977: Realationships between sea surface temperature and wind speed over the central Arabian Sea, and monsoon rainfall over India. *Monthly Weather Review*, 105, S. 998-1002.
- SHUKLA, J. (u.) D.A. MOOLEY, 1987: Empirical prediction of the summer monsoon rainfall over India. *Monthly Weather Review*, 115, S. 695-703.
- SHUKLA, J. (u.) J.M. WALLACE, 1983: Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, S. 1613-1630.
- SIKDAR, D.N. (u.) J.B. ELSNER, 1987: Large-scale circulation departures related to wet episodes in North-east Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, S. 567-580.
- SIKKA, D.R., 1980: Some aspects of the large scale fluctuations of summer monsoon rainfall over India in relation to fluctuations in the planetary and regional scale circulation parameters. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*, 89, S. 179-195.
- STEINER, D., 1965: A multivariate statistical approach to climatic regionalization and classification. *Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, 82, S. 329-347.
- STOECKENIUS, T., 1981: Interannual variations of tropical precipitation patterns. *Monthly Weather Review*, 109, S. 1233-1247.
- STORCH, H.v., 1984: An accidental result: the mean 1983 January 500 mb height field significantly different from its 1967-81 predecessors. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 57, S. 440-444.
- STORCH, H.v. (u.) H.A. KRUSE, 1985: The extratropical atmospheric response to El Niño events - a multivariate significance analysis. *Tellus*, 37A, S. 361-377.

- STRANZ, D., 1975: Über den Regen in Afrika und die Trockenheit der letzten Jahre im Sahel (1967-1974). Einzelveröffentlichung Nr. 88 des Deutschen Wetterdienstes - Seewetteramt, 1975.
- STRÜNING, J.-O. (u.) H. FLOHN, 1969: Investigations on the atmospheric circulation above Africa. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 10, 1969.
- SUCKLING, P.W., 1987: A climate departure index for the study of climatic variability. Physical Geography, 8, S. 179-188.
- SUD, Y.C. (u.) W.E. SMITH, 1985: Influence of local land-surface processes on the Indian monsoon: a numerical study. Journal of Climate and Applied Meteorology, 24, S. 1015-1036.
- SUMNER, G. (u.) M. BONELL, 1986: Circulation and daily rainfall in the North Queensland wet seasons 1979-1982. Journal of Climatology, 6, S. 531-549.
- TAKAHASHI, K. (u.) H. ARAKAWA, (Eds.), 1981: Climates of Southern and Western Asia. World Survey of Climatology, 9, 1981.
- TALJAARD, J.J., 1986: Change of rainfall distribution and circulation patterns over Southern Africa in summer. Journal of Climatology, 6, S. 579-592.
- TANAKA, M., 1982: Interannual fluctuations of the tropical easterly jet and the summer monsoon in the Asian region. Journal of the Meteorological Society of Japan, 60, S. 865-875.
- TANAKA, M. et al., 1975: Recent African rainfall patterns. Nature, 255, S. 201-203.
- TETZLAFF, G., M. PETERS u. L.J. ADAMS, 1985: Meteorologische Aspekte der Sahel-Problematik. Die Erde, 116, S. 109-120.
- THOMPSON, R.M. et al., 1979: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. Journal of the Atmospheric Sciences, 36, S. 53-72.
- TODOROV, A.V., 1985: Sahel: The changing rainfall regime and the "normals" used for its assessment. Journal of Climate and Applied Meteorology, 24, S. 97-107.
- TORRANCE, J.D., 1979: Upper windflow patterns in relation to rainfall in south-east central Africa. Weather, 34, S. 106-115.

- TRENBERTH, K.E., 1976: Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 102, S. 639-653.
- TSAY, C.-Y., 1979: Growth and decay of large-scale waves in the tropical upper troposphere during the northern summer.
Journal of the Atmospheric Sciences, 36, S. 24-31.
- TSUCHIYA, I., 1970: Year-to-year variations of rainfall over the India-equatorial Pacific region and of low and middle latitude circulations in the southern hemisphere.
Papers in Meteorology and Geophysics, 21, S. 73-87.
- TYSON, P.D., 1980: Temporal and spatial variation of rainfall anomalies in Africa south of latitude 22° during the period of meteorological record.
Climatic Change, 2, S. 363-371.
- TYSON, P.D., 1981: Atmospheric circulation variations and the occurrence of extended wet and dry spells over southern Africa.
Journal of Climatology, 1, S. 115-130.
- TYSON, P.D., 1984: The atmospheric modulation of extended wet and dry spells over South Africa, 1958-1978.
Journal of Climatology, 4, S. 621-635.
- TYSON, P.D., 1988: Synoptic circulation types and climatic variation over southern Africa.
In: Gregory, S. (Ed.): Recent Climatic Change.
London/New York, 1988, S. 202-214.
- TYSON, P.D., T.G.J. DYER (u.) M.N. MAMETSE, 1975: Secular changes in South African rainfall: 1880 to 1972.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101, S. 817-833.
- U.S. DEPARTMENT of COMMERCE, 1968 - 1985: Monthly Climatic Data for the World.
Asheville, 1968 - 1985.
- ÜBERLA, K., 1971: Faktorenanalyse.
Berlin/Heidelberg/New York, 1971.
- VAN DIJK, M.D. MERCER (u.) J. PETERSON, 1983: Australian drought and the southern climate.
New Scientist, 98, S. 30-32.
- VAN LOON, H., (Ed.), 1984a: Climates of the Oceans.
World Survey of Climatology, 15, 1984.
- VAN LOON, H., 1984b: The Southern Oscillation. Part III: Associations with the trades and with the trough in the westerlies of the south Pacific ocean.
Monthly Weather Review, 112, S. 947-954.

- VAN LOON, H. (u.) R.A. MADDEN, 1981: The Southern Oscillation. Part I: Global associations with pressure and temperature in northern winter. Monthly Weather Review, 109, S. 1150-1162.
- VAN LOON, H. (u.) J.C. ROGERS, 1981: The Southern Oscillation. Part II: Associations with changes in the middle troposphere in the northern winter. Monthly Weather Review, 109, S. 1163-1168.
- VAN LOON, H. (u.) D.J. SHEA, 1985: The Southern Oscillation. Part IV: The development of warm and cold events. Monthly Weather Review, 113, S. 2063-2074.
- VINES, R.G., 1986: Rainfall patterns in India. Journal of Climatology, 6, S. 135-148.
- VIRJI, H., 1981: A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. Monthly Weather Review, 109, S. 599-610.
- WAGNER, M. u. E. RUPRECHT, 1975: Materialien zur Entwicklung des indischen Sommermonsuns. Bonner Meteorologische Abhandlungen, 23, 1975.
- WALLACE, J.M., 1972: On the general circulation of the tropics. Part I: Monsoon and synoptic-scale disturbances. In: Young, J.A. (Ed.): Dynamics of the Tropical Atmosphere. Boulder, S. 185-201.
- WALLACE, J.M. (u.) D.S. GUTZLER, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. Monthly Weather Review, 109, S. 784-812.
- WARD, M.N., S. BROOKS (u.) C.K. FOLLAND, 1988: Predictability of seasonal rainfall in the northern Nordeste region of Brazil. In: Gregory, s. (Ed.): Recent Climatic Change. London/New York, 1988, S. 237-251.
- WEARE, B.C., 1979: A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon. Journal of the Atmospheric Sciences, 36, S. 2279-2291.
- WEARE, B.C., 1984: Interannual moisture variations near the surface of the tropical Pacific Ocean. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 110, S. 489-504.
- WEARE, B.C., 1986: An extension of an El Niño index. Monthly Weather Review, 114, S. 644-647.
- WEARE, B.C. (u.) J.S. NASSTROM, 1982: Examples of extended empirical orthogonal function analyses. Monthly Weather Review, 110, S. 481-485.

- WEBSTER, P.J., L. CHOU (u.) K.M. LAU, 1977: Mechanisms effecting the state, evolution and transition of the planetary scale monsoon.
Pure and Applied Geophysics, 115, S. 1463-1491.
- WEISCHET, W., 1956: Die räumliche Differenzierung klimatologischer Betrachtungsweisen. Ein Vorschlag zur Gliederung der Klimatologie und zu ihrer Nomenklatur.
Erdkunde, 10, S. 109-122.
- WEISCHET, W., 1967: Kann und soll noch klimatologische Forschung im Rahmen der Geographie betrieben werden?
Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen, Deutscher Geographentag Bad Godesberg, 1967, S. 428-440.
- WEISCHET, W., 1969: Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen.
Die Erde, 100, S. 287-306.
- WEISCHET, W., 1983: Einführung in die allgemeine Klimatologie.
Stuttgart, 1983.
- WHITTAKER, TH.M., 1977: Automated streamline analysis.
Monthly Weather Review, 105, S. 786-788.
- WILHEIT, T.T. et al., 1977: A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans.
Journal of Applied Meteorology, 16, S. 551-560.
- WILLIAMS, J., 1975: Simulation of the atmospheric circulation with boundary conditions representing those of periods in the past: experiments with the NCAR global circulation model.
Proceedings of the WMO / IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, Norwich 1975. WMO-No. 421, S. 373-380.
- WINIGER, M., 1975: Bewölkungsuntersuchungen über der Sahara mit Wettersatellitenbildern.
Beiheft 1 zum Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern, 1975.
- WINSTANLEY, D., 1973a: Recent rainfall trends in Africa, the Middle East and India.
Nature, 243, S. 464-465.
- WINSTANLEY, D., 1973b: Rainfall patterns and general atmospheric circulation.
Nature, 245, S. 190-194.
- WINSTON, J., 1972: Highlights of a talk on the application of satellite data to studies of tropical circulations and energetics.
In: Young, J.A. (Ed.): Dynamics of the Tropical Atmosphere.
Boulder, S. 276-280.

- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (Ed.), 1985: Infoclima. Catalogue of Climate System Data Sets. WCP - 101. WMO/TD. No. 55, 1985.
- WRIGHT, P.B., 1967: Changes in 200 mb circulation patterns related to the development of the Indian southwest monsoon. *Meteorological Magazine*, 96, S. 302-315.
- WRIGHT, P.B., 1984: Relationships between indices of the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112, S. 1913-1919.
- WRIGHT, P.B., 1986: Precursors of the Southern Oscillation. *Journal of Climatology*, 6, S. 17-30.
- WYRTKI, K., 1974: Equatorial currents in the Pacific 1950 to 1970 and their relations to the trade winds. *Journal of Physical Oceanography*, 4, S. 372-380.
- WYRTKI, K., 1975: El Niño - the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 5, S. 572-584.
- YANAI, M. (u.) T. NITTA, 1967: Computation of vertical motion and vorticity budget in a Caribbean easterly wave. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 45, S. 444-466.
- YARNAL, B., 1985: Extratropical teleconnections with El Niño / Southern Oscillation (ENSO) events. *Progress in Physical Geography*, 9, S. 315-352.
- YARNAL, B. (u.) H.F. DIAZ, 1986: Relationships between extremes of the Southern Oscillation and the winter climate of the Anglo-American Pacific coast. *Journal of Climatology*, 6, S. 197-219.
- YARNAL, B. (u.) G. KILADIS, 1985: Tropical teleconnections associated with El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) events. *Progress in Physical Geography*, 9, S. 524-558.

ANHANG

Tab. A1: Liste der Niederschlagsstationen

L: Laufende Nummer der Gebietszusammenfassungen (vgl. Tab. A2)
 φ: Geographische Breite
 λ: Geographische Länge
 H: Höhe über NN in m
 Z: Zugrundeliegender Zeitraum
 MJN: Mittlerer Jahresniederschlag in mm

L	STATION	φ	λ	H	Z	MJN
1	NOUAKCHOTT	18° 6'N	15°57'W	3	68-80	74.8
1	ROSSO	16°30'N	15°49'W	6	68-80	207.0
1	AKJOUJT	19°45'N	14°22'W	120	68-80	63.7
1	SAINT-LOUIS	16° 3'N	16°27'W	4	68-85	235.5
1	DAKAR	14°44'N	17°30'W	24	68-85	344.0
1	DIOURBEL	14°39'N	16°14'W	9	68-85	476.7
1	PODOR	16°38'N	14°56'W	7	68-85	248.9
1	LINGUERE	15°23'N	15° 7'W	21	68-85	377.0
1	MATAM	15°38'N	13°15'W	17	68-85	311.1
2	TILLABERY	14°12'N	1°27'E	210	68-85	377.0
2	TESSALIT	20°12'N	0°59'E	494	68-79	60.0
2	KIDAL	18°26'N	1°21'E	459	68-79	117.6
2	MENAKA	15°52'N	2°13'E	278	68-79	219.8
2	GAO	16°16'N	0° 3'W	260	68-85	191.5
2	HOMBORI	15°20'N	1°41'W	288	68-79	362.9
2	TOMBOUCTOU	16°43'N	3° 0'W	264	68-79	151.4
2	MOPTI	14°31'N	4° 6'W	272	68-79	458.2
2	NIORO DU SAHEL	15°14'N	9°21'W	237	68-85	419.8
2	DORI	14° 2'N	0° 3'E	277	68-85	449.4
3	AGADEV	16°58'N	7°59'E	503	68-85	97.1
3	N'GUIGMI	14°15'N	13° 7'E	286	68-85	197.0
3	MAINE-SOROA	13°14'N	11°59'E	339	68-85	311.6
3	ZINDER (AERO)	13°47'N	8°59'E	453	68-85	449.0
3	MARADI	13°28'N	7° 5'E	369	68-85	447.6
3	BIRNI-N'KONNI	13°48'N	5°15'E	274	68-85	474.0
3	TAHOUA	14°54'N	5°15'E	387	68-85	325.0
4	ABECHE	13°51'N	20°51'E	549	68-78	357.6
4	BOL BERIM	13°26'N	14°44'E	292	70-78	241.5
4	BOKORO	12°23'N	17° 3'E	301	68-78	471.6
4	ATI	13°13'N	18°19'E	334	68-78	308.0
5	KHARTOUM	15°36'N	32°33'E	380	68-85	119.5
5	EL OBEID	13°10'N	30°14'E	574	68-85	286.5
5	EL FASHER	13°37'N	25°20'E	730	68-85	185.9
0	PORT SUDAN	19°35'N	37°13'E	2	68-85	72.5

6	KAOLACK	14° 8'N	16° 4'W	7	68-85	559.0
6	ZIGUINCHOR	12°33'N	16°16'W	23	68-85	1149.9
6	TAMBACOUNDA	13°46'N	13°41'W	50	68-85	737.6
6	KOLDA	12°53'N	14°58'W	10	68-80	1079.0
6	KAYES	14°26'N	11°26'W	47	68-79	617.0
6	KENIEBA	12°51'N	11°14'W	132	68-79	1140.3
6	ROBERTS FIELD	6°15'N	10°21'W	12	68-85	3089.6
6	LUNGI	8°37'N	13°12'W	27	68-85	2954.4
6	BONTHE	7°32'N	12°30'W	8	68-85	3630.3
6	BO	7°57'N	11°46'W	93	68-85	2727.0
6	KABALA	9°35'N	11°33'W	464	68-85	2072.1
6	DARU	7°59'N	10°51'W	186	68-85	2352.9
7	NIAMEY (AERO)	13°29'N	2°10'E	234	68-85	506.5
7	GAYA	11°53'N	3°27'E	203	76-85	754.4
7	KITA	13° 4'N	9°27'W	329	68-79	932.9
7	BAMAKO	12°38'N	8° 2'W	332	68-79	944.6
7	SEGOU	13°24'N	6° 9'W	289	68-79	639.2
7	SAN	13°20'N	4°50'W	284	68-79	692.1
7	KOUTIALA	12°23'N	5°28'W	367	68-79	883.9
7	BOUGOUNI	11°25'N	7°30'W	351	68-79	1052.5
7	SIKASSO	11°21'N	5°41'W	375	68-79	1190.3
7	ODIENNE	9°30'N	7°34'W	434	68-83	1506.5
7	KORHOGO	9°25'N	5°37'W	382	68-83	1241.3
7	MAN	7°23'N	7°31'W	340	68-84	1538.3
7	BOUAKE	7°44'N	5° 4'W	376	68-84	1105.3
7	KAYA	13° 6'N	1° 5'W	313	68-85	623.6
7	OUAHIGOUYA	13°35'N	2°26'W	324	68-85	575.4
7	OUAGADOUGOU	12°21'N	1°31'W	306	68-85	769.1
7	FADA N'GOURMA	12° 4'N	0°21'E	309	68-85	801.9
7	BOROMO	11°40'N	2°55'W	271	68-85	855.7
7	BOBO-DIOULASSO	11°10'N	4°18'W	467	68-85	1023.1
7	GAOUA	10°20'N	3°11'W	335	68-85	1049.4
7	KANDI	11° 8'N	2°56'E	292	68-85	1009.4
7	NA TITINGOU	10°19'N	1°23'E	461	68-85	1210.5
7	PARAKOU	9°21'N	2°37'E	393	68-85	1097.7
7	SAVE	7°59'N	2°26'E	200	68-85	1042.3
7	BOHICON	7°10'N	2° 4'E	167	68-85	1055.7
7	MANGO	10°22'N	0°28'E	146	68-85	1081.5
7	ATAKPAME	7°35'N	1° 7'E	402	68-85	1306.3
8	BONDOUKOU	8° 3'N	2°47'W	371	68-84	1091.9
8	GAGNOA	6° 8'N	5°57'W	214	68-83	1289.8
8	DIMBOKRO	6°39'N	4°42'W	92	68-83	1145.3
8	TABOU	4°25'N	7°22'W	10	68-84	2431.5
8	SASSANDRA	4°57'N	6° 5'W	66	68-84	1601.8
8	ABIDJAN	5°15'N	3°56'W	11	68-84	1918.6
8	ADIAKE	5°18'N	3°18'W	40	68-83	1973.5
8	KUMASI	6°43'N	1°36'W	293	68-80	1436.4
8	COTONOU	6°21'N	2°23'E	6	68-85	1189.1
8	LOME	6°10'N	1°15'E	25	68-85	883.9
8	LAGOS	6°35'N	3°20'E	38	68-76	1591.7
0	JOS	9°52'N	8°54'E	1285	68-76	1489.9

9 FORT-LAMY	12° 8'N	15° 2'E	295	68-78	556.1
9 MONGO	12°11'N	18°41'E	428	68-78	700.9
9 AM-TIMAN	11° 2'N	20°17'E	436	68-78	815.4
9 BOUSSO	10°29'N	16°43'E	336	68-78	854.2
9 PALA	9°22'N	14°55'E	455	68-78	993.9
9 MOUNDOU	8°37'N	16° 4'E	422	68-78	1131.1
9 FORT-ARCHAMBAULT	9° 8'N	18°23'E	365	68-78	1041.8
9 BIRAO	10°17'N	22°47'E	464	68-84	640.7
9 N'DELE	8°24'N	20°39'E	510	68-84	1096.4
9 YALINGA	6°30'N	23°16'E	602	68-84	1471.8
9 BAMBARI	5°51'N	20°39'E	475	68-84	1603.9
9 ALINDAO	5° 3'N	21°12'E	449	68-84	1598.1
9 BOSSANGOA	6°29'N	17°26'E	465	68-84	1391.1
9 BOUAR	5°58'N	15°38'E	1020	68-84	1439.6
9 BOSSEMBELE	5°16'N	17°38'E	674	68-84	1543.7
9 BERBERATI	4°13'N	15°47'E	583	68-84	1467.1
9 BANGUI	4°24'N	18°31'E	366	68-84	1522.4
10 DAMAZINE	11°47'N	34°23'E	470	68-85	658.6
10 MALAKAL	9°33'N	31°39'E	388	68-82	717.0
10 WAU	7°42'N	28° 1'E	438	68-82	1003.1
10 JUBA	4°52'N	31°36'E	457	68-82	937.6
10 OBO	5°24'N	26°30'E	651	68-84	1408.0
11 ASMARA	15°17'N	38°55'E	2325	74-85	657.4
11 GONDER	12°32'N	37°26'E	1966	76-85	1046.4
11 COMBOLCHA	11° 5'N	39°43'E	1916	68-85	1017.6
11 ADDIS ABABA	8°59'N	38°48'E	2324	68-85	1215.9
11 DIRE DAWA	9°36'N	41°52'E	1146	76-85	556.0
11 GORE	8°10'N	35°33'E	1974	68-85	2101.8
11 JIMMA	7°40'N	36°50'E	1577	68-85	1427.1
0 DJIBOUTI	11°33'N	43° 9'E	19	68-77	132.6
12 ENTEBBE AIRPORT	0° 3'N	32°27'E	1146	68-77	1557.5
12 DAR ES SALAAM	6°53'S	39°12'E	58	68-77	1081.0
12 NAIROBI	1°18'S	36°45'E	1798	68-85	808.5
12 GARISSA	0°28'S	39°38'E	138	68-85	335.4
12 MOYALE	3°32'N	39° 3'E	1113	76-85	759.2
12 ELDORET	0°32'N	35°17'E	2120	76-85	1060.0
12 MALINDI	3°14'S	40° 6'E	23	76-85	1131.0
0 LUANDA	8°51'S	13°14'E	70	68-82	425.4
13 TABORA AIRPORT	5° 5'S	32°50'E	1190	68-77	979.5
13 SONGEA	10°41'S	35°35'E	1067	68-77	1090.5
13 VILA CABRAL	13°17'S	35°15'E	1365	68-85	1109.8
13 KASAMA	10°13'S	31° 8'E	1384	68-85	1362.8
13 KABWE	14°25'S	28°29'E	1207	68-85	988.9
13 MONGU	15°15'S	23°10'E	1053	68-85	951.6
13 LILONGWE	13°58'S	33°42'E	1136	68-82	874.0
14 GROOTFONTEIN	19°36'S	18° 7'E	1400	68-85	590.9
14 WINDHOEK	22°34'S	17° 6'E	1700	75-85	335.7
14 J. G. STRIJDOM	22°29'S	17°28'E	1700	68-85	376.1

15	TETE	16°11'S	33°35'E	150	68-85	637.6
15	LIVINGSTONE	17°49'S	25°49'E	987	68-85	734.5
15	CHILEKA	15°41'S	34°58'E	767	68-85	902.1
15	BULAWAYO (GOETZ OBS.)	20° 9'S	28°37'E	1345	68-85	610.4
15	HARARE (KUTSAGA OBS.)	17°56'S	31° 6'E	1479	68-85	855.6
15	CHIPINGA	20°12'S	32°37'E	1132	68-85	1148.3
15	PIETERSBURG	23°52'S	29°27'E	1250	68-85	516.9
16	TULEAR	23°23'S	43°44'E	8	68-85	394.3
16	TANANARIVE	18°48'S	47°29'E	1264	68-85	1466.5
16	QUELMANE	17°53'S	36°53'E	8	68-85	1438.6
16	BEIRA	19°48'S	34°54'E	16	68-85	1585.6
16	INHAMBANE	23°52'S	35°23'E	15	68-85	1003.2
16	ILE JUAN DE NOVA	17° 3'S	42°43'E	9	74-85	1033.4
16	ILE EUROPA	22°21'S	40°21'E	7	68-85	599.9
17	DIEGO-SUAREZ	12°21'S	49°18'E	105	68-85	1207.0
17	NAMPULA	15° 6'S	39°17'E	441	68-85	1019.4
17	PORTO AMELIA	12°58'S	40°30'E	50	68-85	843.7
17	MORONI (GRANDE-COMORE)	11°42'S	43°14'E	17	68-80	2854.0
17	OUANI (ANJOUAN)	12° 7'S	44°26'E	12	68-78	1836.6
17	DZAOUZI (MAYOTTE)	12°48'S	45°17'E	7	68-77	1324.5
17	ILES GLORIEUSES	11°33'S	47°17'E	3	68-85	1174.8
18	TAMATAVE	18° 7'S	49°24'E	6	68-85	3352.1
18	AGALEGA (MAURITIUS)	10°26'S	56°45'E	3	68-85	1649.6
18	SERGE-FROLOW (ILE TROMELIN)	15°53'S	54°31'E	8	68-85	1204.6
18	ST. BRANDON (ST. RAPHAEL)	16°27'S	59°37'E	4	68-85	928.1
18	RODRIGUES (MAURITIUS)	19°41'S	63°25'E	59	68-85	1129.4
18	PLAISANCE (MAURITIUS)	20°26'S	57°40'E	57	68-85	1829.1
18	ST. DENIS (REUNION)	20°53'S	55°31'E	12	68-85	1775.8
19	QUETTA	30°15'N	66°53'E	1601	68-85	295.3
19	DALBANDIN	28°53'N	64°42'E	850	68-85	79.8
19	PANJGUR	26°58'N	64° 6'E	969	68-85	108.9
19	JIWANI	25° 4'N	61°48'E	56	76-85	136.9
20	SRINAGAR (KASHMIR)	34° 5'N	74°50'E	1587	68-85	654.2
20	PARACHINAR	33°52'N	70° 5'E	1725	68-85	704.1
20	PESHAWAR	34° 1'N	71°35'E	359	68-85	413.0
20	FORT SANDEMAN	31°21'N	69°28'E	1407	68-85	250.5
20	DERA ISMAIL KHAN	31°49'N	70°55'E	174	68-85	253.0
21	AMRITSAR	31°38'N	74°52'E	234	68-85	733.7
21	MUKTESWAR KUMAON	29°28'N	79°39'E	2311	68-85	1317.5
21	BIKANER	28° 0'N	73°18'E	224	68-85	296.5
21	NEW DELHI	28°35'N	77°12'E	216	68-85	802.6
21	AGRA	27°10'N	78° 2'E	169	68-85	708.2
21	JODHPUR	26°18'N	73° 1'E	224	68-85	455.4
21	JHELUM	32°56'N	73°44'E	233	72-85	911.2
21	LAHORE CITY	31°33'N	74°20'E	214	68-85	633.2
21	MULTAN	30°12'N	71°26'E	123	68-85	181.9
21	JACOBADAD	28°18'N	68°28'E	56	68-85	102.3
21	CHHOR	25°31'N	69°47'E	6	72-85	206.6
21	HYDERABAD	25°23'N	68°25'E	30	68-85	145.4
21	KARACHI AIRPORT	24°54'N	67° 8'E	22	68-85	219.5

22	ALLAHABAD	25°27'N	81°44'E	98	68-85	994.8
22	AHMADABAD	23° 4'N	72°38'E	55	68-85	820.1
22	SAGAR	23°51'N	78°45'E	551	68-85	1300.4
22	DWARKA	22°22'N	69° 5'E	11	68-78	332.0
22	INDORE	22°43'N	75°48'E	567	68-85	1045.5
22	NAGPUR	21° 6'N	79° 3'E	310	68-85	1121.5
22	VERAVAL	20°54'N	70°22'E	8	68-85	775.2
22	AKOLA	20°42'N	77° 2'E	282	68-85	797.4
23	JAGDALPUR	19° 5'N	82° 2'E	553	68-85	1517.0
23	BOMBAY	18°54'N	72°49'E	11	68-85	2102.2
23	POONA	18°32'N	73°51'E	559	68-85	711.2
23	HYDERABAD AIRPORT	17°27'N	78°28'E	545	68-85	779.4
23	GOA	15°29'N	73°49'E	60	68-85	2823.7
23	BELGAUM	15°51'N	74°32'E	753	68-85	1153.0
23	MANGALORE	12°52'N	74°51'E	22	68-81	3826.2
23	MINICOY	8°18'N	73° 0'E	2	68-85	1669.7
23	TRIVANDRUM	8°29'N	76°57'E	64	68-85	1716.3
24	VISHAKHAPATNAM	17°43'N	83°14'E	3	68-85	898.2
24	MASULIPATNAM	16°11'N	81° 8'E	3	68-85	959.5
24	MADRAS	13° 0'N	80°11'E	16	68-85	1421.6
24	BANGALORE	12°58'N	77°35'E	921	68-85	921.7
25	DIBRUGARH	27°29'N	95° 1'E	111	68-85	2535.3
25	GAUHATI	26° 6'N	91°35'E	54	68-85	1670.0
25	CHERRAPUNJI	25°15'N	91°44'E	1313	68-85	10738.1
25	CALCUTTA	22°32'N	88°20'E	6	68-85	1764.5
25	DACCA	23°46'N	90°23'E	10	68-83	2043.9
25	CHITTAGONG	22°21'N	91°49'E	14	68-83	2745.2
26	MANNAR	8°59'N	79°55'E	3	68-80	932.5
26	TRINCOMALEE	8°35'N	81°15'E	7	68-79	1506.1
26	COLOMBO	6°54'N	79°52'E	6	68-80	2346.7
26	HAMBANTOTA	6° 7'N	81° 8'E	20	68-80	1010.8
26	PAMBAN	9°16'N	79°18'E	11	68-85	901.7
27	KUCHING	1°29'N	110°20'E	27	75-85	4200.5
27	PALEMBANG	2°54'S	104°42'E	10	68-80	2700.7
27	JAKARTA	6°11'S	106°50'E	8	76-84	2205.5
28	PENANG	5°18'N	100°16'E	4	68-85	2477.5
28	KUALA LUMPUR	3° 7'N	101°33'E	17	68-85	2215.9
28	MALACCA	2°16'N	102°15'E	11	75-85	2008.2
28	MEDAN	3°34'N	98°41'E	25	68-80	2215.7
29	SONGKHLA	7°11'N	100°37'E	10	68-85	2072.4
29	KOTA BHARU	6°10'N	102°17'E	5	68-85	2657.0
29	KUANTAN	3°47'N	103°13'E	16	75-85	2708.2
29	SINGAPORE AIRPORT	1°22'N	103°55'E	32	68-85	2081.4
30	PRACHUAP KHIRIKHAN	11°48'N	99°48'E	5	68-85	1199.9
30	CHUMPHON	10°27'N	99°15'E	3	68-85	2000.5
31	MYITKYINA	25°22'N	97°24'E	147	68-83	2141.6
31	MANDALAY	21°59'N	96° 6'E	76	68-83	904.5

31	AKYAB	20° 8'N	92° 53'E	5	68-83	4615.1
31	RANGOON	16° 46'N	96° 10'E	23	68-83	2780.2
31	VICTORIA POINT	9° 58'N	98° 35'E	47	68-77	3548.1
31	PORT BLAIR	11° 40'N	92° 43'E	79	68-85	2916.3
32	CHIANGMAI	18° 47'N	98° 59'E	313	68-85	1195.5
32	UDON THANI	17° 26'N	102° 46'E	178	68-85	1394.2
32	PHITSANULOK	16° 50'N	100° 16'E	50	68-85	1376.1
32	NAKHON SAWAN	15° 48'N	100° 10'E	28	68-85	1094.4
32	NAKHON RATCHASIMA	14° 58'N	102° 7'E	181	68-85	1052.2
32	BANGKOK	13° 44'N	100° 30'E	12	68-85	1458.3
32	ARANYAPRATHET	13° 42'N	102° 35'E	44	68-85	1428.2
32	CHANTHABURI	12° 37'N	102° 7'E	5	68-85	2861.1
32	LUANG PRABANG	19° 53'N	102° 8'E	304	68-76	1230.7
32	VIENTIANE	17° 57'N	102° 31'E	170	68-76	1571.6
33	HONGKONG (ROYAL OBSERVATORY)	22° 18'N	114° 10'E	33	68-85	2358.9
33	MACAO	22° 12'N	113° 32'E	59	68-80	2199.2
34	ISHIGAKIJIMA	24° 20'N	124° 10'E	7	68-85	2072.8
34	MIYAKOJIMA	24° 47'N	125° 17'E	40	68-85	2077.0
35	KOTA KINABALU	5° 57'N	116° 3'E	7	75-85	2528.7
35	BASCO	20° 27'N	121° 58'E	11	68-85	2882.3
35	APARRI	18° 22'N	121° 38'E	4	68-85	2006.2
35	DAGUPAN	16° 3'N	120° 20'E	2	68-85	2185.5
35	MANILA AIRPORT	14° 31'N	121° 0'E	15	68-85	1641.4
35	ILOILO	10° 42'N	122° 34'E	14	68-85	1976.7
35	CEBU	10° 20'N	123° 54'E	35	68-84	1519.1
35	ZAMBOANGA	6° 54'N	122° 4'E	6	68-85	1228.1
36	LEGASPI	13° 8'N	123° 44'E	19	68-85	3234.6
36	TACLOBAN	11° 15'N	125° 0'E	21	68-85	2156.4
36	SURIGAO	9° 48'N	125° 30'E	21	68-78	3618.5
0	COCOS ISLANDS	12° 11'S	96° 50'E	8	68-85	2057.0
37	NORTH WEST CAPE	21° 49'S	114° 10'E	8	75-85	231.1
37	CARNARVON	24° 53'S	113° 39'E	4	68-85	233.5
38	DILI	8° 34'S	125° 34'E	6	68-80	897.2
38	BROOME	17° 57'S	122° 13'E	9	68-85	711.6
38	PORT HEDLAND	20° 23'S	118° 37'E	11	68-85	337.1
38	DARWIN AIRPORT	12° 26'S	130° 52'E	29	68-85	1772.4
39	HALLS CREEK	18° 14'S	127° 40'E	408	68-85	633.0
39	TENNANT CREEK	19° 33'S	134° 11'E	376	70-85	525.7
39	ALICE SPRINGS	23° 48'S	133° 53'E	549	68-85	372.7
39	MOUNT ISA	20° 40'S	139° 29'E	340	68-85	564.4
39	LONGREACH	23° 26'S	144° 15'E	193	68-85	414.8
40	WILLIS ISLAND	16° 18'S	149° 59'E	8	68-85	1143.2
40	CAIRNS	16° 55'S	145° 44'E	7	68-85	2154.9
40	TOWNSVILLE	19° 16'S	146° 46'E	6	68-85	1110.6
40	MACKAY	21° 7'S	149° 10'E	31	68-85	1552.2
40	GLADSTONE	23° 51'S	151° 16'E	76	68-85	954.4

41	RABAU	4°13'S	152°11'E	9	68-85	2098.9
41	MADANG	5°13'S	145°48'E	12	68-85	3379.6
41	PORT MORESBY AIRPORT	9°26'S	147°13'E	47	68-85	1161.7
41	THURSDAY ISLAND	10°35'S	142°13'E	61	68-85	1913.1
41	HONIARA (HENDERSON)	9°25'S	159°58'E	58	68-85	2085.3
0	MOMOTE	2° 4'S	147°26'E	5	68-85	3200.8
0	TARAWA (GILBERT-INSELN)	1°21'N	172°55'E	4	68-85	2083.1
42	GUAM (MARIANEN)	13°33'N	144°50'E	111	68-85	2605.2
42	YAP (KAROLINEN)	9°29'N	138° 5'E	17	68-85	2979.1
42	KOROR (PALAU-INSELN)	7°20'N	134°29'E	33	68-85	3677.9
43	TRUK (KAROLINEN)	7°28'N	151°51'E	2	68-85	3459.7
43	PONAPE (KAROLINEN)	6°58'N	158°13'E	46	68-85	4646.4
44	WAKE ISLAND	19°17'N	166°39'E	4	68-85	890.9
44	KWAJALEIN (MARSHALL-INSELN)	8°43'N	167°44'E	8	68-85	2549.0
44	MAJURO (MARSHALL-INSELN)	7° 5'N	171°23'E	3	68-85	3325.9
45	LIHUE (KAUAI/HAWAII-INSELN)	21°59'N	159°21'W	45	68-85	1057.0
45	HONOLULU (OAHU/HAWAII-INSELN)	21°21'N	157°56'W	5	68-85	537.3
45	HILO (GEN. LYMAN/HAWAII-INS.)	19°43'N	155° 4'W	11	68-85	3011.2
45	JOHNSTON ISLAND	16°44'N	169°31'W	5	68-85	627.8
46	KOUMAC (NEU-KALEDONIEN)	20°34'S	164°17'E	18	68-85	967.2
46	NOUMEA (NEU-KALEDONIEN)	22°16'S	166°27'E	72	68-85	1017.4
47	FUNAFUTI (ELLICE-INSELN)	8°31'S	179°13'E	2	68-85	3262.7
47	HIHIFO (WALLIS-INSEL)	13°14'S	176°10'W	27	68-85	3291.2
47	APIA (SAMOA-INSELN)	13°48'S	171°47'W	2	68-85	3079.3
47	PAGO PAGO (SAMOA-INSELN)	14°20'S	170°43'W	3	68-85	3068.1
47	NANDI (FIDSCHI-INSELN)	17°45'S	177°27'E	18	68-85	1872.2
47	NAUSORI	18° 3'S	178°34'E	5	72-85	3046.5
48	BORA-BORA (GESELLSCHAFTS-I.)	16°29'S	151°45'W	3	68-85	1850.7
48	MOPELIA (GESELLSCHAFTS-I.)	16°46'S	153°57'W	3	68-80	1905.2
48	TAHITI (GESELLSCHAFTS-I.)	17°33'S	149°37'W	2	68-85	1673.7
48	RAROTONGA (COOK-INSELN)	21°12'S	159°49'W	7	68-85	2036.1
48	TUBAI	23°21'S	149°29'W	3	68-85	1814.1
49	TAKAROA (TUAMOTU-INSELN)	14°29'S	145° 2'W	3	68-85	1608.9
49	PUKA-PUKA (TUAMOTU-INSELN)	14°48'S	138°49'W	3	69-81	1098.8
49	HAO (TUAMOTU-INSELN)	18° 4'S	140°57'W	3	68-85	1411.3
49	HEREHERETUE (TUAMOTU-INSELN)	19°52'S	145° 0'W	3	68-85	1596.3
49	TOTELEGIE (GAMBIER-INSELN)	23° 6'S	134°52'W	3	68-85	1611.2
0	ATUONA (MARQUESAS-INSELN)	9°48'S	139° 2'W	52	68-85	1438.9
50	SANTO DOMINGO	18°28'N	69°53'W	14	68-77	1283.8
50	SAN JUAN (PUERTO RICO)	18°26'N	66° 0'W	19	68-85	1276.7
50	RAIZET (GUADELOUPE)	16°16'N	61°31'W	8	68-85	1731.9
50	LAMENTIN (MARTINIQUE)	14°36'N	61° 0'W	144	68-85	1932.7
50	GRANTLEY ADAMS (BARBADOS)	13° 4'N	59°29'W	56	68-85	1111.3
50	DR. A. PLESMAN (CURACAO)	12°12'N	68°58'W	17	68-85	545.1

0	PUERTO PLATA	19°47'N	70°40'W	6	68-77	1701.0
51	LA MESA AIRPORT	15°27'N	87°56'W	31	68-77	1001.5
51	TELA	15°42'N	87°28'W	3	68-77	2552.3
51	GUANAHA	16°28'N	85°54'W	2	68-77	2126.8
51	PUERTO LEMPIRA	15°13'N	83°47'W	13	68-77	2680.4
51	BELIZE AIRPORT	17°32'N	88°18'W	5	68-85	1976.4
51	ISLE DEL CISNE	17°24'N	83°56'W	11	68-79	1472.9
51	SAN ANDRES (KOLUMBIEN)	12°35'N	81°40'W	6	70-85	1914.5
52	LOS ANDES	13°53'N	89°39'W	1700	68-78	2290.1
52	SAN SALVADOR	13°43'N	89°12'W	689	68-79	1764.3
52	ACAJUTLA	13°34'N	89°50'W	15	69-79	1797.0
52	LABOR OVALLE	14°51'N	91°30'W	2376	72-85	817.9
52	GUATEMALA OBSERVATORY	14°35'N	90°32'W	1502	68-85	1127.6
52	LA FRAGUA	14°58'N	89°32'W	425	72-84	678.2
52	HUENUETENANGO	15°19'N	91°28'W	1901	71-85	1005.3
52	COBAN	15°29'N	90°19'W	1316	72-85	2103.0
52	SANTA ROSA DE COPAN	14°47'N	88°48'W	1080	68-77	1590.8
52	TEGUCIGALPA	14° 3'N	87°13'W	1007	68-77	878.7
52	CHOLUTECA	13°18'N	87°12'W	48	68-77	1900.1
52	CATACAMAS	14°54'N	85°56'W	442	68-77	1351.7
52	SAN JOSE	9°59'N	84°13'W	939	68-85	1987.2
0	CAYENNE	4°50'N	52°22'W	9	68-85	3859.7
53	PIARCO AIRPORT (TRINIDAD)	10°37'N	61°21'W	15	68-79	1806.9
53	MARACAY	10°15'N	67°39'W	443	68-85	987.0
53	CARACAS	10°30'N	66°53'W	835	68-85	884.2
53	BARCELONA	10° 7'N	64°41'W	7	68-85	645.6
53	CIUDAD BOLIVAR	8° 9'N	63°33'W	55	68-79	1081.0
53	SAN FERNANDO DE APURE	7°54'N	67°25'W	74	68-81	1333.3
53	SANTA ELENA DE UAIREN	4°36'N	61° 7'W	907	68-81	1659.1
53	GAVIOTAS	4°28'N	70°44'W	183	75-83	2722.4
53	BOA VISTA	2°49'N	60°39'W	90	74-85	1635.2
54	MARACAIBO	10°34'N	71°44'W	65	68-85	627.8
54	SAN ANTONIO DEL TACHIRA	7°51'N	72°27'W	405	68-85	615.8
54	MERIDA	8°36'N	71°11'W	1498	68-85	1824.8
54	BARRANQUILLA	10°53'N	74°47'W	21	69-85	840.5
54	CUCUTA	7°55'N	72°33'W	309	75-85	881.4
54	BARRANCABERMEJA	7° 0'N	73°48'W	134	70-85	2478.3
54	BUCARAMANGA	7° 6'N	73°12'W	939	76-85	1252.6
54	MEDELLIN	6°13'N	75°36'W	1508	69-85	1626.4
54	SANTA MARTA	11° 7'N	74°14'W	4	76-85	454.7
54	CARTAGENA	10°27'N	75°31'W	2	76-85	1002.3
55	BOGOTA	4°42'N	74° 9'W	2547	69-85	791.6
55	IPALES	0°50'N	77°42'W	2962	75-85	903.5
55	CALI	3°24'N	76°24'W	969	69-85	966.1
55	GIRARDOT	4°17'N	74°48'W	286	74-85	1292.4
55	NEIVA	2°58'N	75°18'W	439	74-85	1287.9
0	SAN CRISTOBAL (GALAPAGOS-I.)	0°54'S	89°36'W	6	68-85	1060.3

56 QUITO	0° 9'S	78° 29'W	2811	75-84	929.6
56 PORT VIEJO	1° 2'S	80° 26'W	44	68-85	441.3
56 PICHILINGUE	1° 6'S	79° 28'W	73	68-85	1943.8
56 CANAR	2° 33'S	78° 56'W	3120	68-85	466.4
0 UAUPES	0° 8'S	67° 5'W	87	68-85	2829.3
57 LETICIA	4° 8'S	69° 59'W	84	72-85	3220.0
57 COARI	4° 5'S	63° 8'W	48	68-85	2180.1
57 MANAUS	3° 7'S	60° 1'W	60	68-85	2266.8
57 BENJAMIN CONSTANT	4° 22'S	70° 2'W	80	68-81	2976.8
57 CRUZEIRO DO SUL	7° 38'S	72° 36'W	170	74-84	2042.9
57 PORTO VELHO AEROPORTO	8° 46'S	63° 55'W	105	68-85	2298.0
57 ALTO TAPAJOS	7° 21'S	57° 31'W	125	68-76	2346.1
57 RIO BRANCO	9° 58'S	67° 48'W	136	75-85	1892.8
57 RIBERALTA	11° 0'S	66° 5'W	172	68-83	1907.8
58 SAO FELIX DO XINGU	6° 38'S	51° 59'W	150	76-85	2040.4
58 CONCEICAO DO ARAGUAIA	8° 16'S	49° 17'W	157	68-85	1740.1
58 CAROLINA	7° 20'S	47° 28'W	183	74-85	1727.4
58 BARRA DO CORDA	5° 30'S	45° 16'W	82	71-85	1285.8
58 FLORIANO	6° 46'S	43° 1'W	110	73-85	1151.4
58 PORTO NACIONAL	10° 42'S	48° 25'W	238	68-85	1705.2
58 BOM JESUS DA LAPA	13° 16'S	43° 25'W	440	73-85	1111.1
58 PETROLINA	9° 23'S	40° 30'W	370	73-85	659.4
59 BELEM	1° 28'S	48° 29'W	24	68-85	2822.3
59 SAO LUIZ	2° 32'S	44° 17'W	51	75-85	2178.9
59 FORTALEZA	3° 43'S	38° 33'W	50	68-85	1602.2
59 QUIXERAMOBIM	5° 12'S	39° 18'W	199	68-85	870.9
60 RECIFE	8° 4'S	34° 51'W	19	68-85	2296.1
60 ARACAJU	10° 55'S	37° 3'W	6	68-85	1411.9
60 SALVADOR	13° 0'S	38° 31'W	51	68-85	2098.1
61 TARIJA	21° 32'S	64° 47'W	1905	68-85	683.8
61 EL ALTO	16° 30'S	68° 11'W	4050	68-85	720.1
61 ORURO	17° 58'S	67° 7'W	3706	70-85	461.9
61 COCHABAMBA	17° 23'S	66° 10'W	2570	70-85	499.8
61 SUCRE	19° 3'S	65° 10'W	2850	70-85	754.9
61 LA QUIACA OBSERVATORIO	22° 6'S	65° 36'W	3459	68-85	332.6
61 JUJUY (AERO)	24° 23'S	65° 5'W	905	71-85	763.4
61 SALTA (AERO)	24° 51'S	65° 29'W	1226	68-85	762.8
62 RURRENABAQUE	14° 28'S	67° 35'W	200	70-85	2243.7
62 TRINIDAD	14° 45'S	64° 48'W	236	68-85	2122.3
62 SANTA CRUZ	17° 47'S	63° 10'W	437	68-85	1476.7
62 CAMIRI	20° 6'S	63° 33'W	792	68-85	953.8
62 YACUIBA	22° 1'S	63° 43'W	580	68-85	1248.2
62 MARISCAL ESTIGARRIBIA	22° 1'S	60° 36'W	181	68-78	594.0
62 RIVADAVIA	24° 10'S	62° 54'W	205	68-85	686.8
62 LAS LOMITAS	24° 42'S	60° 35'W	130	68-85	832.5
63 CUIABA	15° 36'S	56° 6'W	165	68-85	1349.2
63 PONTA PORA	22° 32'S	55° 44'W	650	68-85	1724.6
63 CAMPO GRANDE	20° 8'S	54° 37'W	656	68-85	1536.5

63 TRES LAGOAS	20°47'S	51°42'W	314	68-85	1270.9
63 CORUMBA	19° 1'S	57°40'W	140	75-85	1087.1
63 LONDRINA	23°23'S	51°11'W	566	68-85	1618.2
64 GOIANIA	16°41'S	49°15'W	733	68-85	1646.1
64 MONTES CLAROS	16°44'S	43°52'W	700	75-85	1203.3
64 BRASILIA	15°46'S	47°56'W	1161	68-85	1523.4
64 ARAXA	19°34'S	46°58'W	950	71-85	1641.3
64 BELO HORIZONTE	19°50'S	43°56'W	915	68-85	1558.0
64 JUIZ DE FORA	21°46'S	43°21'W	683	75-85	1593.6
65 RIO DE JANEIRO	22°54'S	43°10'W	26	68-85	1103.4
65 SAO PAULO	23°30'S	46°37'W	795	68-85	1460.9
65 IGUAPE	24°43'S	47°33'W	4	70-85	2011.7
0 CARAVELAS	17°44'S	39°15'W	4	68-85	1519.5
0 TRINIDADE	20°30'S	29°19'W	21	71-81	762.2

Tab. A2: Kennzeichnende Parameter der zur Gebietsindexbestimmung von Niederschlagsanomalien zusammengefassten Gebiete (vergleiche Abb. B1)

L: Laufende Nummer
 G: Suggestive Gebietsbezeichnung zur Identifikation der entsprechenden Gebiete in Abb. B1
 N: Anzahl der Niederschlagsstationen
 \bar{r} : Mittlerer Korrelationskoeffizient
 ρ : Ausgleichsfaktor (siehe Text)

L	G	N	\bar{r}	ρ
1	NORD-SENEGAL	9	0.731	0.855
2	NORD-MALI	10	0.845	0.919
3	NIGER	7	0.863	0.929
4	NORD-TSCHAD	4	0.897	0.947
5	NORD-SUDAN	3	0.801	0.895
6	SÜDSENEGAL/SIERRA LEONE	12	0.849	0.921
7	BURKINA FASO	27	0.818	0.904
8	GUINEAKÜSTE	11	0.608	0.780
9	ZENTRALAFRIKA	17	0.825	0.908
10	SÜD-SUDAN	5	0.812	0.901
11	ÄTHIOPIEN	7	0.643	0.802
12	OSTAFRIKA	7	0.405	0.636
13	ZAMBIA	7	0.829	0.911
14	NAMIBIA	3	0.853	0.924
15	ZIMBABWE	7	0.796	0.892
16	STRASSE VON MOZAMBIQUE	7	0.586	0.766
17	KOMOREN	7	0.584	0.764
18	MASKARENEN	7	0.457	0.676
19	BELUTSCHISTAN	4	0.666	0.816
20	NORD-PAKISTAN	5	0.545	0.738
21	NORD-INDIEN	13	0.538	0.733
22	ZENTRAL-INDIEN	8	0.774	0.880
23	SÜD-INDIEN	9	0.764	0.874
24	SÜDOST-INDIEN	4	0.685	0.828
25	OST-INDIEN	6	0.841	0.917
26	SRI LANKA	5	0.597	0.773
27	INDONESIEN	3	0.408	0.639
28	STRASSE VON MALAKKA	4	0.389	0.623
29	ÖSTLICHES WEST-MALAYSIA	4	0.506	0.712
30	PRACHUAP/CHUMPHONG	2	0.693	0.832
31	BIRMA	6	0.776	0.881
32	THAILAND	10	0.787	0.887
33	HONGKONG/MACAO	2	0.938	0.969
34	JAPANISCHE INSELN	2	0.734	0.857

35 PHILIPPINEN	8	0.518	0.720
36 OST-PHILIPPINEN	3	0.517	0.719
37 WEST-AUSTRALIEN	2	0.720	0.849
38 NORDWEST-AUSTRALIEN	4	0.569	0.754
39 ZENTRAL-AUSTRALIEN	5	0.613	0.783
40 OST-AUSTRALIEN	5	0.639	0.800
41 PAPUA NEU-GUINEA	5	0.494	0.703
42 GUAM/YAP/KOROR	3	0.508	0.713
43 TRUK/PONAPE	2	0.548	0.740
44 MARSHALL-INSELN	3	0.433	0.658
45 HAWAII-INSELN	4	0.393	0.627
46 NEU-KALEDONIEN	2	0.551	0.742
47 FIDSCHI-/SAMOA-INSELN	6	0.328	0.572
48 GESELLSCHAFTS-INSELN	5	0.427	0.653
49 TUAMOTU-INSELN	5	0.309	0.556
50 OST-KARIBIK	6	0.452	0.672
51 WEST-KARIBIK	7	0.530	0.728
52 ZENTRAL-AMERIKA	13	0.804	0.897
53 VENEZUELA	9	0.601	0.775
54 NORDWEST-KOLUMBIEN	10	0.468	0.684
55 SÜDWEST-KOLUMBIEN	5	0.514	0.717
56 ECUADOR	4	0.615	0.784
57 AMAZONAS-BECKEN	9	0.526	0.725
58 NÖRDLICHES BRASILIANISCHES BERGLAND	8	0.763	0.873
59 NÖRDLICHES NORDOST-BRASILIEN	4	0.738	0.859
60 ÖSTLICHES NORDOST-BRASILIEN	3	0.595	0.772
61 BOLIVIANISCHE ANDEN	8	0.809	0.899
62 GRAN CHACO	8	0.619	0.787
63 SÜDWEST-BRASILIEN	6	0.604	0.777
64 SÜDLICHES BRASILIANISCHES BERGLAND	6	0.813	0.901
65 SÜDKÜSTE VON SÜDOST-BRASILIEN	3	0.456	0.676